

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par la

Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla

Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 130. Lieferung

Des ganzen Werkes 160. Lieferung

**Petrographische und tektonische
Untersuchungen am Zentralen Aaregranit
und seinen altkristallinen Hüllgesteinen
im westlichen Aarmassiv
im Gebiet Belalp-Grisighorn**

Mit 44 Textfiguren, 22 Diagrammen und 2 Tafeln

Von

Albrecht Steck

Bern

MIT SUBVENTION DER STIFTUNG DR. JOACHIM DE GIACOMI DER S.N.G. GEDRUCKT

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG, Geographischer Verlag, Bern

1966

Druck Stämpfli & Cie, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1965 legte Herr Dr. A. STECK der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv» vor mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Seine Arbeit, die in drei Abschnitte gegliedert ist, befasst sich vor allem mit der petrographischen und tektonischen Beschreibung der altkristallinen Gneise und des Zentralen Aaregranites sowie der sie durchschlagenden Ganggesteine. Anhand genauer Feldbeobachtungen und gefügekundlicher Auswertung des Gesteinsmaterials ist es Herrn STECK gelungen, die tektonischen Vorgänge in ihrer Abfolge zeitlich zu gliedern.

Der Autor hat sich bereit erklärt, seine im Massstab 1:10000 aufgenommene Originalkartierung des Untersuchungsgebietes, welche Teile der Blätter 1269 Aletschgletscher und 1289 Brig umfasst, der Geologischen Kommission zur Verfügung zu stellen.

Deshalb hat die Kommission in ihrer Sitzung vom 5. März 1966 beschlossen, die Dissertation, welche unter der Leitung der Herren Proff. Dr. E. NIGGLI und Dr. Th. HÜGI entstanden ist, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Herr STECK wird an die Druckkosten einen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht. Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Juni 1966.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung meiner sehr verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI und Herrn Prof. Dr. Th. HÜGI unternommen. Die Feldaufnahmen erfolgten in den Sommern 1960–1963.

In diesen Jahren stellte ich Vergleiche mit verschiedenen andern Granitvorkommen an. Ich besuchte auf Instituts- und Privatexkursionen das mittlere und östliche Aarmassiv, das Gotthardmassiv, das Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, den Granit von Baveno, die Vogesen, Elba und Cornwall.

Als Unterlage für die Kartierung im Massstab 1:10000 diente mir eine Vergrösserung der Landeskarte der Schweiz der Eidgenössischen Landestopographie (Blatt 264, Jungfrau).

Ich möchte Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI für die Leitung der Arbeit, für das ständige Interesse an meinen Untersuchungen und die vielen Anregungen sehr herzlich danken. Als Betreuer von Dissertationen liess Herr Prof. E. NIGGLI uns Doktoranden eine grosse Freiheit in der Zielsetzung und Planung, den Arbeitsmethoden und schliesslich der Interpretation unserer Befunde, auch wenn dabei zwischen Lehrer und Schülern oder unter uns Studienkollegen gegensätzliche Auffassungen vertreten wurden.

Herrn Prof. Dr. Th. HÜGI durfte ich mehrmals auf Exkursionen in verschiedene Teile des Aarmassives begleiten. Ausserdem führte er mich in zuvorkommender Weise in verschiedene Methoden der Gesteinsanalyse ein. Für die vielseitige Unterstützung und das stete Interesse für meine Arbeit bin ich Herrn Prof. HÜGI zu grossem Dank verpflichtet.

Herr Prof. Dr. W. NOWACKI (Abteilung für Kristallographie und Strukturlehre) stellte mir in zuvorkommender Weise verschiedene Apparate zur Verfügung, wofür ich ihm bestens danke.

Viele Anregungen erhielt ich durch die Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. A. STRECKEISEN und Frl. Prof. Dr. E. JÄGER.

In Dankbarkeit denke ich an die sehr lehrreichen Feldtage mit Herrn Dr. P. ZBINDEN zurück, als er im Jahre 1959 Herrn Dr. T. LABHART und mir sein Dissertationsgebiet zwischen Mörel und Biel am rechten Ufer des Rotten zeigte.

Herr Dr. H. LEDERMANN lud mich ein, mit ihm den Kontakt des Zentralen Aaregranites mit dem überlagernden Baltschiedergranit im Gredetschtal anzusehen. Ausserdem stellte er mir freundlicherweise für Vergleiche einige Schiffe des Baltschiedergranites zur Verfügung. Für beides möchte ich Herrn Dr. LEDERMANN vielmals danken.

Herr Dr. H. LIECHTI war so freundlich, mir seine Dünnschliffsammlung von Gesteinen aus dem Göschenerthal zu zeigen. Ich danke ihm dafür herzlich.

Herrn H. HUBER danke ich für die sehr sorgfältige Herstellung der Dünnschliffe und Röntgenaufnahmen vielmals.

Einen besondern Dank schulde ich meinen Freunden und Studienkollegen H. RUTISHAUSER und M. FREY, die mich mehrmals in schwierigem Gelände in meinem Untersuchungsgebiet begleiteten.

Durch meinen Studienkameraden und Gebietsnachbarn Dr. P. LABHART, der ungefähr gleichzeitig sein Gebiet kartierte, erhielt ich auf gemeinsamen Exkursionen manche wertvolle Anregung.

Mit Vergnügen denke ich an gemeinsame Feldtage und Diskussionen mit meinen Studienkollegen Dr. S. GRAESER, Dr. C. NIGGLI, Dr. A. STALDER, Dr. T. PETERS, A. ARNOLD und Dr. H. WÜTHRICH zurück.

Die Kraftwerksgesellschaft Electra Massa S.A. gestattete mir in zuvorkommender Weise, einen Sondierstollen in der Massaschlucht zu besichtigen. Ich möchte der Kraftwerksgesellschaft an dieser Stelle sehr herzlich danken.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	III
<i>Vorwort des Verfassers</i>	IV
<i>Literaturverzeichnis</i>	VII
Geologische Übersicht	1
Kurzer historischer Rückblick	2
Problemstellung	5
I. Teil: Das Altkristallin	
A. Das Altkristallin südöstlich der Grisighorn-Granitzunge	6
1. Die Zone der Augengneise und ihre Einlagerungen	6
a) Räumliche Stellung und Bau der Zone	6
b) Die Augengneise	7
c) Quarzdioritische Gneiseinlagerungen in den Augengneisen	8
d) Biotitgneis und Amphibolitschollen	9
2. Die Zone der granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp	9
a) Räumliche Stellung und Bau der Zone	9
b) Homogener kleinaugiger oder gleichkörniger, granodioritischer und vorwiegend quarzdioritischer Biotitgneis	11
3. Die basischen Schollen im Altkristallin südöstlich des Zentralen Aaregranites (Zone der Augengneise und Zone der granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp)	13
4. Genese der altkristallinen Gesteine südöstlich der Grisighorn-Granitzunge	14
B. Das überwiegend migmatische Altkristallin nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge	14
1. Räumliche Stellung der Zone	14
2. Petrographische Beschreibung der Zone	15
a) Homogene Granite, Granodiorite und Quarzdiorite	15
b) Gebänderte und schlierige granodioritische und quarzdioritische Gneise	16
c) Die pegmatitischen Bildungen in den altkristallinen Migmatiten	17
d) Kalksilikatfelse	18
e) Hornblende-Quarzabbro	19
f) Bänderamphibolite und -hornblendite	20
g) Agmatite	21
h) Serpentine	21
3. Bau, Alter und Diskussion der Genese der altkristallinen Gesteine nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge	22
C. Die Deformationsbreccie im Grisighorn-Nordgrat	24
II. Teil: Bau und Petrographie des Zentralen Aaregranites und der jungen Ganggesteine	
A. Geologische Übersicht	25
1. Der Zentrale Aaregranit der Grisighorn-Granitzunge	27
a) Die normale grobkörnige Facies des Granites	29
b) Die aplitische Randfacies des Granites	33
c) Die porphyrische Randfacies des Granites	34
d) Biotitreiche Bildungen in der aplitischen Randfacies	34
e) Pegmatitische Bildungen in der aplitischen Randfacies	37
Pegmatitnester	37
Das Pegmatitvorkommen am Unterbächgletscher (bei Koordinaten 639 900/139 170/3000)	38
Pegmatitgänge	40
Mineralbeschreibung	40
f) Primäre Eruptivkontakte im Innern des Zentralen Aaregranites	41
g) Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren im Innern der Grisighorn-Granitzunge	42

	Seite
h) Schollen im Zentralen Aaregranit	44
Schollen von dunklerem Aaregranit im helleren Aaregranit	44
Hornfelsschollen	45
Basische Butzen	47
i) Eine Rb-Sr-Altersbestimmung an der porphyrischen Randfacies des Zentralen Aaregranites	48
k) Die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Altkristallins durch den Zentralen Aaregranit	48
2. Sulfidische Fe-Cu-Vererzungen	49
a) Geologische Übersicht	49
b) Spaltenfüllende Erzgänge	49
c) Metasomatische Bildungen	49
3. Aplite und Granitporphyre	50
a) Alter, Bau und Verbreitung	50
b) Aplite	51
c) Granitporphyre	53
4. Quarzporphyre	54
a) Alter, Bau und Verbreitung	54
b) Petrographische Beschreibung	54
5. Lamprophyre	56
a) Verbreitung, Alter und Bau	56
b) Kersantite	57
c) Spessartite	58
d) Vogesite mit Hornblendedioritschollen	59
6. Molybdänit-Quarzgänge und -nester	60
B. Zur Platznahme des Zentralen Aaregranites und der jungen Ganggesteine	61

III. Teil: Alpiner Bau, alpine Bewegungen und alpine Mineralneubildungen

A. Allgemeine Übersicht	64
B. Erste Phase	66
Erste Schieferung (S_1) und Mineralstreckung (L_1)	66
Verbreitung der ersten alpinen Schieferung (S_1)	69
Kleinfalten	71
Vollständig mit Mineralien gefüllte Zerrklüfte	71
C. Zweite Phase	72
Zweite alpine Schieferung (S_2) und Mineralstreckung (L_2)	72
Milchquarzgänge	74
Mit Quarz gefüllte Zerrklüfte	74
Verbreitung der zweiten alpinen Schieferung (S_2)	74
D. Dritte Phase	76
Dritte alpine Schieferung (S_3) und Mineralstreckung (L_3), Verbreitung, Milchquarzgänge, Kleinfalten B_3	76
E. Vierte Phase	76
Scherflächen und Harnischflächen (S_4), Rutschstriemen (L_4), Fiederklüfte, Verbreitung von S_4	76
F. Fünfte Phase	79
Alpine, offene, mineralführende Zerrklüfte	79
G. Der als alpine Aufschiebungsfläche ausgebildete NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge am Oberaletschgletscher	80
H. Die Aufschiebungszone am SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge	82
I. Die alpinen Mineralbildungen und ihre Altersbeziehung zu den alpinen Gesteinsdeformationen	83
J. Der alpin gebildete Granat	85
K. Geometrische Beziehungen zwischen alpinen, hercynischen und älteren Gefügeelementen	91
L. Vergleich mit benachbarten Gebieten	91
M. Alter und Genese des alpinen Baues und der alpinen Metamorphose	93
Zusammenfassung	94
Anhang: 22 Diagramme	97

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

- ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite*. – Eclogae 58: S.369–390.
- BAER, A. (1959): *L'extrémité occidentale du massif de l'Aar*. – Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat. 82: p.5–160.
- BALTZER, A. (1888): *Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/IV.
- (1901): *Nachlese zur Geologie des Aarmassivs*. – Mitt. natf. Ges. Bern: S.67–72.
- (1903): *Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs*. – N. Jb. Mineral. usw.: S.292–324.
- (1904): *Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs*. – C.R. IX. Congr. géol. intern. Vienne 1903: S.787–798.
- (1906): *Sammlung geologischer Führer XI: Das Berner Oberland und Nachbargebiete*. – Gebr. Bornträger, Berlin.
- (1910): *Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs*. – Eclogae 11: S.280–283.
- CADISCH, J. & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Wepf & Co., Basel.
- CHATTERJEE, N.D. (1961): *The Alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy*. – Geol. Rdsch. 51/1: S.1–72.
- CLOOS, H. (1925): *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen I*. – Bornträger, Berlin.
- (1926): *Zur Kritik der Granittektonik*. – Cbl. Mineral., Abt. B, 14.
- (1927): *Zur Tektonik alpiner Granitplutone*. – Geol. Rdsch. 18.
- (1928): *Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa*. – Fortschr. Geol. Paläont. 7/21.
- (1933): *Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen*. – Intern. geol. Congr. 16, Washington.
- DIDIER, J. & ROQUES, M. (1960): *Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central français*. – Intern. geol. Congr., Rep. 21. Sess. Norden XIV. Copenhagen.
- ECKARDT, P.M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch*. – Diss. Univ. Zürich.
- ELLER, J.-P. VON (1961): *Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes*. – Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine 19.
- EUGSTER, H.P. (1951): *Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein (Aarmassiv-Ostende)*. – SMPM 31: S.1–131.
- FEHR, W. (1922): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im centralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs*. – Diss. Bern (unveröffentl.).
- FELLENBERG, E. VON (1878): *Vorlage und Erläuterung der geologischen Aufnahme des Dufourblattes XVIII nördlich der Rhone*. – Verh. schweiz. natf. Ges.: S.54 ff.
- FELLENBERG, E. VON, MOESCH, C. & SCHMIDT, C. (1893): *Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 21/I und II.
- FOSTER, M.D. (1960): *Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas*. – Geol. Surv. prof. Pap. 354-B. Washington.
- FRASL, G. (1954): *Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspäten einiger Porphyrygranite, Porphyrygranitgneise und Augengneise Österreichs*. – Jb. geol. Bundesanst. 97/1, Wien: S.71–131.
- FRIEDLAENDER, C. & NIGGLI, P. (1931): *Beitrag zur Petrographie der Vogesen*. – SMPM 11: S.365–411.
- GRAESER, ST. (1964): *Über Funde der neuen rhomboedrischen MoS₂-Modifikation (Molybdänit-3R) und von Tungstenit in den Alpen*. – SMPM 44: S.121–128.

- HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs.* – SMPM 38: S.255–362.
- HARRY, W.T. & EMELEUS, C.H. (1960): *Mineral layering in some granite intrusions of S.W. Greenland.* – Intern. geol. Congr., Rep. 21. Sess. Norden XIV: p.172–181. Copenhagen.
- HEIM, ALB. (1919/1922): *Geologie der Schweiz.* Bd. II: *Die Schweizeralpen.* – Leipzig.
- HOEPPENER, R. (1956): *Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.* – Geol. Rdsch. 45/2: S.247–283.
- HUBER, M. (1922): *Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli.* – Diss. Bern (unveröffentl.).
- HÜGI, TH. (1956): *Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs.* – Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 94.
- HUGI, E. (1920): *Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs.* – Eclogae 15: S.481–491.
- (1921): *Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen.* – Eclogae 16: S.464–482.
- (1922): *Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion.* – Verh. schweiz. natf. Ges. Bern. II. Teil: S.86–109.
- HUGI, E. & HUTTENLOCHER, H. (1922): *Bericht über die Exkursion A der schweizerischen geologischen Gesellschaft ins westliche und mittlere Aarmassiv.* – Eclogae 17: S.400–410.
- (1934): *Das Aarmassiv.* – Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II: S.130–138. Wepf, Basel.
- HUTTENLOCHER, H. (1921a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs.* – Diss. Bern (unveröffentl.).
- (1921b): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs.* – Jb. phil. Fak. II Univ. Bern. 1: S.43 bis 51.
- (1921c): *Vorläufige Mitteilungen zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs.* – Mitt. natf. Ges. Bern I: S.1–20.
- (1931): *Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis).* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 16/II.
- (1933): *Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs.* – SMPM 13: S.281 bis 291.
- (1942): *Allgemeines zu den petrogenetischen Problemen, die sich aus den vom Berner Institut im Wallis vorgenommenen Untersuchungen ergeben.* – SMPM 22: S.381–384.
- (1947): *Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv.* – Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 4: S.85–116.
- HUTTENLOCHER, H., JOST, W. & KRAFTWERKE OBERHASLI (1952): *Über die Grimsel.* – Festgabe an die Teilnehmer der Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Bern.
- HUTTENLOCHER, H. (1953): *Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung.* – Geol. Rdsch. 42: S.93–107.
- JÄCKLI, H. (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden).* – Eclogae 44/2: S.332–337.
- (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 36.
- JÄGER, E. & FAUL, H. (1959): *Age measurements on some granites and gneisses from the Alps.* – Bull. geol. Soc. Amer. 70: p.1553–1557.
- JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. & WÜTHRICH, H. (1961): *Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit.* – SMPM 41: S.117–126.
- JUNG, J. & ROQUES, M. (1952): *Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes.* – Bull. Serv. Carte géol. France 50/235.
- KOENIGSBERGER, J. (1914): *Molybdänglanz im Aaregranit.* – Cbl. Mineral. usw., Jg. 1914: S.493/494.
- (1925): *Über alpine Minerallagerstätten.* – SMPM 5: S.67–127.
- (1933): *Bemerkungen zu W. Minder, Petrographie des mittleren Aarmassivs.* – SMPM 13: S.292–295.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten.* – SMPM 37: S.398–434.
- LABHART, T.P. (1965): *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz).* – Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 124.
- LEDERMANN, H. (1946): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv).* – SMPM 25: S.383–530.
- (1955): *Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Baltschiedertal (Wallis).* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 33.

- LIECHTI, H. (1933): *Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen*. — SMPM 13: S.491–563.
- MEHNERT, K.R. (1959): *Der gegenwärtige Stand des Granitproblems*. — Fortschr. Mineral. 37/2: S.117–206.
- (1960): *Über endogene Erzbildungen und ihre Beziehungen zur Granitentstehung durch selektive Mobilisation*. — N. Jb. Mineral., Abh. 94: S.49–76.
- MINDER, W. (1932): *Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs*. — SMPM 12: S.353–422.
- (1933): *Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Klüftmineralien*. — SMPM 13: S.296 bis 301.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. — Eclogae 56/2: S.755–808.
- NICKEL, E. (1963): *Einströmungs- und Amplatzgefüge von Graniten*. — SMPM 43/2: S.499–528.
- NIGGLI, C.R. (1965): *Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergestelen und Furkapass*. — Diss. Bern.
- NIGGLI, E. (1952): *Stéréométrie et mise en place de filons*. — Bull. Soc. géol. France 6/2: p.215–223.
- (1953): *Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiet von Sept-Laux (Belledonne-Massiv)*. — Leidse geol. Meded. 17: S.215–236.
- (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. — Intern. geol. Congr., Rep. 21. Sess. Norden XIII: S.132–138. Copenhagen.
- (1961): *Bemerkungen zur tertiären regionalen Metamorphose in den Schweizeralpen*. — N. Jb. Mineral., Abh. 96/2: S.234/235.
- NIGGLI, P. (1920): *Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma*. — B.G.Teubner, Leipzig.
- (1924): *Der Chemismus der zentralen Aaregranite*. — SMPM 4: S.337–351.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R.U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. — Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- NIGGLI, P. (1933): *Bemerkungen zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Klüftmineralien*. — SMPM 13: S.302–304.
- (1936): *Die Magmentypen*. — SMPM 16: S.335–399.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R.L. (1940): *Die Mineralien der Schweizeralpen*. — Bd.1 und 2. Wepf, Basel.
- NIGGLI, P. (1950): *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose*. — SMPM 30: S.500–538.
- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum–Helvetikum*. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa, 7: S.153–188.
- PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H. G. (1961): *Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens*. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 4: S.199–210.
- RAUMER, J. VON (1963): *Fliessgefüge und Tektonik in den Quarzporphyren des Montblanc*. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 117: S.265–272.
- RITTMANN, A. (1960): *Vulkane und ihre Tätigkeit*. — Ferd.Enke, Stuttgart.
- ROHR, K. (1926): *Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs*. — Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 57.
- ROSIER, G. (1931): *Contribution à la Géologie de l'Aletschhorn*. — Eclogae 24/1: S.83–124.
- SANDER, B. (1948/1950): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. — 1. und 2. Teil. Springer, Wien.
- SANDER, B. mit KASTLER, D. & LADURNER, J. (1954): *Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner*. — Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 163/6 und 7. Wien.
- SCHWAN, W. (1964): *Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen*. — Geotekt. Forsch. 19: S.1–47.
- SIGRIST, F. (1947): *Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs*. — SMPM 27: S.39–182.
- SRIRAMADAS, A. (1957): *Diagramms for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets*. — Amer. Mineral. 42: S.294–298.
- STALDER, A. (1964): *Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet*. — SMPM 44/1: S.187–398.
- STAUB, R. (1956): *Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der spätherzynischen Massive im alpinen Raum*. — Eclogae 49/2: S.291–311.
- STECK, A. (1966): *Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig*. — SMPM 46.

- STEIGER, R. H. (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass.* — SMPM 42: S. 381–577.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*, 1. Bd. — Bern (Stämpfli).
- SWIDERSKI, B. (1919): *La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa.* — Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 47/1.
- TRÖGER, W. E. (1952): *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* — Schweizerbartsche Verl.-Buchh., Stuttgart.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites.* — McGraw-Hill, San Francisco.
- WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* — SMPM 35: S. 311–319.
- (1958): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges.* — SMPM 38/2: S. 492/493.
- (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen.* — SMPM 42: S. 139–152.
- WINCHELL, H. (1958): *The composition and physical properties of garnet.* — Amer. Mineral. 43: p. 595–600.
- WÜTHRICH, H. (1963): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv.* — Eclogae 56: S. 103–112.
- (1965): *Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv.* — SMPM 45: S. 875–972.
- ZBINDEN, P. (1949): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs.* — SMPM 29: S. 221–356.

Geologische Übersicht

Das Aarmassiv gehört zu den autochthonen Kristallinmassiven der Westalpen (Gotthard-, Aar-, Aiguilles-Rouges-, Mont-Blanc-, Belledonne-, Grandes-Rousses-, Pelvoux- und Argentera-Massiv). Während der alpinen Gebirgsbildung wurden diese von mesozoischen Sedimenten überlagerten Massive als Teile des kristallinen Grundgebirges emporgehoben. Die Erosion legte die Massive von den überlagernden Gesteinen der Decken und den autochthonen mesozoischen Sedimenten frei. Auf der geologischen Übersichtskarte (Fig.1) ist das westliche Aarmassiv dargestellt. Das Aarmassiv bildet einen 115 km langen und

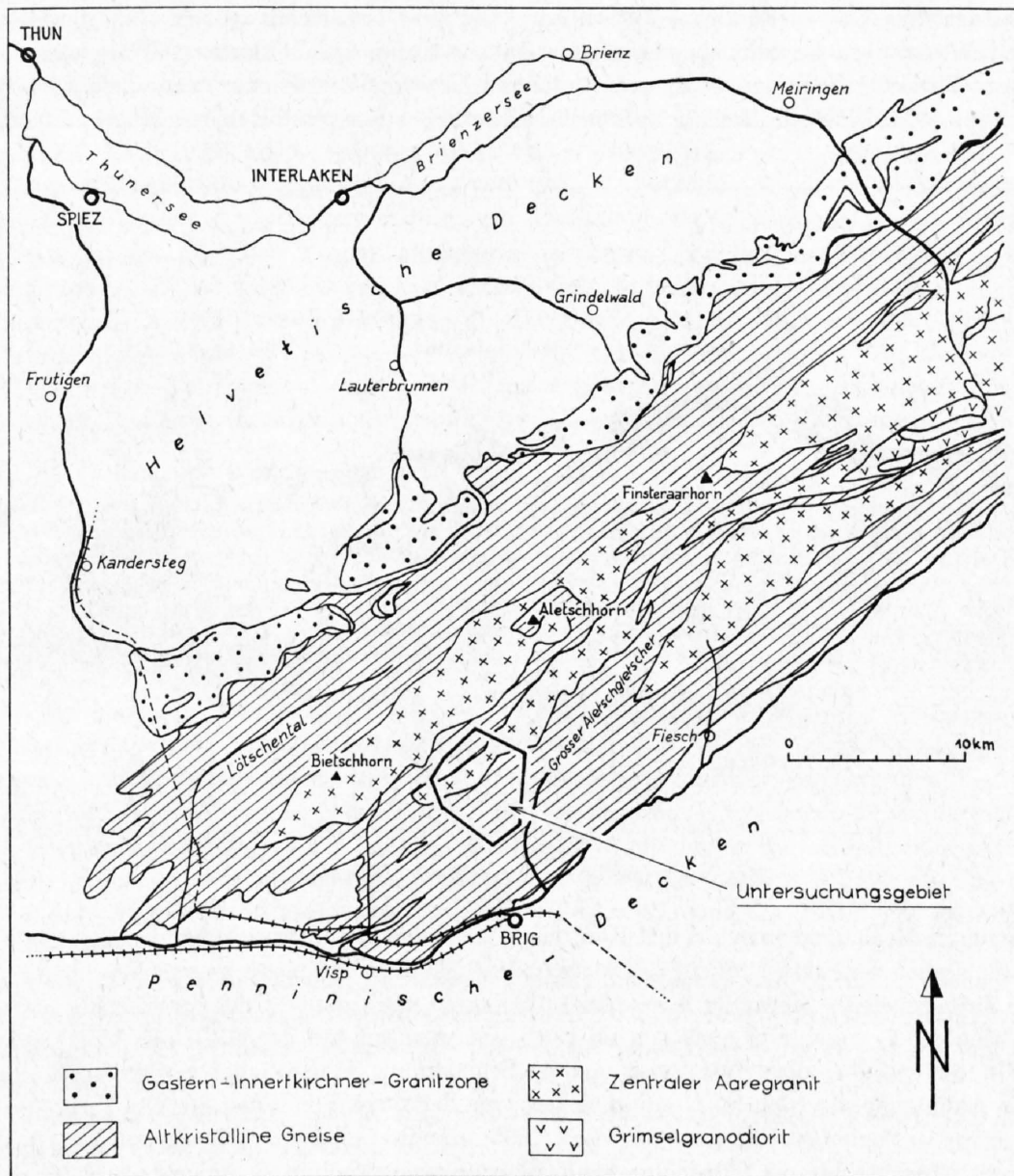


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte des westlichen Aarmassives
(nach Th. Hügi, 1956).

23 km breiten, NE-streichenden, vortriadischen Kristallin-Gesteinskörper, der an seinen Enden axial unter die mesozoischen Sedimente abtaucht. HÜGI (1956) gliedert das Aarmassiv in folgende, massivparallele Gesteinszonen: im Nordwesten die Gastern-Innertkirchner-Granitzone, südöstlich anschliessend die kristalline Schieferhülle des Zentralen Aaregranites, die auch als Altkristallin bezeichnet wird. Dieses Altkristallin besteht aus sauren bis ultrabasischen, vorwiegend polymetamorphen, prätriadischen Kristallin-gesteinen. In dieses Altkristallin intrudierte späthercynisch der Zentrale Aaregranit.

Auf der geologischen Übersichtskarte (Fig.1) ist mein Untersuchungsgebiet eingetragen.

Kurzer historischer Rückblick

In einer 1893, in den «Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz», erschienenen Monographie beschreibt der Berner Naturforscher EDMUND VON FELLEBERG erstmals systematisch die Geologie des westlichen Aarmassives. Er baut im wesentlichen auf das grundlegende klassische Werk von BERNHARD STUDER «Geologie der Schweiz» (1851) auf. Einleitend bespricht VON FELLEBERG ausführlich die ältere Literatur seit 1546. Während dreissig Jahren besuchte dieser unermüdliche Berggänger auf zahlreichen

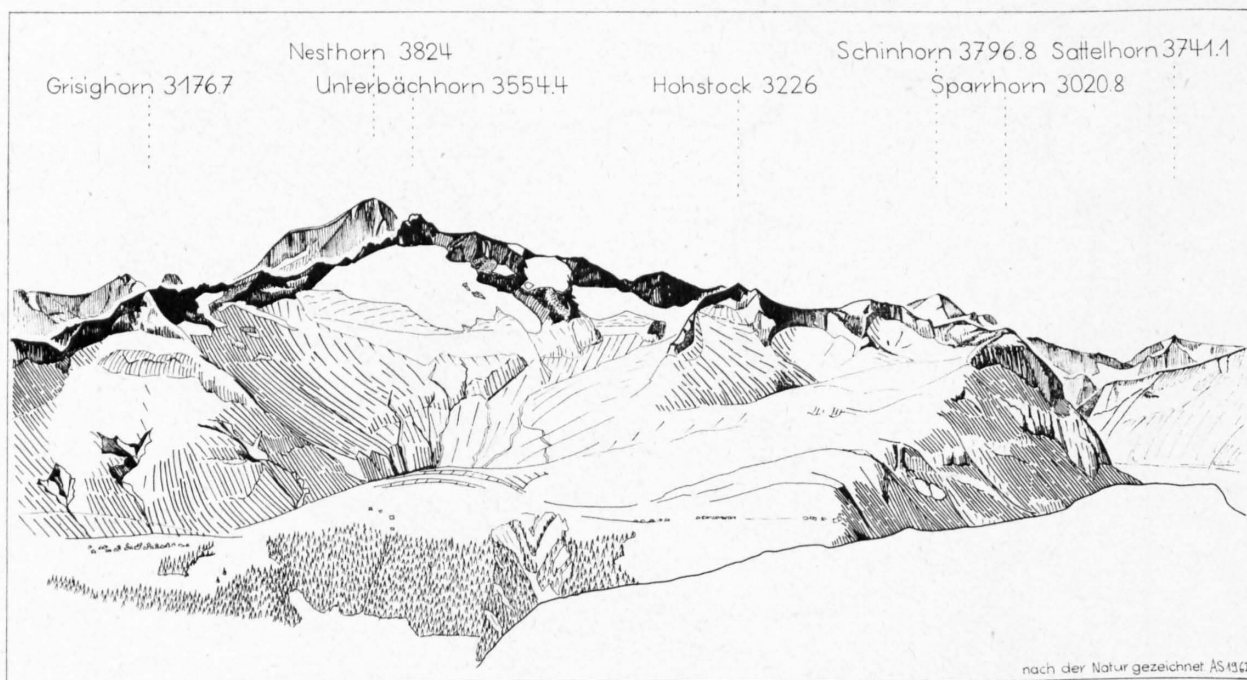


Fig. 2. Blick von Rosswald auf die Belalp.

Exkursionen die Hochalpen zwischen den Kantonen Wallis und Bern. Bereits 1862 beobachtete VON FELLEBERG anlässlich der Erstbesteigung des Aletschhornes, dass die Grünschiefer und Amphibolite hier den zentralen Granitgneis (= Zentraler Aaregranit) überlagern und die nördliche Schieferhülle mit der südlichen verbinden. Er beschreibt auch den im Dach diskordanten, auf der NW- und SE-Flanke konkordanten Kontakt zwischen dem Granitgneis und der Schieferhülle. Ursprünglich vertritt VON FELLEBERG (1878) die Auffassung, der jüngere Granitgneis habe als Schmelze die älteren Schiefer intrudiert. In den «Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz» (1893) nimmt er aber mit A. BALTZER (1888) an, dass der ältere zentrale Granitgneis, der «Protogin», als Festkörper mechanisch in die jüngeren Schiefer eingepresst wurde. VON FELLEBERG beschreibt eine junge Schieferung, die alle aarmassivischen Gesteine überprägt. Er schreibt (op.cit., S.28):

«Wir haben innerhalb des Granitgneisses vollkommen granitische, wir haben granitisch-schiefrige (Bankgranit) und mehr und mehr gneissartige Ausbildungen des Gesteins, so dass namentlich auf der Südseite der Gneissgranit allmählig in einen sogen. Augengneiss (Protogingneiss) und flaserigschiefrigen Gneiss übergeht und die Trennung stellenweise eine äusserst schwierige ja oft willkürliche ist.» Und Seite 29: «Zudem erscheinen die Schieferungsklüfte infolge ihres Parallelismus und des gleichmässigen Streichens und Fallens, durch's ganze Massiv hindurch, der Ausdruck einer sämtlichen Glieder der kristallinen Gesteine gleichmässig betreffenden mechanischen Arbeit, der Stauung durch Faltung zu sein.»

Über das Alter dieser Schieferung äussert sich VON FELLEBERG nicht. ALB. HEIM (1921) erkennt als erster das alpine Alter dieser Schieferung. Ich bezeichne diese Schieferung in der vorliegenden Arbeit als erste alpine Schieferung (S_1).

1901 ändert BALTZER seine 1888 geäusserte Ansicht über die Entstehung des Zentralen Aaregranites. Den schon von STUDER und ESCHER beschriebenen «Siebengang» am Lauteraargletscher, den er früher als pseudoeruptive, mechanische Ausstülpung bezeichnete, deutet er jetzt als eine im schmelzflüssigen Zustand intrudierte Granitapophyse. BALTZER (1903, 1904 und 1906) beschreibt in verschiedenen Arbeiten den Aletschlakkolithen. Diese Arbeiten enthalten geologische Ansichten und Profile. 1904 (S. 794) schreibt BALTZER über das Westende des Aarmassives: «Hier liegt der Schlüssel für die Erkenntnisse des Aarmassives in den klaren Gangverhältnissen, den Schollenkontakten, den kappenförmigen Hüllschiefern der alten Decke,...».

Das reiche Beobachtungsmaterial, das von BALTZER und besonders von VON FELLEBERG zusammengetragen wurde, bildet nun in den folgenden Jahren die Grundlage für alle möglichen Hypothesen.

HUGI (1920, 1921, 1922), ein begeisterter Anhänger der Weinschenk'schen Theorien, entwirft folgendes Bild für die gesteinsbildenden Vorgänge während und nach der Intrusion des Zentralen Aaregranites: die Intrusion und Erstarrung der granitischen Schmelze fand unter «einseitigem, gerichtetem Druck» statt. Die Paralleltextur des Zentralen Aaregranites ist weitgehend durch diese Weinschenk'sche Piezokristallisation entstanden und nur zu einem geringen Anteil durch die junge alpine Dislokationsmetamorphose. Die Magmaintrusion bewirkte eine grossräumige «Injektionskontaktmetamorphose». Den Aplit- und Pegmatitinjektionen folgten intensive pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen der Granitintrusion. Diese kontaktmetamorphen Vorgänge vollzogen sich oft unter gleichzeitigem Einflusse «tangential wirkender Kräfte» (=Weinschenk'sche Piezokontaktmetamorphose). Interessant ist folgende Äusserung HUGI'S (1920, S. 488):

«Wenn es für mich nun auch keinem Zweifel unterliegt, dass die kontaktmetamorphen Einwirkungen und die aplitischen und pegmatitischen Injektionen der Schieferhülle vom Protogin (= Zentraler Aaregranit) ausgehen, so muss andererseits doch hervorgehoben werden, dass ich bis jetzt nirgends im ganzen mittleren und westlichen Aarmassiv eine Stelle gefunden hätte, an der man einen Aplit- oder Pegmatitgang direkt in die injizierten Schiefer übertreten sehen könnte. Diese Tatsache könnte im ersten Augenblick geeignet erscheinen, die primäre Zusammengehörigkeit von Eruptivkern und Schieferhülle in Frage zu stellen. Bei genauem Zusehen löst sich aber der scheinbare Widerspruch ohne weiteres: Die Lagerungsverhältnisse in der Kontaktzone sind nicht die Ursprünglichen geblieben, starke tektonische Einwirkungen haben dieselben verändert.»

Diese Ansichten HUGI'S stehen im Widerspruch zu den ausführlich beschriebenen Feldbeobachtungen von VON FELLEBERG und BALTZER am «Aletschlakkolithen».

SWIDERSKI (1919) und HUTTENLOCHER (1921a) erstellen je eine geologische Karte des Westendes des Aarmassives. Auf diesen Karten ist erstmals der Zentrale Aaregranit eingetragen, der das Grisighorn und die Fusshörner aufbaut. Während der Berner Doktorand HUTTENLOCHER die komplizierten petrographischen Erscheinungen im Aarmassiv im Sinne HUGI'S deutet, vertritt SWIDERSKI (Schüler von Lugeon) neue, erst 1933 von HUTTENLOCHER anerkannte Ideen. Nach SWIDERSKI sind die Injektionen im Altkristallin älter als die Intrusion des Aaregranites.

Der Zentrale Aaregranit schneidet am Eruptivkontakt die Nebengesteinsstrukturen scharf ab. Nur vereinzelte Apophysen durchschlagen diskordant die kristallinen Hüllgesteine. In der Regel ist am Eruptivkontakt eine aplitische Randfacies ausgebildet, die von SWIDERSKI als rasch abgekühlte und erstarrte Schmelze gedeutet wird.

Der Nachtrag zur «Geologie der Schweiz» von ALB. HEIM (1922) enthält ein Querprofil durch das westliche Aarmassiv von HUTTENLOCHER.

1922 fand unter der Leitung von HUGI und HUTTENLOCHER eine Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft auf die Belalp (Unterbächkessel) und ins Oberaletschgebiet statt. Die folgenden Schlussbemerkungen im Exkursionsbericht (S. 410) zeigen, dass neben den Auffassungen der Berner Schule

(HUGI) von den verschiedenen Fachleuten auch gegensätzliche Ansichten über die Genese der verschiedenen Gesteine vertreten wurden:

«Mit Befriedigung stellte er (P. Niggli) fest, dass wohl die einander gegenüberstehenden Schulmeinungen in den lebhaften Diskussionen sich absichtlich auf ihre Extreme eingestellt haben, dass aber gerade dieser intensive Gedankenaustausch zwischen den verschiedenen Auffassungen der endgültigen Lösung der uns beschäftigenden Probleme nur förderlich sein kann.»

1933 widerlegt HUTTENLOCHER die bisherigen Ansichten HUGIS. Er schreibt die mächtigen Injektionserscheinungen im Altkristallin einem Vorläufer des zentralaargranitischen Magmas zu. Für den Zentralen Aaregranit nimmt er an, dass er völlig passiv als hochviskose Schmelze in die bereits aufgerichteten kristallinen Schiefer eingepresst worden sei, ohne eine wesentliche Kontaktmetamorphose zu verursachen.

Die grundlegenden Arbeiten von H. CLOOS über Granittektonik gaben wohl den Ansporn zu den drei folgenden Studien:

ROSIER (1931) beschreibt in einer sehr schönen Arbeit den Bau des Zentralen Aaregranites im Aletschhorn (das Profil durch das Aletschhorn auf der Figur 14 ist dieser Publikation entnommen worden).

MINDER (1932) und LIECHTI (1933) untersuchten mit statistischen Methoden die Klüfte im Zentralen Aaregranit im Grimsel- bzw. im Göschener Querprofil. MINDERs Arbeit wurde von verschiedenen Fachleuten kritisiert (KOENIGSBERGER, 1933, P. NIGGLI, 1933). Interessant ist die von STALDER (1964) bestätigte Beobachtung, dass in den zentralen Teilen des Aarmassives die Aplite und die meisten Kersantite durchschnittlich N 110° E streichen und senkrecht stehen. Es handelt sich um eine hercynische Kluftrichtung, die man am Westende des Aarmassives in den sulfidischen Erzgängen im Grisighorn-Granitstock (op. cit.) und in der Massaschlucht (VON FELLEBERG, 1893) wiederfindet. Hier streichen die Gänge genau Ost-West.

Im Geologischen Führer der Schweiz (1934) verfasste HUGI den Aufsatz «Das Aarmassiv». Nach HUGI vollzog sich die geologische Entwicklung des Aarmassives in folgenden verschiedenen Phasen (S. 138):

1. Vorhercynische migmatische und dislokationstektonische Verfäلتung und Injektion der alten kristallinen Schieferkomplexe.
2. Eigentliche Massivbildung durch die erste und zweite hercynische Faltung und durch die in ihrem Gefolge gehenden gewaltigen Magmaeinbrüche. Die Intrusion der nördlichen Teilmassive ging derjenigen des Zentralen Aaregranites voraus. Erstere erfolgte in ein tieferes, diese in ein relativ höheres Niveau der Erdkruste. Die letzten spätkarbonischen oder permischen Quarzporphyrgüsse des Zentralen Aaregranites waren z.T. effusiver Natur. Den vorhercynischen Elementen wurden die hercynischen überprägt, jene zu einem guten Teil verdeckend.
3. Umgestaltung des hercynischen Gebirges durch die Hauptfaltung der Alpen in der mittleren Tertiärzeit. Im Aarmassiv waren diese Einflüsse rein dislokationstektonischer Art...

Auf einer Übersichtskarte stellt HUGI das Aarmassiv mit der heute noch anerkannten Zonengliederung dar. HUTTENLOCHER verfasste den Führer für die Exkursion Nr. 29 (S. 490) Brig–Oberaletschgletscher–Riederalp–Mörel (Brig). In dieser Arbeit findet eine Angleichung der Meinungen von HUGI und HUTTENLOCHER statt.

HUTTENLOCHER (1947) stellt seine Ansichten über die Entstehung der aarmassivischen Gesteine zusammenfassend dar. Die Arbeit enthält folgende mir sehr wesentlich erscheinende Ideen: Die altkristallinen Migmatite werden nicht mehr als Injektionsgneise, sondern vorwiegend als Produkte einer Anatexis (= Metatexis) gedeutet. Und auf S. 97 schreibt HUTTENLOCHER:

«Der Granit (= Zentraler Aaregranit) erscheint als eine in relativ hoch gelegenem Niveau rasch erstarrte, viskose, kieselsaure Granitschmelze; sie drang in einen, schon in weit zurückliegenden Zeitabschnitten umgeformten, Gesteinskomplex ein oder wurde auch mehr oder weniger passiv tektonisch in diesen hineingepresst. Die Niveauunterschiede zwischen der ‚mise en place‘ des Granites und der Schieferumformung sind ganz beträchtliche; die Schiefer weisen alle Merkmale eines in geosynklinalen Tiefen orogenetisch umgeformten und metatektisch durchsetzten vorwiegend tonig- bis tonigsandigen Sedimentes auf, das nun mit seinem migmatischen Charakter in keiner Weise in Beziehung zu bringen ist mit den in hochgelegenem Niveau intrudierten zentralaargranitischen Intrusionsmassen.»

In der «Geologie der Schweizeralpen» behandelt E. NIGGLI (1953) besonders die chemischen Eigenschaften der aarmassivischen Intrusivmassen.

HÜGI (1956) kennzeichnet den geochemischen Charakter der verschiedenen Granite des Aarmassives, und zwar anhand von spektrographisch ermittelten Spurengehalten und Gesamtanalysen von Gesteinen. Diese Arbeit enthält die neueste Übersichtskarte des Aarmassives im Massstab 1:250 000.

Problemstellung

Als Hauptziele der vorliegenden Arbeit standen die folgenden zwei Punkte im Vordergrund:

1. Erstellen einer detaillierten geologischen Karte eines Gebietes, das durch die Linie Blatten–Massaschlucht–Oberaletschgletscher–Unterbächhorn–Gredetschtal–Hofathorn–Bel–Blatten begrenzt ist. Am Südrand des Untersuchungsgebietes, auf der Linie Bel–Blatten–Massaschlucht, musste der Anschluss an das Gebiet LABHART (1965) hergestellt werden.

2. Beschreiben des Baues und der Petrographie des Zentralen Aaregranites. Der Granit im Untersuchungsgebiet ist für eine granittektonische Untersuchung besonders geeignet. Eine Zentral-Aaregranitzunge, die Grisighorn-Granitzunge, ist hier im Gredetschtal in einem 1000 m tiefen und am Oberaletschgletscher in einem 600 m tiefen Querprofil aufgeschlossen (Fig. 13).

I. Teil: Das Altkristallin

In diesem Kapitel behandle ich das Altkristallin, das alle Gesteine umfasst, die älter sind als der im Oberkarbon oder Unterperm intrudierte Zentrale Aaregranit. Die späthercynischen Ganggesteine im Altkristallin werden im II. Teil, die alpine Metamorphose und Gefügeprägung im III. Teil dieser Arbeit eingehend beschrieben und gedeutet. Die Beschreibung der altkristallinen Gesteine ist bewusst kurz gehalten, da besonders der Bau und die Petrographie des Zentralen Aaregranites untersucht und gedeutet werden soll.

A. Das Altkristallin südöstlich der Grisighorn-Granitzunge

1. Die Zone der Augengneise und ihre Einlagerungen

a) Räumliche Stellung und Bau der Zone

Im nachfolgenden werden verschiedene Namen für alpine Gefügeelemente, wie z. B. erste Schieferung (S_1) mit steiler Mineralstreckung (L_1), verwendet. Diese Ausdrücke werden im III. Teil dieser Arbeit definiert und eingehend behandelt.

Die Zone der Augengneise nimmt den südöstlichen Teil des von mir kartierten Gebietes ein. Die Zone wird im Nordwesten durch eine alpine Aufschiebungsfläche, die vom Tyndallstein¹⁾ über den Lüsgerschönbühl ungefähr 400 m nordwestlich am Weiler Bel vorbei nach Südwesten zieht, gegen die viel basischeren, granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp abgegrenzt. Im Nordosten setzt sich dieser Bruch in einem steilen Couloir östlich des Tyndallsteines im Aletschbord fort. An der Oberfläche verläuft die Störungszone stets in einem mit Schutt bedeckten Graben.

Entlang der Aufschiebungsfläche sind die Gneise sehr intensiv durch die erste alpine Schieferung (S_1) deformiert. Die Schieferung streicht im Mittel NE und fällt mit 70° gegen SE ein. Die steil nach Osten einfallende Mineralstreckung (L_1) parallel zur Transportrichtung bildet auf S_1 mit der Fallinie einen Winkel von durchschnittlich 10° . Auf Grund dieser Feldbeobachtungen halte ich es für sehr wahrscheinlich, dass die Aufschiebung der Augengneise gegenüber den nordwestlich gelegenen granodioritischen bis quarzdioritischen Gneisen gleichzeitig mit der Bildung der ersten alpinen Schieferung (S_1) stattfand. Ich möchte daher annehmen, dass hier an einer alpinen Aufschiebungsfläche zwei Kristallinblöcke parallel zum steilen Linear (L_1) um minimal 300 m aneinander verschoben wurden.

Nördlich dieses Bruches sind die Augengneise in den untern Hängen des Aletschbordes wieder aufgeschlossen. Die Begrenzungslinie zwischen den Augengneisen und den überlagernden granodioritischen bis quarzdioritischen Gneisen verläuft, wie das Kartenbild zeigt, sehr unregelmässig. Die beiden Gesteine gehen fließend in einer ungefähr 50 m breiten Zone ineinander über. Ungefähr 800 m südlich des Sparrhorn Gipfels sind an einem zweiten alpinen Bruch die Augengneise relativ gegenüber den nordwestlichen Gesteinen, vorwiegend granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen, aufgeschoben. Im Aletschbord bezeichnet ein tiefer Graben die Schnittlinie zwischen dem Bruch und der Geländeoberfläche. Am oberen Ende des Grabens, auf der Höhe 2500 m ü. M., ist eine ungefähr 5 m mächtige, alpine Blastomylonitzone (S_1) aufgeschlossen. Die alpine Schieferung (S_1) fällt hier mit Fallazimut 135° und Fallwinkel 75° gegen SE ein. Die Mineralstreckung (L_1) parallel zur Aufschiebungsrichtung auf S_1 bildet mit der Fallinie einen

¹⁾ Erinnerungsstein an den irischen Physiker und Gletscherforscher John Tyndall (1820–1893).

mittleren Winkel von 10° und fällt steil gegen E ein. Die Augengneise wurden hier gleichzeitig mit der Bildung der ersten alpinen Schieferung (S_1) um mindestens 500 m gegen Nordwesten aufgeschoben.

Südlich meines Untersuchungsgebietes ziehen die Augengneise bis ins Rhonetal hinunter (SWIDERSKI, 1919, LABHART, 1965).

Nach Fellenberg und Schmidt (in VON FELLENBERG, 1893, S. 53) sind die «zweigliedrigen Augengneisse» der Belalp (oder «Belalpgneisse») zu trennen von den «Serizitaugengneissen» (oder «Gomsergneissen») im Rhonetal. Mit SWIDERSKI (1919) und LABHART (1965) bin ich aber der Auffassung, dass die Augengneise mit ihrem sehr wechselnden Biotitgehalt nicht in diese zwei Typen unterteilt werden können. SWIDERSKI (1919) nimmt auf S. 49 Stellung zu VON FELLENBERGS und SCHMIDTS Ansichten:

«En réalité, on n'a pas de raisons suffisantes pour faire cette distinction. Il est vrai que le gneiss ceillé, riche en biotite, est plutôt localisé aux environs de la Belalp; mais dans le même ensemble se rencontrent des types tout à fait semblables à ceux du versant du Betthorn et du Nessel.»

Auch in meinem Untersuchungsgebiet sind die nördlichsten Augengneisvorkommen (Aletschbord) im allgemeinen am biotitreichsten.

Innerhalb der «Zone der Augengneise» herrschen helle Augengneise vor. Sie wechseln gelegentlich sehr unregelmässig und mit fließenden Übergängen mit einem ebenfalls sauren Gneis ohne Feldspat-Augen ab. Es handelt sich um eine Erscheinung, die VON FELLENBERG (1893) und SWIDERSKI (1919) ebenfalls beschreiben. Diese «fein- bis mittelkörnigen Serizitgneisse» (VON FELLENBERG, 1893, S. 52 ff.) wurden nur dort auf der Karte angegeben, wo sie grössere, zusammenhängende Gesteinskomplexe bilden, z.B. im Bruchi und in den Felsen südlich Bel. Im Felsrücken, der vom Hotel Belalp östlich an Geissbalmen, Eggen und Rischinen vorbei in die Massaschlucht hinunterzieht, sind die Augengneise in einer sehr homogenen, porphyrartigen Facies ausgebildet. An der neuen Strasse der Electramassa S.A., die von Blatten über Rischinen ins Gebidum hinunterzieht, sind durch die Bauarbeiten sehr schöne Aufschlüsse geschaffen worden.

In den Augengneisen sind an verschiedenen Stellen NE-streichende, einige Dezimeter bis 50 Meter mächtige, quarzdioritische Gneise eingelagert (S. 8 ff.).

Selten beobachtet man in den Augengneisen einige Dezimeter grosse, ellipsoidförmige Biotitgneisschollen (siehe S. 9), die oft einen Kern von Amphibolit oder Hornblendit enthalten.

Die Augengneise werden gelegentlich von diskordanten Granodioritgängen durchschlagen. Diese Gänge sind gleich ausgebildet wie die Granodioritgänge in den altkristallinen Hüllgesteinen nordwestlich des Zentralen Aaregranites (S. 15); sie werden deshalb in diesem Kapitel nicht beschrieben.

Die Augengneise zeigen ausser der ersten alpinen Schieferung (S_1), die in sämtlichen altkristallinen Gesteinen südöstlich der Grisighorn-Granitzunge ausgebildet ist (vgl. III. Teil), eine hercynische oder ältere Planartextur, die diskordant von den späthercynischen Kersantiten und Quarzporphyren durchschlagen wird. Auf der geologischen Karte sind die Fallzeichen und Faltenachsen der hercynischen oder älteren Bänderungen, Feldspatschlieren und Porphyroblastenzeilen eingetragen. Diese Planartextur streicht massivparallel NE und fällt steil gegen SE ein.

b) Die Augengneise

Makroskopische Beschreibung

Grosse milchigweisse Feldspäte «schwimmen» in Form von durchschnittlich 0,5–1 cm breiten und 2–3 cm langen, idiomorphen, tafeligen Kristallen in einer schiefrigen, je nach Biotitgehalt perlgrauen bis aschgrauen oder grau-grünen sericitreichen Grundmasse. Die Feldspatkristalle sind in der Regel einfach verzwilligt. Die Feldspat tafeln sind oft parallel einer Ebene geregelt. Gelegentlich durchwachsen solche geregelte und unregelmässige Feldspäte diskordant helle feldspatreiche Schlieren im Gestein. Durch die oft intensive alpine Verschiebung sind die Kanten und Ecken der primär idiomorphen Feldspat-Augen abgequetscht worden. Die einzelnen Feldspat tafeln sind ausserdem an Klüften parallel zu Spaltflächen, die mehr oder weniger senkrecht zur alpinen Mineralstreckung (L_1) und zur Schieferungsebene (S_1) stehen, auseinandergerissen worden. Man beobachtet alle Übergänge zwischen den hercynischen oder älteren Augengneisen mit porphyrartigem Aussehen und einem alpinen Blastomylonit, in welchem – als Relikte – ellipsoidförmige Kalifeldspat-Augen «schwimmen».

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

<i>Hauptgemengteile</i>	<i>Nebengemengteile</i>
Quarz	Biotit
Mikroclin	Sericit
Plagioklas	Chlorit
± Biotit	Epidot – Orthit
	Titanit
	Zirkon
	Granat
	Rutil
	Apatit
	Carbonat

Quarz, *Plagioklas* und *Biotit* sind während der alpinen Metamorphose einerseits mechanisch überprägt und chemisch abgebaut und andererseits neu gebildet worden. Der *Sericit* ist wohl durchwegs eine alpine Neubildung (vgl. III. Teil).

Der *Kalifeldspat* bildet die Augen und fremdgestaltigen Körner in der Grundmasse. Die Kalifeldspäte sind stets perthitisch entmischt. Einige Körner zeigen Mikroklitterung. Am Rand sind die Augen symplektitisch mit den andern Gemengteilen verwachsen. Die Augen enthalten unregelmäßige Einschlüsse von saussuritisierten Plagioklasen mit einschlussfreiem Albitsaum, ferner Biotit, Apatit usw. Die Kalifeldspäte sind häufig – wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose – teilweise in Schachbrettalbit umgewandelt worden (III. Teil). Die Kalifeldspäte wurden erst bei stärkster mechanischer Deformation während der alpinen Metamorphose sericitisiert.

Der *Plagioklas* kommt einerseits in Albitkörnern, die mit den Umwandlungsprodukten Klinozoisit und Sericit gefüllt sind, und andererseits als alpin neu gebildeter Albit vor.

Der alpin umgewandelte oder neu gebildete *Biotit* ist wie im Zentralen Aaregranit olivgrün gefärbt.

Meiner Ansicht nach lag folgendes Gestein bei der Intrusion der Quarzporphyre und Lamprophyre und vor der Überprägung durch die alpine Metamorphose vor: In einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit «schwimmen» grosse Kalifeldspattafeln. All diese Mineralien sind fremdgestaltig miteinander verwachsen. Auch die fast eigengestaltigen Kalifeldspataugen, die dem Gestein makroskopisch ein porphyrtartiges Aussehen geben, sind symplektitisch mit den Mineralien der Grundmasse verwachsen. Der Plagioklas war ein Oligoklas oder ein noch basischerer Plagioklas. Das Gesteinsgefüge ist deutlich anisotrop. Das vorherrschend planare Gefüge, das in Form von Schlieren, einer Stoffbänderung, von Feldspatzellen oder als Schieferung auftreten kann, streicht wie die alpine erste Schieferung (S_1) NE und fällt ebenfalls mit durchschnittlich 70° gegen SE ein. Eine Unterscheidung des alten Parallelgefüges von der alpinen ersten Schieferung (S_1) ist nicht immer möglich. Die erste Schieferung (S_1) wird im III. Teil eingehend beschrieben und behandelt.

c) Quarzdioritische Gneiseinlagerungen in den Augengneisen

Von den Augengneisen unterscheiden sich die quarzdioritischen Gneiseinlagerungen durch das Fehlen von Kalifeldspat. Diese Gesteine variieren sehr stark in ihrem Mineralbestand. An einer Auswahl von drei Typen soll dies gezeigt werden.

Probe SH 425a, Fundort: 642 250/137 050/2250 (nordwestlich Hotel Belalp)

Geschätzter Mineralbestand:

<i>Hauptgemengteile</i>	
Quarz	25 Vol.-%
Plagioklas	50 »
Biotit	25 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Makroskopisch erkennt man einen feinkörnigen, olivgrünen Biotitschiefer, der seine Paralleltexur durch eine intensive alpine Verschiebung (S_1) erhalten hat. Makroskopisch wie mikroskopisch gleicht dieser Gneis sehr einem alpin verschieferten Kersantit. Kersantite sind aber viel homogener in der Farbe und im Mineralbestand und besitzen zahlreiche 3–5 mm grosse, dunkle Biotitflecken auf den Schieferungsflächen. Der ungefähr 50 m mächtige und 450 m lange Gesteinszug geht im Streichen fließend in einen biotitführenden Sericitgneis vom Typ der Probe SH 428, aber ohne Turmalin, über.

Probe SH 428, Fundort: 642 150/136 740/2170

Geschätzter Mineralbestand:

Hauptgemengteile

Quarz	35 Vol.-%
Plagioklas	50 »
Sericit	15 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Makroskopisch erkennt man einen hellgrauen Sericitgneis mit häutigem Sericit auf den Schieferungsflächen. Die Paralleltexur des Gneises ist auf eine intensive alpine Verschiebung (S_1) zurückzuführen. Stellenweise ist das Gestein durch zahlreiche Turmalinrosetten, die zeitlich nach der Runzelung auf den alpinen Schieferungsflächen (S_1) gewachsen sind, charakterisiert. Die schwarzen Turmalinnadeln zeigen eine bevorzugte Orientierung nach der steilen Streckung (L_1). Die plattige Absonderung dieses quarzporphyrischen Gneises ermöglicht die Herstellung von Dachplatten. Alle Häuser des Weilers Lüsgen sind mit diesen Platten bedeckt. Dieser Sericitgneis ist als 120 m lange und 30 m mächtige Linse konkordant, NE-streichend in den Augengneisen eingelagert. Die meisten quarzdioritischen Einlagerungen südlich und östlich der Häuser von Lüsgen gehören auch zu diesem Typ.

In den dreieckigen Querschnitten der *Turmaline* erkennt man einen schönen Zonarbau. Ein graubrauner Kern wird von einem graugrünen Rand umschlossen.

Probe SH 362b, Fundort: 643 270/135 650/1400

Geschätzter Mineralbestand:

Hauptgemengteile

Quarz	10 Vol.-%
Plagioklas	80 »
Sericit, Epidot + Accessorien	10 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Es handelt sich um einen homogenen, gleichkörnigen, hellgraubraunen Gneis, der seine Paralleltexur durch die alpin geprägte erste Schieferung (S_1) erhalten hat. Die milchig-hellgrau gefärbten Plagioklaskörner sind durchschnittlich 2 mm gross. Das Gestein braust mit verdünnter Salzsäure. Das Carbonat ist alpin zusammen mit Quarz in einem Mosaikgefüge als Zwickelfüllung zwischen den mit einem dichten Filz von Sericit und Klinozoisit gefüllten Plagioklasen kristallisiert.

d) Biotitgneis- und Amphibolitschollen

Diese Schollen werden zusammen mit den basischen Schollen in den granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen der Belalp in einem separaten Abschnitt auf S. 13 ff. behandelt.

2. Die Zone der granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp

a) Räumliche Stellung und Bau der Zone

Im Südosten grenzen die granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp an einer alpinen Aufschiebungsfläche (S_1) (vgl. die Beschreibung auf S. 6) an die Augengneise. Im Nordwesten wird die gleiche Gesteinsserie von dem jüngeren, späthercynischen Intrusivstock des Zentralen Aaregranites durch einen Eruptivkontakt abgeschnitten. Im Aletschbord sieht man, wie diese Gneise die Augengneise überlagern und wie die beiden Gesteine fließend ineinander übergehen. Wie sich die Zone im NE und SW unseres Untersuchungsgebietes fortsetzt, ist nicht bekannt, da genaue geologische Aufnahmen von diesen Gebieten fehlen.

Der Aufbau der Serie wird hier an einem charakteristischen Querprofil erklärt.

Steigen wir vom Hotel Belalp über den Grat gegen das Sparrhorn hinauf, so überschreiten wir in der ersten Mulde etwas nördlich des Tyndallsteines den alpinen mechanischen Kontakt (vgl. S. 6) der Augen-

gneise zu den granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen. Der Kontakt selbst ist von Moränenschutt überdeckt. Folgen wir weiter dem Grat, so begegnen wir im braun angewitterten Fels in häufigem Wechsel schlierigen Gneisen, gleichkörnigen, homogenen Gneisen, homogenen, kleinaugigen und selten grossaugigen Gneisen. Letztere können oft nicht von den Augengneisen der Augengneiszone unterschieden werden. Sehr selten schlagen wir auch 10 m bis maximal 50 m mächtige Einlagerungen von gebänderten, hornblendeführenden Gneisen und von gebänderten Amphiboliten an. Auf dem Weg beobachten wir auch hie und da als Einlagerungen in den Gneisen 10–50 cm grosse Biotitgneis-, Amphibolit- oder Hornblendit-schollen, die, je höher wir steigen, immer häufiger werden. Ausserdem wird das Gestein von granitoiden Gängen durchsetzt, die jünger sind als die Gneisparalleltextur und die Migmatitschlieren.

Gelegentlich beobachten wir einen nachzentralaargranitischen Kersantitgang, der diskordant sämtliche Gesteinstypen der Zone durchschlägt. Alle Gesteine dieser Zone sind verschieden stark durch die NE-streichende erste alpine Schieferung (S_1) überprägt. Auf den Schieferungsflächen erkennen wir die steile Mineralstreckung (L_1) parallel zur Transportrichtung. Bei Punkt 2749 am Fuss des Felsgrates, der auf das Sparrhorn führt, verlassen wir den Grat und steigen über die Rundhöcker in den Bergkessel westlich des Sparrhornes hinauf. Unterwegs bemerken wir, dass auf einer ungefähr 100 m langen Wegstrecke die bis an diese Stelle vorherrschend schlierigen Gneise nun allmählich in einen homogenen, gleichkörnigen oder kleinaugigen Gneis übergehen. Ein Gestein, das wir schon mehrmals als kleine Einlagerungen beim Aufstieg angetroffen haben, bildet hier eine 400–500 m mächtige Zone südöstlich des Zentralen Aaregranites. In prächtigen Aufschlüssen in der Umgebung des kleinen Seeleins (auf Höhe 2850 m) kann dieser homogene, granodioritische und vorwiegend quarzdioritische Gneis gut untersucht werden. Das Gestein enthält hier zahlreiche basische Schollen: Hornblendegneise, gebänderte Amphibolite und Hornblendite, ferner Serpentine. Die Schollen enthalten granitoide und pegmatitische Gänge und Adern, die als Schollenbestandteile selbst älter sind als der umgebende homogene Gneis (Fig.3). Granitoide und pegmatoide Gänge durchschlagen als jüngste vorzentralaargranitische Bildungen konkordant oder diskordant die quarzdioritischen und granodioritischen Gneise (Fig.4). Nachzentralaargranitische Aplite, Kersantite und Quarzporphyre durchziehen in der Umgebung des Seeleins die verschiedenen Altkristallingesteine diskordant. Als jüngste Bildung beobachten wir auch hier die NE-streichende alpine Schieferung (S_1) mit dem steilen Linear (L_1).

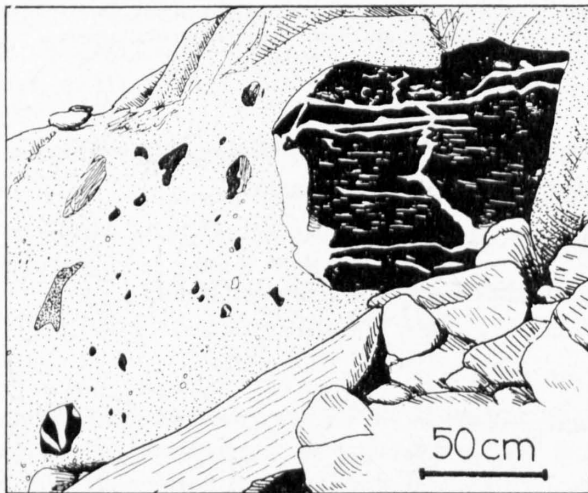


Fig. 3. Die Aufschlusszeichnung zeigt einen Quarzdiorit mit Amphibolitschollen. Die Schollen werden von granitoiden Gängen durchadert, die älter sind als der Quarzdiorit (Koordinaten 641 500/139 300/2860).

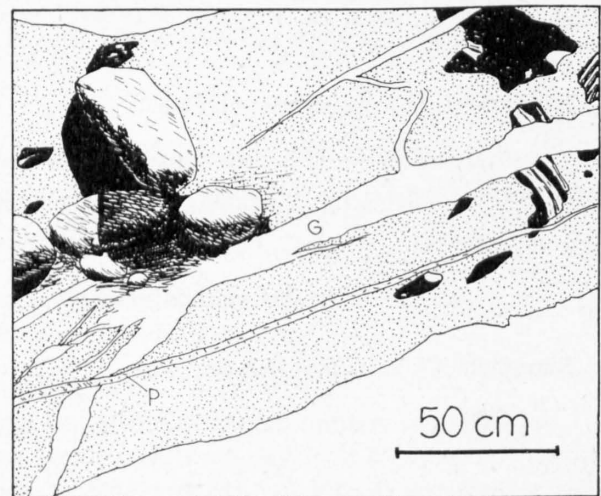


Fig. 4. Die Aufschlusszeichnung zeigt einen ähnlichen Quarzdiorit mit Amphibolitschollen wie die Fig.3. Dieses Gestein wird von jüngern Granodioritgängen (G) und einem noch jüngern Pegmatitgang mit grauen Mikroklinen (P) durchsetzt. Die Bänderamphibolitscholle rechts im Bild wird vom Granodioritgang (G) versetzt («offset»). Es handelt sich also um einen echten, spaltenfüllenden Gang (Koordinaten 641 500/139 300/2860).

In der Zone der granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp ergeben sich aus meinen Feldbeobachtungen folgende Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Gesteinen oder gesteinsbildenden Vorgängen, wobei die nachstehende Aufzählung mit dem Ältesten beginnt:

1. Quarzdioritische Biotit- und Hornblendegneise, Bänderamphibolite, Bänderhornblendite und Serpentine.
2. Diese basischen Gesteine (Paläosom) werden, mit Ausnahme der Serpentine, von jungen granitoiden Bildungen (Neosom) durchadert. Die unter 1. und 2. aufgeführten Gesteine treten als Schollen in den jüngern Gneisen auf. Nur die Hornblendegneise und Bänderamphibolite bilden gelegentlich auch grössere, meist konkordante, NE-streichende, steil nach SE einfallende Einlagerungen in den jüngern Gneisen.
3. Es werden homogene, kleinaugige oder gleichkörnige, granodioritische und quarzdioritische Gneise und granodioritische, schlierige Gneise gebildet. Die Paralleltexur der Gneise streicht NE und fällt mit ungefähr 70° gegen SE ein.
4. Granitoide und pegmatitische Gänge durchschlagen in verschiedenen Richtungen, meist konkordant, die verschiedenen Gneise.
5. Es folgt die Intrusion des Zentralen Aaregranites,
6. der Aplite und
7. der Quarzporphyre und Lamprophyre.
8. Als jüngste Bildungen überprägen alpine Schieferungen alle Gesteine. Meist tritt nur die erste alpine Schieferung (S₁) auf; sie streicht wie die vorzentraalggranitische Paralleltexur in den verschiedenen Gneisen NE und fällt mit durchschnittlich 70° gegen SE ein.

Im nachfolgenden werden zuerst die homogenen, granodioritischen und quarzdioritischen Gneise und anschliessend die basischen Schollen beschrieben. Die granodioritischen, schlierigen Gneise und die granitoiden und pegmatitischen Gänge kommen in gleicher oder ähnlicher Ausbildung im Altkristallin nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge vor. Diese Gesteine werden gemeinsam auf S. 16 und 17 eingehend beschrieben.

b) Homogener kleinaugiger oder gleichkörniger, granodioritischer und vorwiegend quarzdioritischer Biotitgneis

Makroskopische Beschreibung

In einer feinkörnigen, im verwitterten Zustand braunen, im frischen Bruch grauen, paralleltexurierten Grundmasse «schwimmen» durchschnittlich 2–5 mm grosse, milchigweisse oder graue, mehr oder weniger isometrische, hypidiomorphe Feldspäte. Oft sind die Feldspäte auf schieferungsparallelen Zeilen oder selten auch auf einer zur Schieferung diskordanten Linie angereichert. Häufig wechseln hellere, feldspatreichere mit etwas dunkleren, feldspatärmeren Partien ab. Der Übergang der homogenen Gneise zu den schlierigen Gneisen ist in der Regel ein allmählicher. Die erste alpine Schieferung (S₁) überprägt subparallel die primäre Paralleltexur (siehe Teil III).

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

<i>Hauptgemengteile</i>	<i>Nebengemengteile</i>
Quarz	Kalifeldspat, Biotit, Chlorit, Sericit,
± Kalifeldspat	Epidot-Orthit, Titanit, Granat, Zirkon,
Plagioklas	Rutil, Apatit und Carbonat.

Es sind die gleichen Mineralien, die auch die schlierigen, granodioritischen Gneise und die Augengneise aufbauen.

Der Quarz ist durch die alpine Verschieferung überprägt worden und oft in einem polygonalen Mosaikgefüge rekristallisiert.

Der Kalifeldspat tritt in zwei Generationen auf. Die ältere Generation ist viel häufiger als die jüngere. Die primären Kalifeldspäte sind stets perthitisch entmischt. Oft erkennt man Mikroklingitterung. Viele Körner sind teilweise bis vollständig Schachbrett-albitisiert. Die Schachbrett-Albitisierung fand wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose statt (siehe S. 84). Die primären Kalifeldspäte sind in der Regel fremdgestaltig gewachsen.

Nur in seltenen, porphyrtigen Gneisen findet man idiomorphe Kalifeldspat-Einsprenglinge mit – auf Zonen parallel zu den äusseren Kristallflächen eingelagerten – saussuritisierten Plagioklasen. Nach FRASL (1954) sind solche Kalifeldspäte als Einsprenglinge in einer Schmelze gewachsen. Selten beobachtet man neben der ersten Kalifeldspatgeneration einen sekundär gewachsenen Kalifeldspat, der als einschliessfreier Mikroclin mit schöner Gitterung am Rande und auf Rissen von primären Kalifeldspäten zusammen mit Quarz in polygonalem Mosaikgefüge auftritt. Ich vermute, dass dieser sekundär gebildete Kalifeldspat während der vorzentralaargranitischen Verschieferung der Gneise entstand. In den sicher nur alpin verschieferten Gesteinen fehlt die Kalifeldspatneubildung.

Der Plagioklas tritt in mindestens zwei Generationen auf. Der primäre Plagioklas ist mit den Umwandlungsprodukten Sericit und Klnozoisit gefüllt. Gegen Kalifeldspat und selten gegen Biotit bildet er einen einschliessfreien, albitischen Anwachssaum. Ein ebenfalls einschliessfreier Albit ist alpin neu gebildet worden. Er bildet oft mit Quarz ein Mosaikgefüge. Der primäre Plagioklas ist in der Regel polysynthetisch verzwilligt, der sekundäre, alpin gebildete nur selten. Der An-Gehalt aller Plagioklase variiert zwischen 0–10 %. Der primäre Plagioklas war vor der Umwandlung in Albit, Sericit und Klnozoisit sicher basischer.

Der Sericit ist als Umwandlungsprodukt der Plagioklase und auf alpinen Scherflächen durch Umwandlung der von der alpinen Metamorphose überprägten Feldspäte neu gebildet worden.

Der Biotit ist, wie im Zentralen Aaregranit, durch die alpine Metamorphose überprägt worden (siehe S. 83). Die Farbe des alpin neu gebildeten Biotites wechselt zwischen $n\alpha$ = blassgelblich, $n\beta = n\gamma$ = braun und $n\alpha$ = blassgelblich, $n\beta = n\gamma$ = olivgrün. Braune Biotite sind häufiger als olivgrüne. Oft ist dasselbe Korn olivgrün und rotbraun gefärbt (die alpin neu gebildeten Biotite sind auf S. 32 beschrieben).

Der Chlorit tritt in den altkristallinen Gneisen in zwei Typen auf: Beide Chlorite sind parallel $n\alpha$ farblos und parallel $n\beta$ und $n\gamma$ bläulichgrün gefärbt.

Der Chlorit I zeigt positive Elongation und anomal blaugraue Interferenzfarben.

Der Chlorit II zeigt negative Elongation und normale graue Interferenzfarbe.

Der Klnozoisit tritt als Umwandlungsprodukt in den saussuritisierten Plagioklasen, der Pistazit vorwiegend in alpin stark verschieferten Gesteinen auf. Der Pistazit bildet gelegentlich bis faustgrosse, fast monomineralische Epidotfelsknollen.

Der Orthit erscheint einerseits als idiomorphe Kristalle mit intensivem Pleochroismus von $n\alpha$ = hellgelbbraun zu $n\gamma$ = dunkelrotbraun und andererseits als unregelmässige rotbraune Flecken, mit nur schwachem Pleochroismus und oft sehr niedriger Doppelbrechung in unregelmässigen Pistazitkörnern. Dieser zweite Orthit ist während der alpinen Metamorphose neu gebildet worden (siehe S. 85).

Der Titanit tritt in kleinen fremdgestaltigen Körnern am Rand und im Innern von Biotit- und Chloritkristallen oder -aggregaten auf.

Granat tritt sehr selten in kleinen Körnern auf. Das Mineral wurde nicht näher bestimmt.

Der Zirkon bildet rundliche und idiomorphe, kurzstengelige Körner. Die Zirkone sind oft wolkig getrübt.

Der Rutil tritt als Sagenitgitter in Biotit auf.

Die Apatite sind in kurzstengeligen, hexagonalen Prismen mit Basispinakoid gewachsen. Sie sind meist in Biotit oder Chlorit eingeschlossen. Die Apatite sind farblos oder zonar gebaut; und zwar umschliesst eine farblose Randzone einen violett-braunen Kern.

Carbonat ist vorwiegend auf alpinen Scherflächen und Klüften gewachsen. Das Mineral wurde nicht weiter untersucht.

Die Variation im volumetrisch geschätzten Mineralbestand der granodioritischen bis quarzdioritischen Gneise soll durch die folgenden drei Beispiele charakterisiert werden:

Probe SH 225, Fundort: 641 160/138 380/2560

Hauptgemengteile:	Quarz	25 Vol.-%
	Kalifeldspat	20–30 »
	Plagioklas	40–50 »

Besondere mineralogische Kennzeichen: In diesem Gestein kommt nur der Chlorit I (positive Elongation, anomal blaugraue Interferenzfarbe) vor.

Probe SH 408, Fundort: 642 160/139 000/2720

Hauptgemengteile:	Quarz	40–50 Vol.-%
	Plagioklas	50–60 »

Besondere Kennzeichen: Der Kalifeldspat fehlt. Die Plagioklase sind wie die Kalifeldspäte in den pegmatoiden Bildungen (siehe S. 17) blaugrau gefärbt. Die im Dünnschliff braunen Biotite bilden bis 3 mm grosse Kristalle. In diesem Gestein wurde nur der Chlorit II (negative Elongation) gefunden.

Proben SH 457, SH 458 und SH 459, Fundort: 641 600/139 250/2840

Hauptgemengteile:	Quarz	10 Vol.-%
	Kalifeldspat	5 »
	Plagioklas	60–80 »

Besondere Kennzeichen: Der Biotit ist parallel $n\gamma$ hellbraun gefärbt. Es wurde stets der Chlorit II (negative Elongation) beobachtet.

3. Die basischen Schollen im Altkristallin südöstlich des Zentralen Aaregranites

(Zone der Augengneise und Zone der granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp)

Die basischen Schollen sind in der Regel ellipsoidförmig und meist einige Dezimeter gross. Die grösste Achse der meisten Schollen verläuft parallel zur vorzentralaargranitischen Gneisschieferung (vgl. Fig. 32). Die Schollen bestehen aus folgenden Gesteinen:

- Quarzdioritische Biotit- und Hornblendegneise
- Bänderamphibolite und -hornblendite
- Serpentine

Es sind makroskopisch und mikroskopisch die gleichen Gesteinstypen, die im Altkristallin nördlich der Grisighorn-Granitzunge am Unterbächgletscher noch grössere, zusammenhängende Gesteinskörper bilden (siehe S. 20 ff.). Die quarzdioritischen Biotit- und Hornblendegneise und die Bänderamphibolite treten südlich der Grisighorn-Granitzunge nur selten in grösseren Einlagerungen in den granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen der Belalp auf.

Das Gefüge der zu Schollen zerlegten Gesteine, nämlich Bänderung und granitoide Durchaderung, ist älter als die Schollenbildung (Fig. 3 und 4).

Die Schollen treten in der Zone der Augengneise nur selten auf. Nähern wir uns gegen Norden dem Zentralen Aaregranit, so nimmt ihre Häufigkeit allmählich zu. Am meisten Schollen beobachtete ich in den vorwiegend quarzdioritischen, homogenen Gneisen in der Umgebung des Seeleins, 500 m westlich des Sparrhorn Gipfels (Fig. 3 und 4).

In den homogenen, vorwiegend quarzdioritischen Gneisen liegen die Schollen oft dicht beieinander. Die verschiedenen Schollen sind meist beliebig gegeneinander verdreht, so dass gelegentlich die interne Bänderung von zwei sich fast berührenden Schollen ungefähr senkrecht aufeinander steht. Ausserdem treten dicht beieinander die verschiedensten Gesteine als Schollen auf. Auf Grund dieser Beobachtungen nehme ich an, dass der homogene, vorwiegend quarzdioritische Gneis aus einer Schmelze erstarrt ist, in welcher die verschiedenen Schollen gegeneinander verdreht und verschoben wurden.

Die Serpentschollen kommen nur in der Umgebung des oben erwähnten Seeleins vor. Der blaugrüne, feinkörnige und dichte Serpentin ist regelmässig von einer 1–2 cm dicken, radialstrahligen Aktinolithschale umhüllt.

In den Augengneisen ist in allen amphibolhaltigen Schollen der Amphibol vom Rande her in einem mehrere Zentimeter breiten Saum, oder oft auch aller Amphibol in der Scholle, in Biotit umgewandelt worden. Nähert man sich durch die granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp dem SE-Kontakt des Zentralen Aaregranites, so wird dieser randliche Biotitsaum der amphibolhaltigen Schollen immer schmaler. In den vorwiegend quarzdioritischen, homogenen Gneisen nordwestlich des Sparrhornes ist dieser randliche Biotit-Umwandlungssaum entweder nur sehr schmal, oder er fehlt ganz. Das heisst, in kalireichen Gesteinen besitzen die Schollen einen breiten Biotitsaum, in kaliarmen dagegen nur einen schmalen.

4. Genese der altkristallinen Gesteine südöstlich der Grisighorn-Granitzunge

Mehrere gesteinsbildende Vorgänge haben die altkristallinen Gneise südöstlich der Grisighorn-Granitzunge geprägt.

Die basischen und ultrabasischen Gesteine, die als Schollen in der Zone der granodioritischen bis quarzdioritischen Gneise der Belalp und in der Zone der Augengneise auftreten, sind die ältesten Gesteine im Altkristallin südöstlich der Grisighorn-Granitzunge. Sicher handelt es sich zum Teil um metamorphe, basische und ultrabasische Eruptivgesteine. Die einzelnen Schollen sind oft von granitoiden Gängen durchadert. Sie bilden Migmatite im klassischen Sinne, die älter sind als die Schollenbildung (Fig. 3).

Zu einem späteren Zeitpunkt wurden die schlierigen, granodioritischen Gneise und die homogenen, granodioritischen bis quarzdioritischen Gneise gebildet. Die homogenen quarzdioritischen Gneise und gewisse homogene granodioritische Gneise sind aus den folgenden Gründen wahrscheinlich aus einer Schmelze (mit Einsprenglingen) erstarrt: Die homogenen Gneise bilden gelegentlich scharfe, diskordante Kontakte mit den schlierigen Gneisen. Gewisse Gneise enthalten bis 10 cm grosse idiomorphe Kalifeldspat-Einsprenglinge. Diese Einsprenglinge enthalten oft auf Zonen, parallel zu den äusseren Kristallflächen Plagioklas- und Biotitkörner eingeschlossen. Nach FRASL (1954) sind solche Feldspäte in einer Schmelze gewachsen. Kalifeldspäte mit zonar angeordneten Einschlüssen sind in C. NIGGLI (1965) abgebildet.

Die Augengneise sind möglicherweise etwas jünger als die granodioritischen und quarzdioritischen Gneise der Belalp. Die Kalifeldspäte in den Augengneisen sind z. T. sicher als Porphyroblasten gewachsen. Sie durchsetzen oft diskordant ältere Schlieren im Gestein.

In allen altkristallinen Gesteinen südöstlich der Grisighorn-Granitzunge, d. h. in den granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen der Belalp und in den Augengneisen und ihren Einlagerungen, ist ein Planargefüge ausgebildet, das einheitlich NE-SW streicht und steil gegen SE einfällt. Bei den homogenen granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen, den Augengneisen und ihren quarzdioritischen Einlagerungen handelt es sich um eine Paralleltextur und Stoffbänderung. Die quarzdioritischen Einlagerungen in den Augengneisen sind selbst parallel zu diesem Planargefüge orientiert. Ebenfalls die Schlieren in den schlierigen Gneisen und die meisten granitoiden Gänge im Altkristallin verlaufen in der Regel parallel zu diesem Planargefüge. Granitoide Gänge durchziehen konkordant und diskordant alle altkristallinen Gneise.

Das Planargefüge in den altkristallinen Gesteinen südöstlich der Grisighorn-Granitzunge und die granitoiden Gänge werden vom Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites diskordant abgeschnitten.

Die erste alpine Schieferung (S_1) überprägt die altkristallinen Gesteine in der Regel ungefähr konkordant. Die erste alpine Schieferung (S_1) streicht ebenfalls NE-SW und fällt mit durchschnittlich 70° gegen SE ein.

B. Das überwiegend migmatische Altkristallin nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge

1. Räumliche Stellung der Zone

Die Gesteine gehören der Altkristallinzone an, die den Zentralen Aaregranit, welcher das Bietschhorn, Nesthorn und Aletschhorn aufbaut, von der südwestlich gelegenen Grisighorn-Granitzunge trennt. Die zwischen Unterbächhorn und Nesthorn 2 km breite Zone wird gegen Nordosten allmählich schmaler. Im Rotstock- (Rothorn-¹⁾) Nordgrat beträgt die Mächtigkeit nur noch 600 m. Von hier zieht die Zone weiter parallel zum Massivstreichen nach Nordosten, um halbwegs zwischen Finsteraarhorn und Grimsel auszuweichen (Fig. 1).

¹⁾ Rothorn = Name des Berges auf Blatt Nr. 493, Aletschgletscher, Siegfriedatlas.

2. Petrographische Beschreibung der Zone

Abweichend von meinem Vorgehen im Abschnitt über die Altkristallingesteine südöstlich der Grisighorn-Granitzunge beschreibe ich in diesem Kapitel zuerst die einzelnen Gesteinstypen des Altkristallins nordwestlich des Zentralen Aaregranites, und erst anschliessend behandle ich den Bau der Zone.

Die altkristallinen Hüllgesteine des Zentralen Aaregranites sind am Unterbächgletscher und auch nördlich des Chortälli am Oberaletschgletscher besonders schön aufgeschlossen. Auf den vom Gletscher blank polierten Felsen kann man prächtige Erscheinungsbilder verschiedenartigster Migmatite betrachten.

Das Gestein ist hier, im Gegensatz zum Altkristallin südöstlich der Grisighorn-Granitzunge, nur sehr wenig alpin durch die erste NE-streichende und zweite E-streichende Schieferung überprägt (vgl. Taf. II).

Im überwiegend migmatischen Altkristallin nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge treten, ihrem Alter nach gegliedert, folgende Gesteinstypen auf:

1. Paläosom: Bänderamphibolite und -hornblendite, quarzdioritische Biotit- und Hornblende-Bändergneise, Serpentine, Hornblendegabbros und sehr selten Kalksilikatifelse.
2. Mischgesteine und granitoides Neosom: Gebänderte und schlierige granodioritische und quarzdioritische Biotit- und Hornblendegneise, Agmatite (Schollenamphibolite). Homogene Granite bis Quarzdiorite (Granodiorite sind am häufigsten) und pegmatoide Bildungen.

Diese Altkristallingesteine werden von jüngern, nachzentralaargranitischen Erzgängen, Apliten, Lamprophyren und Quarzporphyren (siehe II. Teil) und den alpinen Schieferungen, Quarzgängen und Zerrklüften (siehe III. Teil) durchsetzt.

Im nachfolgenden Text werden die Gesteine nach abnehmender Häufigkeit beschrieben.

a) Homogene Granite, Granodiorite und Quarzdiorite

Makroskopische Beschreibung

Ähnlich wie der Baltschiedergranit (SWIDERSKI, 1919 = Wiwannigranit, HUTTENLOCHER, 1921) sind die Granodiorite und Quarzdiorite durch eine grosse Variabilität im Mineralbestand, im Korngefüge, in der Farbe usw. gekennzeichnet. Ihr verschiedenartiges Aussehen steht in krassem Gegensatz zum homogenen Zentralen Aaregranit mit seinen deutlich abweichenden makroskopischen wie mikroskopischen Eigenschaften. Das Korngefüge ist richtungslos oder schwach parallel texturiert. Die Struktur ist gleich-

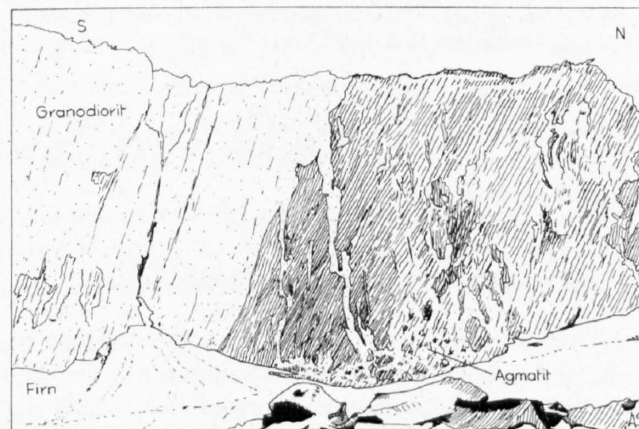


Fig. 5. Primärer Eruptivkontakt eines altkristallinen Granodiorites (helles, punktiertes Gestein, links im Bild) mit einem Bänderamphibolit (rechte Bildhälfte) (Chortälli, Koordinaten 640 180/139 940/3060). Granodioritapophysen durchsetzen diskordant die Amphibolitbänderung. An einigen Stellen bilden der Granodiorit und der Amphibolit Agmatite. Die Felswand ist 100 m hoch (Aufschlusszeichnung).

körnig oder kleinaugig. Bei den Augen handelt es sich in der Regel um 5 mm bis 1 cm grosse hypidiomorphe oder idiomorphe Kalifeldspäte. Als Idioblasten durchsetzen sie oft unabhängig von Gesteinsgrenzen einen homogenen Granodiorit und einen angrenzenden ältern schlierigen Gneis. Je nach Biotitgehalt sind die Gesteine weiss oder häufiger grau oder graubraun gefärbt. Von Gesteinen mit wenig veränderten Amphibolit- und Biotitgneisschollen beobachtet man alle Übergänge zu Gesteinen (meist Quarzdiorite), in welchen nur sehr undeutlich die Umrisse von «verdauten» Schollen zu erkennen sind (Fig. 28). Gelegentlich sieht man in homogenen gleichkörnigen Granodioriten – als fast nicht mehr wahrnehmbare nebulitische Relikte – zahlreiche, stark verfältelte Schlieren (Fig. 8). Die Granodiorite und Quarzdiorite gehen entweder fließend in schlierige oder gebänderte Gneise über (Fig. 7) oder bilden mit letzteren scharfe Kontakte. Oft beobachtet man, dass der gleiche homogene Granodiorit an einer Stelle fließend in einen schlierigen Gneis übergeht und einige Dezimeter daneben die gleichen Schlieren diskordant abschneidet. Im Gegensatz zum Zentralen Aaregranit mit der stets ausgebildeten, aplitischen Randfacies an den Eruptivkontakten sind die altkristallinen Granodiorite (bzw. Granite oder Quarzdiorite) homogen gleichkörnig bis an den Kontakt. Besonders saure Typen bilden oft kleine diskordante Intrusivstöcke und Gänge (Fig. 5).

Mikroskopische Beschreibung

Modaler Mineralbestand von drei Granodioriten und einem Quarzdiorit (mit Integrationstisch bestimmt):

	Probe SH 396 (640 450/139 570/3120)	Probe SH 291 (640 150/139 750/3120)	Probe SH 286 (640 290/139 400/3020)	Probe SH 291 b (640 150/139 750/3120)
Quarz	28 Vol.-%	39 Vol.-%	31 Vol.-%	40 Vol.-%
Kalifeldspat	31 »	19 »	17 »	»
Plagioklas	35 »	38 »	37 »	46 »
Biotit, Chlorit				
+ Accessorien	6 »	4 »	15 »	14 »
	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%

Unter den homogenen Graniten, Granodioriten und Quarzdioriten der altkristallinen Hüllgesteine nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge sind Granodiorite am häufigsten.

Der Biotitgehalt der Granodiorite variiert zwischen 0 und ungefähr 15 Vol.-%.

Man erkennt die gleichen Mineralien wie in den granodioritischen bis quarzdioritischen Gneisen der Belalp. Die Quarzdiorite nördlich der Grisighorn-Granitzunge enthalten ausserdem gelegentlich neben Biotit Amphibol. Für die homogenen Granodiorite bis Quarzdiorite gelten auch die Mineralbeschreibungen der granodioritischen bis quarzdioritischen Gneise der Belalp auf S. 11 ff.

Das Gefüge ist entweder richtungslos oder leicht paralleltexturiert und gleichkörnig oder kleinaugig. Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas sind in der Regel fremdgestaltig gewachsen. Auch die hypidiomorphen Kalifeldspatäugen sind am Rande unregelmässig mit den benachbarten Mineralkörnern verwachsen.

Die homogenen Granite bis Quarzdiorite aus dem Altkristallin nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge unterscheiden sich im Dünnschliffbild von den homogenen granodioritischen bis quarzdioritischen Gneisen der Belalp nur durch die grössere Variationsbreite im Mineralbestand und Chemismus und durch ihr richtungsloses oder nur leicht paralleltexturiertes Gefüge.

Biotitarmer, altkristalliner Granite und Granodiorite bilden oft Gänge, die leicht mit Apliten aus dem Zentralen Aaregranit verwechselt werden können. Auf der Tabelle 2 (S. 53) sind die Merkmale zusammengestellt, die es erlauben, die Apophysen und Apliten des Zentralen Aaregranites von granitischen oder granodioritischen Gängen im Altkristallin zu unterscheiden.

b) Gebänderte und schlierige granodioritische und quarzdioritische Gneise

Die gebänderten und schlierigen granodioritischen und quarzdioritischen Gneise, die sehr verschiedenartig ausgebildet sein können, sind polymetamorpher Entstehung. Auf den Figuren 6–10, 19 und 23 sind typische Beispiele gezeichnet. Auf allen Bildern kann man zwischen einem vormigmatischen Paläosom und einem während einer Migmatization gebildeten granitoiden Neosom unterscheiden. Die Überprägung durch die alpine Metamorphose ist sehr gering. Die Schlieren und Bänder können während mindestens zwei verschieden alten Gesteinsbildungsphasen entstanden sein, und zwar sind sie entweder vormigmatisch oder während der Migmatization gebildet worden. Die vormigmatische Gneisbänderung fällt in der Regel iso-

klinal, ungefähr parallel zur später überprägten ersten alpinen Schieferung (S_1) (siehe III. Teil) steil gegen SE ein. Die Migmatite werden vom Zentralen Aaregranit und seinen Ganggesteinen stets scharf abgeschnitten (Fig. 19 und 23).

Im folgenden werden einige Typen von gebänderten und schlierigen granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen anhand von Figuren kurz beschrieben (vgl. Fig. 6–10).

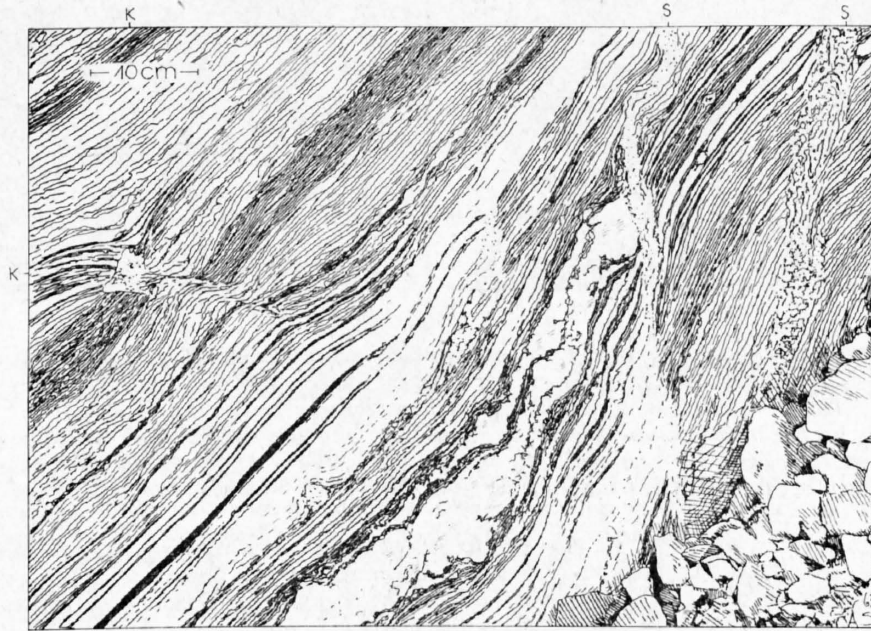


Fig. 6 (Koordinaten 638 850/138 600/3110). In der linken oberen Hälfte der Zeichnung erkennt man den Altbestand, einen quarzdioritischen Biotit-Amphibol-Bändergneis. Dunkel heben sich die Amphibol-haltigen Lagen von dem etwas helleren Biotitgneis ab. In der Bildecke unten rechts: Blockschutt (Aufschlusszeichnung).

Modaler Mineralbestand des quarzdioritischen Bändergneises (Bestimmung mit dem Integrationstisch), Probe SH 498:

Quarz	39 Vol.-%
Plagioklas	43 »
Biotit + Amphibol (und Accessorien)	18 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Das granitoide Neosom ist sehr verschiedenartig ausgebildet. In der Bildmitte unten erkennt man eine konkordante, wulstige Lage von sehr grossen Feldspäten. Es handelt sich um die für die pegmatoiden Bildungen typischen, grauen Mikrokline. Gleichzeitig mit der Migmatisation wurde das Gestein deformiert: Eine kompetente, amphibolreiche Lage hat links im Bild zu Boudinage geführt. Die «Zerrklüft» (K) ist mit grauen Mikroklinen, wenig Quarz und Biotit gefüllt. In der rechten Bildhälfte sind auf diagonalen Scherflächen (S) homogene, granodioritische Gänge entstanden.

c) Die pegmatitischen Bildungen in den altkristallinen Migmatiten

Die pegmatitischen Bildungen der altkristallinen Migmatite unterscheiden sich durch wesentliche chemische, mineralogische und strukturelle Eigenschaften von den pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites. Auf diese Unterschiede wird auf S. 40 kurz eingegangen.

Makroskopische Beschreibung

Verschiedene Beispiele von altkristallinen pegmatitischen Bildungen sind auf den Fig. 3, 4, 6, 8 und 9 gezeichnet.

Die pegmatitischen Bildungen treten als echte Spaltenfüllungen (Fig. 4) sowie als wulstige Lagen, Schlieren und Nester (Fig. 6, 8 und 9) auf. Ein milchigweisser oder grauer Feldspat, der bis 10 cm grosse Einkristalle bildet, ist stets, oft als einziger Hauptgemengteile, vorhanden. Diese Feldspäte sind vielfach

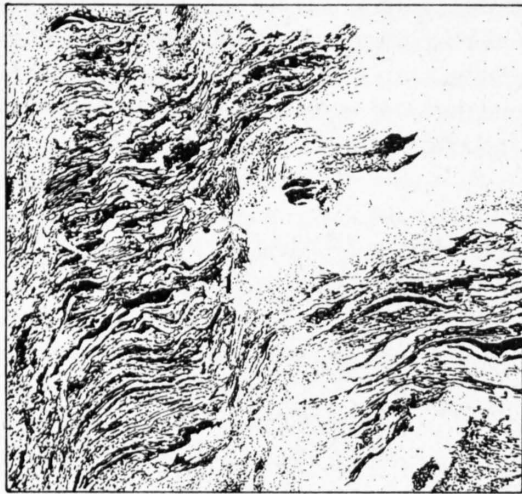


Fig. 7

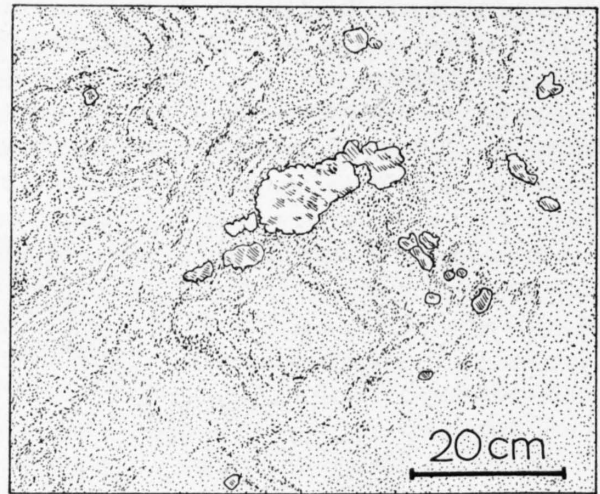


Fig. 8

Fig. 7 (Koordinaten 639 100/138 400/2950). Das Bild zeigt einen homogenen Granodiorit im Kontakt mit einem schlierigen granodioritischen Gneis. Der schlierige Gneis besteht aus dunklen, biotitreichen und hellen, feldspatreichen Lagen. Die Schlieren gehen am Kontakt fließend in den homogenen Granodiorit über.

Wahrscheinlich wurde bei der Bildung dieses Migmatites ein gebänderter granodioritischer Gneis in einer granodioritischen Schmelze teilweise aufgeschmolzen. Die Aufschmelzung war an den im Bild senkrecht verlaufenden Scherzonen im Gneis am intensivsten. Die Frage nach dem Ursprung der granodioritischen Schmelze kann ich nicht beantworten.

Fig. 8 (Koordinaten 639 100/138 400/2950). Auf dem Bild ist ein richtungslos-gleichkörniger Granodiorit mit nebularischen Schlieren und Nestern von grossen Kalifeldspäten dargestellt. Die nierenförmigen Nester von milchigweissen und grauen Mikroklinen sind unregelmässig über das ganze Gestein verteilt. Eine ungefähr vier Quadratmeter grosse Aufschlussfläche ist gleichmässig in dieser Art ausgebildet.

Die Schlieren sehen den Bildern sehr ähnlich, die man beim Mischen von zwei verschiedenfarbigen Flüssigkeiten erhält. Ich vermute deshalb, dass dieses Gestein zu einer bestimmten Zeit in einem hochteillbeweglichen, wahrscheinlich teilweise flüssigen Zustand durchbewegt wurde. Die grossen Kalifeldspäte wuchsen erst später, in einem unbewegten Milieu als Porphyroblasten.

im Kern grau und am Rand milchigweiss gefärbt. Die Feldspäte besitzen oft rundliche, nierenförmige Umrisse (Fig. 8). Häufig sieht es so aus, wie wenn die pegmatitischen Nester, Schlieren oder Bänder als junge Bildungen den Altbestand des Gesteins geschwürartig auf die Seite drängen (Fig. 6 und 9). Die pegmatitischen Bildungen – sowohl jünger als auch älter als die Granodiorite – sind also zu verschiedenen Zeiten gebildet worden.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand: Kalifeldspat ist immer vorhanden, daneben treten Quarz, Plagioklas und Biotit als Haupt- oder Nebengemengteile auf.

Nebengemengteile wurden die gleichen gefunden wie in den Granodioriten. Nur an einer Stelle wurde weinroter Almandin (bis 0,5 mm grosse Körner) als Einschlüsse in Mikroklinen gefunden. Die Lichtbrechung der *Granate* (SH 636) beträgt 1,810 und die Gitterkonstante a_0 11,542 Å. Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) handelt es sich um einen almandinreichen Granat (Tab. 6, S. 88, und Fig. 44).

Die andern Mineralien sind unter dem Mikroskop im wesentlichen gleich ausgebildet wie in den Granodioriten.

Die *Kalifeldspäte* sind stets perthitisch entmischt und zeigen schöne Mikroklingitterung. In den Kalifeldspäten bildet der Quarz oft tropfenförmige Einschlüsse, die bereits mit der Lupe erkennbar sind. Die pegmatitischen Bildungen bestehen meist zu über 90 % aus Mikroclin. ZBINDEN (1946) beschreibt Mikroklinporphyroblasten aus pegmatitischen Nestern, in welchen mehrere gleichauslöschende, xenomorphe Plagioklaskörner mit Sericit- und Klinoisiteinschlüssen, als Plagioklasrelikte, welche vom Kalifeldspat nicht «aufgefressen» wurden, eingeschlossen sind.

Der *Biotit* ist selten; gelegentlich bildet er aber bis 1 cm grosse Blätter, die parallel αx hellcreme und parallel $n\beta$ und $n\gamma$ braun gefärbt sind.

d) Kalksilikatfelse

In meinem Untersuchungsgebiet fand ich nur an einer Stelle, am Südrand des Unterbächgletschers, im Moränenschutt Kalksilikatfelsblöcke. Das Moränenmaterial am Fundort stammt aus den altkristallinen

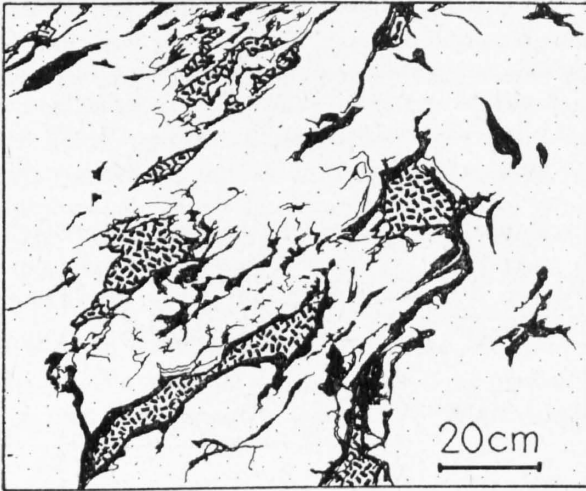


Fig. 9

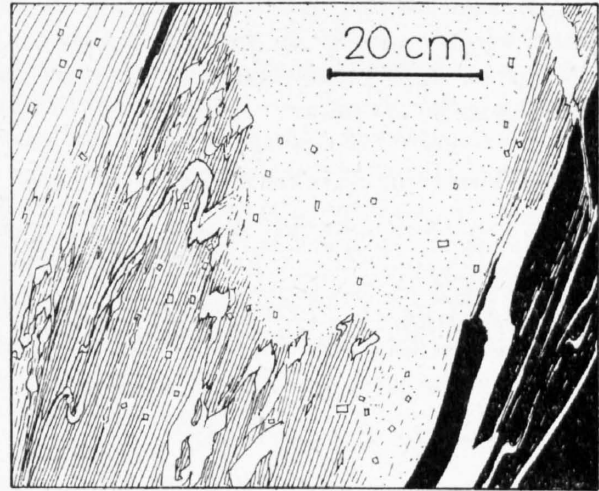


Fig. 10

Fig. 9. Migmatit. Man erkennt ein Paläosom: Hornblendit (gestrichelt) mit Biotitsaum (schwarz) und ein granitoides Neosom: Quarz-Feldspatpegmatit (weiss). Es sieht so aus, als ob hier das pegmatoide Neosom den basischen Altbestand geschwür-artig verdrängen würde.

Fig. 10. Die Migmatite sind häufig sehr kompliziert ausgebildet, wie dies obenstehende Figur veranschaulicht. Im linken Bild Drittel erkennt man einen paralleltexturierten, granodioritischen Gneis mit intensiv verfalteten feldspatreichen Bändern. Beim genaueren Betrachten sieht man eine Grossfalte mit einer 40 cm grossen Amplitude und einer Wellenlänge von 20 cm. Auf den Faltenschenkel dieser Grossfalte sind asymmetrische Parastärfalten mit zum Teil stark verdickten kurzen Schenkeln ausgebildet. Das schwarze Gestein rechts im Bild ist ein Bänderamphibolit mit weissen Plagioklaslagen. Die Bänderung des Amphibolites, die Faltenschenkel der Falten im granodioritischen Gneis und die Gneisparalleltextur fallen isoklinal steil nach SE ein. Dieser isoklinale Bau wird zum Teil diskordant von einem jüngern, homogenen Granodiorit abgeschnitten. Am Kontakt zwischen dem homogenen Granodiorit und dem granodioritischen Gneis besteht ein fließender Übergang. Hypidiomorphe Kalifeldspat-Porphyroblasten sind als jüngste Bildungen im homogenen Granodiorit und im granodioritischen Gneis gewachsen.

Hüllgesteinsaufschlüssen nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge. Eine weitere Kalksilikatfelsprobe wurde von Huttenlocher in der gleichen Altkristallinzone, in der Nähe des «Rothorganges» am Fuss des Rotstock-Nordgrates im Oberaletschgebiet gesammelt (Probe II/40). Ausser diesen beiden Funden sind mir keine Kalksilikatfelsvorkommen aus dem Altkristallin südlich des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv bekannt.

In den Kalksilikatfelsblöcken vom Südrand des Unterbächgletschers (Koordinaten 639 250/138 400/2930) wurden folgende Mineralien bestimmt:

Hauptgemengteile	Nebengemengteile
Quarz	Titanit
Aktinolith	brauner Biotit
Diopsid	Rutil
Pistazit	Erz
Granat	
Carbonat	

Das Gestein ist gebändert. Man erkennt granatreiche gelbrote, quarzreiche weisse und amphibolreiche grüne Bänder.

Vom Granat aus der Kalksilikatfelsprobe II/40 vom Oberaletschgletscher wurde die Lichtbrechung und die Gitterkonstante bestimmt. Die Untersuchung ergab eine Lichtbrechung $n = 1,785 \pm 0,003$ und eine Gitterkonstante $a_0 = 11,718 \pm 0,005 \text{ \AA}$. Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) handelt es sich um einen grossularreichen Granat (Fig. 44).

Da ich das Anstehende der Kalksilikatfelse nicht kenne, begnüge ich mich mit dieser kurzen Gesteinsbeschreibung.

e) Hornblende-Quarzgabbro

Die Hornblende-Quarzgabbros bilden 30–70 m mächtige Platten, die steil nach SE einfallen. Es handelt sich wahrscheinlich um Eruptivgänge, die als Lagergänge parallel zu den isoklinalen Strukturen im Altkristallin intrudiert sind. Nur ein durch Schutt und den Zentralen Aaregranit begrenztes Vorkommen

(Koordinaten 638 750/137 980/2970) könnte als kleiner Stock gedeutet werden. Die Hornblendegabbroplatten werden randlich von einzelnen jüngern Granodioritgängen durchsetzt. Trotzdem die Gesteine also älter sind als die Migmatisation, werden sie im Gegensatz zu den Bänderamphiboliten und -hornblenditen nie in Agmatite aufgelöst.

Makroskopische Beschreibung

Es handelt sich um richtungslos körnige, homogene, dunkelgrüne, weiss oder gelbgrün gesprenkelte Gesteine. Die dunkelgrünen Amphibole sind idiomorph ausgebildet. Ein milchigweisser oder gelbgrüner Feldspat bildet als Zwickelfüllung sternförmige, helle Flecken. Vereinzelt bis 2 mm grosse, briefkuvertförmige Titanitkristalle heben sich deutlich durch ihre gelbbraune Farbe von den dunkelgrünen Amphibolen ab.

Mikroskopische Beschreibung

Modaler Mineralbestand der Probe SH 608 (mit dem Integrationstisch bestimmt):

Fundort: 638 750/137 980/2970

<i>Hauptgemengenteile</i>		<i>Accessorien</i>
Quarz	10 Vol.-%	Epidot-Orthit
Plagioklas	38 »	Titanit
Biotit	5 »	Apatit
Amphibol	46 »	Karbonat
Accessorien	1 »	Chlorit
100 Vol.-%		Erz

Der *Quarz* ist als Zwickelfüllung, in einem polygonalen Mosaikgefüge rekristallisiert.

Der *Plagioklas* ist mit einem dichten Filz von Sericit und Epidot gefüllt. Vor der Saussuritisierung handelte es sich wahrscheinlich – entsprechend dem hohen Gehalt an Umwandlungsprodukten – um einen anorthitreichen Plagioklas. Dieser primäre Plagioklas ist allen übrigen Mineralien gegenüber fremdgestaltig gewachsen. Ausserdem beobachtet man einschlossfreien, alpin gebildeten Albit.

Der *Amphibol* tritt, wie in allen übrigen Hornblendegesteinen, in zwei Typen auf. Der primäre Amphibol ist in idiomorphen bis 1 cm grossen Kristallen gewachsen. Gegen die ebenfalls idiomorphen Titanitkörner ist er fremdgestaltig oder idiomorph ausgebildet. Dieser primäre Amphibol ist parallel $n\alpha$ hellgelbbraun und parallel $n\gamma$ olivgrün gefärbt. Der Auslöschungswinkel $c/n\gamma$ beträgt 17° . Daneben tritt ein fast farbloser, sekundär gebildeter Amphibol auf. Am Rande und in Flecken im Innern der olivgrünen Amphibole erkennt man eine Ausbleichung, die an feine, hoch licht- und doppelbrechende Körner (Titanit?) gebunden ist. Diese hellen Flecken besitzen gegenüber dem primären Amphibol eine andere Auslöschungsschiefe. Ausserdem ist dieser sekundäre Amphibol gelegentlich auch neu gewachsen.

Wahrscheinlich ist aller *Biotit* durch Umwandlung von Amphibol entstanden. Im Hornblendegabbro, aus welchem die Probe SH 608 stammt, ist innerhalb einer ungefähr 1 m mächtigen Zone längs des primären Eruptivkontaktes des Zentralen Aaregranites aller Amphibol durch die Kontaktmetamorphose in Biotit umgewandelt worden (siehe S. 48). Entfernen wir uns weiter vom Kontakt, so nimmt der Biotitgehalt ab und der Amphibolgehalt entsprechend zu. Der Biotit in alpinen Rissen von Mineralkörnern ist sicher alpin neu gebildet worden (siehe III. Teil). Alle Biotite sind parallel $n\alpha$ gelblich, fast farblos und parallel $n\beta$ und $n\gamma$ hellbraun gefärbt. Auf den {001}-Flächen enthält der Biotit zahlreiche Sagenitnadeln.

Apatit durchsetzt als idiomorphe Erstausscheidung alle übrigen Mineralien. Die farblosen Apatite bilden einfache hexagonale Prismen mit einem Basispinakoid als Endflächen.

f) Bänderamphibolite und -hornblendite

Unter dem Mikroskop erkennt man die gleichen Mineralien wie in den Hornblendegabbros. Amphibol und ein stark saussuritierter Plagioklas bilden die Hauptgemengenteile. Man beobachtet in den Bändern alle Mischungsverhältnisse zwischen reinen Plagioklaslagen und reinen Hornblenditbändern. In der Regel enthalten die Gesteine mehr Amphibol als Plagioklas. Die Bänder ziehen oft sehr regelmässig über 10 und mehr Meter schön parallel durch das Gestein. Diese Bänderung streicht in der Regel NE und fällt steil gegen SE ein. Oft sind die Bänder auch verfaltet. Die Faltenachsen fallen allgemein steil nach SW ein (Diagramm D1). Diese Falten werden gelegentlich diskordant von altkristallinen granitoiden Gängen und von zentralaargranitischen Apliten durchschlagen (Fig. 12).

g) Agmatite

Durch eine sekundäre Breccierung und gleichzeitige Durchaderung mit granitoidem Neosom von meist granodioritischer Zusammensetzung entstehen aus den Bänderamphiboliten und -hornblenditen Agmatite. Die Schollengrösse variiert zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern. Die Schollen reagieren sehr verschieden mit der granitoiden Schmelze. Meist wird vom Rande her die Scholle aufgelöst und der Amphibol in Biotit umgewandelt, wie dies schon HUTTENLOCHER (Originaldissertation) und ZBINDEN (1946) beschrieben haben. Wie LABHART (1965) beobachtet hat, wächst bei andern Vorkommen am Rand der Schollen ein hellgrüner, mikroskopisch farbloser Amphibol in bis 1 cm grossen Kristallen in den granitoiden Gang hinein. Die Erscheinung wurde von LABHART eingehend untersucht und beschrieben. In den Agmatiten beobachtet man gelegentlich bereits verfaltete Amphibolite als Schollen. Andererseits wurden die Schollen während der Agmatitbildung plastisch verfaltet (Fig. 11). Einige Erscheinungen deuten darauf hin, dass viele Agmatite während der Migmatisation stark durchbewegt wurden.

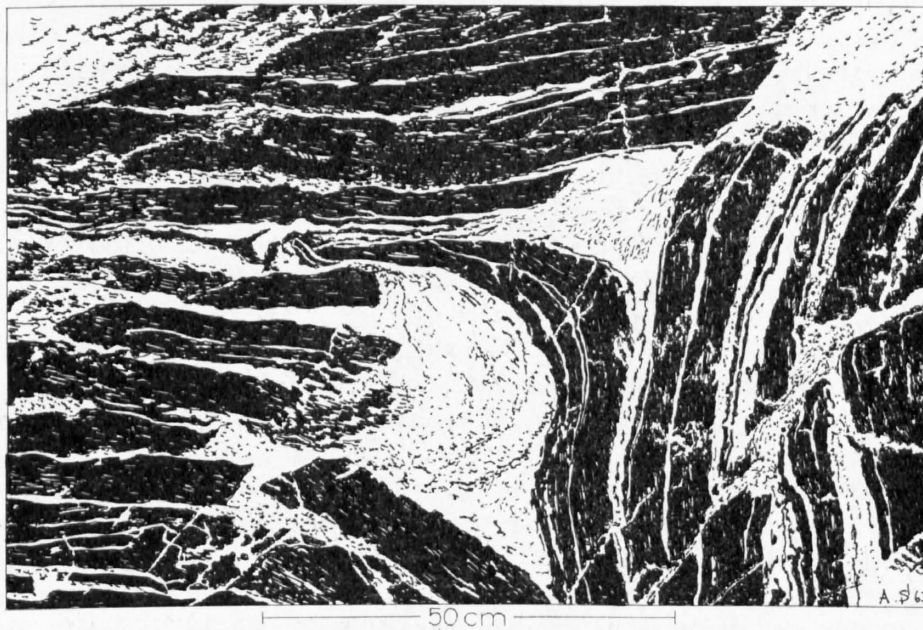


Fig. 11. Schollenamphibolit (Agmatit). (Moränenblock auf dem Oberaletschgletscher.)

h) Serpentine

Zur kurzen Beschreibung der Serpentine begnüge ich mich mit den folgenden Beobachtungen:

Wie aus der geologischen Karte zu ersehen ist, treten die Serpentine in der Regel als Schollen in den Amphibolitzügen auf. Südlich des Unterbächgletschers ist ausserdem ein 50 m grosser Serpentinkomplex in quarzdioritischen Bändergneisen und in Granodioriten eingelagert. An dieser Stelle liegen zahlreiche runde, 30 cm bis 4 m grosse, blaugüne Serpentinknollen nebeneinander. Die einzelnen Knollen sind von 1–4 cm dicken, radialstrahligen Aktinolithschalen umgeben. Die Zwickelfüllung zwischen den Knollen besteht aus nadeligem Aktinolith, grobschuppigem Talk, braunem Biotit und selten saussuritisierten Plagioklasen.

3. Bau, Alter und Diskussion der Genese der altkristallinen Gesteine nordwestlich der Grisighorn-Granitzunge

Ich unterscheide innerhalb dieser Zone zwischen einer nordwestlichen und südöstlichen Migmatitzone.

Die nordwestliche Zone ist charakterisiert durch die einheitlich NE-streichende, 60–70° nach SE einfallende Gesteinsbänderung. Diese Zone besteht zu über 80 % aus gebänderten und schlierigen granodioritischen und quarzdioritischen Gneisen (siehe S. 16). Das Planargefüge tritt im Felde sehr deutlich durch die dunklen Amphibolitzüge hervor (Taf. I und Fig. 13).

In der südöstlichen Migmatitzone treten die verschiedenen Gesteinstypen in sehr unregelmässigem Wechsel nebeneinander auf. Die NE-streichende Grenze zwischen den beiden Zonen fällt ungefähr mit der alpinen Aufschiebungsfläche zusammen, die am Oberaletschgletscher die Grisighorn-Granitzunge vom Altkristallin abgrenzt. An dieser Grenze gehen die beiden Zonen fließend ineinander über. Die südöstliche Zone ist ausserdem durch das häufige Auftreten von homogenen, kleinaugigen oder gleichkörnigen, z. T. leicht paralleltexturierten Granodioriten charakterisiert.

Nach der Karte von ROSIER (1931) ist die Altkristallinzone im Rotstock-Nordgrat im Oberaletschgebiet ebenfalls zweigeteilt. Er trennt im Südosten einen 200 m mächtigen «(ortho-) gneiss œillé», welcher die nordöstliche Fortsetzung der von mir ausgeschiedenen südöstlichen Migmatitzone bildet und hier ebenfalls den Zentralen Aaregranit überdacht, von den «schistes cristallins (gneiss d'injection, para- et orthogneiss, chlorito et sericitoschistes, amphibolites avec filons aplitiques)» ab. ROSIER vergleicht den Orthoaugengneis mit dem Baltschiedergranit: «*Ce gneiss œillé ressemble beaucoup à certains facies du Granit de Baltschieder, découvert par HUTTENLOCHER et SWIDERSKI. Peut-être y a-t-il une relation entre ces deux roches.*»

Auf der rechten Seite des Gredetschtales im Lägendgrat überdacht der Baltschiedergranit (SWIDERSKI, 1919, HUTTENLOCHER, 1921 a) – als südwestliche Fortsetzung der südlichen Migmatitzone – den hier unter das Altkristallin abtauchenden Zentralen Aaregranit.

Ich habe mir den «gneiss œillé» im Rotstock-Nordgrat und den Baltschiedergranit im Gredetschtal und am Augstkummenhorn angeschaut. Die dort beobachteten Granodiorite oder granodioritischen Gneise sind z. T. gleich ausgebildet wie bestimmte homogene Granodiorite der südöstlichen Migmatitzone in meinem Untersuchungsgebiet. Zudem hatte ich die Gelegenheit, Dünnschliffe mit den zugehörigen Handstücken von verschiedenen «Baltschiedergranit»-Typen – es handelt sich nach dem Mineralbestand stets um Granodiorite – mit den eigenen Gesteinsproben zu vergleichen. Die Gesteinsproben und Dünnschliffe wurden mir freundlicherweise von Herrn Dr. Ledermann zur Verfügung gestellt. Mikroskopisch sind keine Unterschiede festzustellen. In der südlichen Migmatitserie befinden wir uns in einer vorwiegend migmatischen Randzone des Baltschiedergranites. Eine ähnliche migmatische Randzone beschreibt HUTTENLOCHER (1933, S. 283) vom nordwestlichen Kontakt des Baltschiedergranites:

«Die nördlichen (kristallinen Schiefer) zeigen deutliche Injektionssysteme, mannigfache Quer- und Transversal-Aplite und Pegmatite, Injektionsbahnen, deutlich getrennt vom Nebengestein, häufig parallel Struktur und alten Schichtebenen angeordnet.» ... «Neben den geringmächtigen Injektionssystemen treffen wir auch vereinzelte Granite und Granitporphyrstöcke vom Charakter des Wiwannigranites (= Baltschiedergranit von SWIDERSKI) an.»

Die genetische Deutung dieser Migmatite, die HUTTENLOCHER in seiner Beschreibung gibt, ist wahrscheinlich richtig, aber nicht genügend bewiesen. Auch die Frage, ob der Baltschiedergranit, wie HUTTENLOCHER (1933) annimmt, ein intrusiver Granit ist oder ein an Ort und Stelle aufgeschmolzener «granite d'anatexie» im Sinne ROQUES, kann auf Grund der bisherigen Kartierungen und Beschreibungen nicht beantwortet werden.

Auf Grund meiner Beobachtungen kann ich folgendes über die Genese der altkristallinen Hüllgesteine nördlich der Grisighorn-Granitzunge aussagen:

Die nachweisbar ältesten Gesteine in den altkristallinen Hüllgesteinen des Zentralen Aaregranites sind gebänderte, granodioritische bis quarzdioritische Gneise (Fig. 6), die basischen und ultrabasischen Gesteine, Amphibolite, Hornblendite und Serpentine.

LABHART (1965) hat mit detaillierten Gefügeuntersuchungen gezeigt, dass das Altkristallin südlich von Blatten, d. h. südöstlich meines Untersuchungsgebietes, vormigmatitisch verfaltet wurde. Die Faltenachsen fallen ungefähr gegen SW ein.

Eigene Untersuchungen in den altkristallinen Hüllgesteinen der Grisighorn-Granitzunge ergaben ähnliche Resultate. Im Gegensatz zum Gebiet von LABHART sind jedoch in meinem Untersuchungsgebiet die Altkristallingesteine vorherrschend *isoklinal* verfault. Die Faltenschenkel streichen massivparallel NE und fallen steil gegen SE ein. Auf dem Diagramm D1 sind die Flächenpole von Gesteinsbänderungen und von Faltenachsen im Altkristallin dargestellt. In den Amphiboliten am Oberaletschgletscher sind die Falten-scheitel von Grossfalten mit einem Faltendurchmesser von 10 bis 100 m sehr schön aufgeschlossen. Am häufigsten sind aber Falten in der Grössenordnung Dezimeter bis Meter. Auf Figur 12 ist eine Amphibolit-falte, die von zwei Zentralaaregranit-Apliten diskordant durchschlagen wird, gezeichnet.

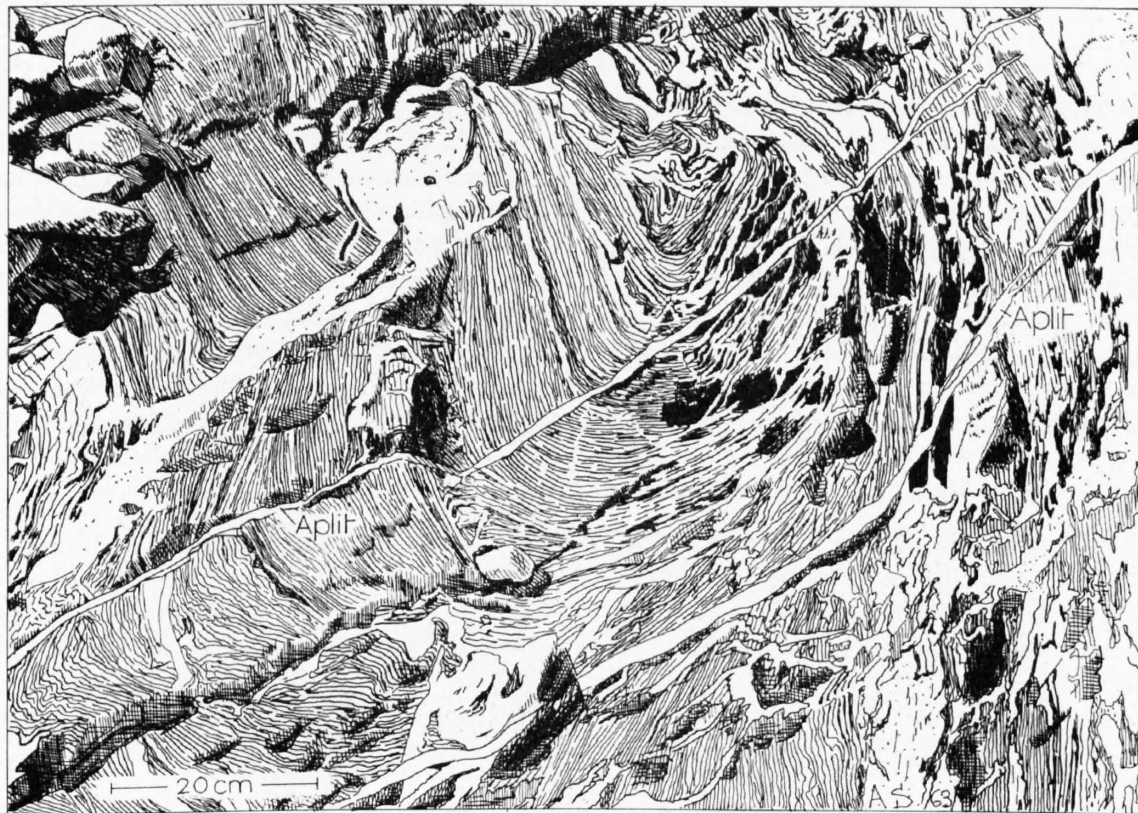


Fig. 12. Ein verfalteter Bänderamphibolit des Altkristallins mit granitoiden Schlieren, Gängen und Nestern wird diskordant von zwei zentralaargranitischen Apliten durchschlagen (Koordinaten 638 600/138 200/3070) (Aufschlusszeichnung).

Die Hornblende-Quarzgabbrogänge, die älter sind als die Migmatisation, sind nie verfault. Es ist wahrscheinlich, dass sie nach der Faltung parallel zu den Faltenschenkeln intrudiert sind.

Vielleicht schon während, sicher aber nach der isoklinalen Verfaltung und Steilstellung der altkristallinen Gesteine in die heutige Lage fand die Migmatisation in einer oder mehreren Phasen statt. Alle Gesteine rekristallisierten einheitlich in der Amphibolitfacies (TURNER & VERHOOGEN, 1960). Relikte von früheren Metamorphosen oder reliktsche Sedimentärstrukturen konnte ich nicht nachweisen. Wie die Figuren 5–12, 19 und 28 zeigen, sind die Produkte der Migmatisation sehr mannigfaltig. Während der Migmatisation sind auch die verschiedenen Granodioritstöcke und Gänge entstanden. Die Migmatisation, die in einer oder mehreren Phasen stattfand, ist präzentralaargranitisch, d.h. hercynisch oder älter.

Meiner Ansicht nach wird eine genaue Kartierung und Bearbeitung des Baltschiedergranites, der südwestlich an das von mir untersuchte Gebiet anschliesst, sehr wesentlich zur Lösung des Problems der Migmatitbildung beitragen, da wahrscheinlich zwischen der Genese der Migmatite und der Bildung des Baltschiedergranites ein enger Zusammenhang besteht.

Die meisten Granodiorite und Quarzdiorite sind schwach paralleltexturiert. Dieses Gneisgefüge streicht wie die vormigmatitische, isoklinale Gesteinsbänderung NE und fällt steil nach SE ein.

Die altkristallinen Migmatitstrukturen und das altkristalline Gneisgefüge werden vom Zentralen Aaregranit und seinen Apophysen und den jüngern Apliten, Kersantiten und Quarzporphyren mit messerscharfen Eruptivkontakten diskordant abgeschnitten. Mit HUTTENLOCHER (1947) nehme ich an, dass sich die in «geosynklinalen Tiefen» migmatisierten Altkristallingesteine bei der Intrusion des Zentralen Aaregranites in einem hochgelegenen, bedeutend kühleren Erdkrustenniveau befanden.

C. Die Deformationsbreccie¹⁾ im Grisighorn-Nordgrat

Im Grat, der das Grisighorn mit dem Unterbächhorn verbindet, sind bei Koordinaten 638 420/137 870/3100 die altkristallinen Gneise in einer 6 m mächtigen Zone, die mit Fallazimut 146° und Fallwinkel 75° steil gegen SE einfällt, brecciert. In diese Breccie ist später ein 20 cm bis 2 m mächtiger, spaltenfüllender Quarzporphyrgang vom Typ *e* (S. 54) eingedrungen. Dieser Gang erweitert sich am Ostfuss der Felswand zu einem mehrere Meter grossen, diskordanten Stock innerhalb der Breccie. Ich habe die Breccie und den Quarzporphyrgang ins Gredetschtal hinunter verfolgt. Am untern Ende sind beide Gesteine durch die hier sehr intensive alpine E-W-Schieferung (S₂) abgeschert. Die Fortsetzung auf der andern Seite der Scherzone konnte in dem sehr steilen Gelände nicht gefunden werden. Auf der Höhe 2920 werden sowohl die Breccie wie der Quarzporphyrgang diskordant von einem Kersantitgang durchschlagen (Taf. I). Die Breccie und der Quarzporphyrgang sind beide konkordant von der ersten alpinen Schieferung (S₁) überprägt worden.

Makroskopische Beschreibung der Breccie

In einer feinkörnigen, sehr ungleichkörnigen, blastomylonitischen Grundmasse sind zahlreiche, bis 10 cm, selten bis 20 cm grosse, kantige Gesteinsbruchstücke eingestreut. Als Komponenten treten die verschiedensten Gesteine aus dem umgebenden Altkristallin auf: verschiedene gebänderte und schlierige Gneise, homogene Granodiorite und Quarzdiorite, pegmatoide Bildungen usw., die hier ungeordnet nebeneinander liegen. Die Grundmasse der Breccie ist durch die alpine Verschieferung vollständig überprägt, so dass keine Gefügemerkmale in der Breccie gefunden werden konnten, nach welchen weitere Aussagen über die Genese der Breccie hätten gemacht werden können. Ich vermute, dass es sich um eine Dislokationsbreccie handelt.

Aus dem westlichen Aarmassiv wird von SWIDERSKI (1919) und BAER (1959) eine ähnliche Breccie beschrieben. Diese Breccie («brèches d'Arbol» nach BAER) befindet sich im Baltschiedergranit bei Punkt 2286.5 der Landeskarte der Schweiz, 1:50000. Die Breccie wird von beiden Autoren als Dislokationsbreccie gedeutet, die nach BAER voralpin gebildet wurde. Es ist wahrscheinlich, dass es sich hier um eine gleichaltrige Bildung handelt wie im Grisighorn-Nordgrat.

Bei der Deformationsbreccie im Grisighorn-Nordgrat ist es möglich, dass die Breccienbildung im Zusammenhang steht mit der Raumschaffung für den intrusiven Zentralen Aaregranit.

¹⁾ SANDER (1950) definiert den Begriff der Deformationsbreccie folgendermassen: «Unter Deformationsbreccie versteht man alle Fälle, in welchen die Umgrenzung der Komponenten einer Breccie mechanisch (durch Rupturen, Abscherung) aus zusammenhängenden Bereichen innerhalb eines Gesteins oder seines Vorstadiums nach erfolgter Anlagerung zustandekamen.»

II. Teil: Bau und Petrographie des Zentralen Aaregranites und der jungen Ganggesteine

A. Geologische Übersicht

Der Zentrale Aaregranit bildet nach der Karte von HUGI (1934) ein 100 km langes, lanzettförmiges Gesteinsareal, das vom Maderanertal im NE bis ins Lötschental im SW reicht, mit einer grössten Breite von 10 km im Gebiet der Grimsel und des Reusstales. An seinen Enden taucht der Granit in verschiedenen Zungen unter das Altkristallin ab. Im Reusstal bildet er einen zusammenhängenden Granitkörper, der sich weiter westlich im Querprofil des Finsteraarhornes in drei parallele Züge aufteilt (Fig. 1). Der nördlichste Granitzug wird im Finsteraarhorn und Aletschhorn vom Altkristallin überdeckt. Er baut in der südwestlichen Fortsetzung die Dreieckspyramide des Nesthornes auf. Im Bietschhorn Gipfel erreicht er heute seine grösste Höhe mit 3934.1 m ü. M. Von hier taucht er im hintern Ijollital unter das Altkristallin ab. Ein zweiter, südlicher Granitzug, der erstmals von SWIDERSKI (1919) als Zentraler Aaregranit beschrieben wurde, baut die Fusshörner auf, zieht von hier gegen Westen zwischen Sparrhorn und Hohstock durch, bildet die Dreieckspyramide des Grisighornes (Gisighorn auf Siegfriedatlas) und taucht auf der rechten Seite des Gredetschtales im Lägendgrat unter den Baltschiedergranodiorit ab. Dieser Granit wird in der vorliegenden Arbeit beschrieben. Ich benenne denjenigen Teil des Zentralen Aaregranites, welcher das Grisighorn aufbaut und im Streichen im NE vom Tal des Oberaletschgletschers begrenzt wird und im SW im Gredetschtal unter den Baltschiedergranit abtaucht, als «Grisighorn-Granitzunge». Petrologisch kann dieser Granit nicht vom übrigen Zentralen Aaregranit abgetrennt werden.

Der dritte, am südlichsten gelegene Granitzug, der sogenannte «südliche Aaregranit» (STALDER, 1964) im Grimselprofil, bildet die Gipfel der Galmihörner und des Wasenhornes und verschwindet westlich des Eggishornes bei Koordinaten 649 200/142 130 (ZBINDEN, 1949) unter dem Grossen Aletschgletscher.

Der Name «südlicher Aaregranit» als Bezeichnung für diesen südlichsten Zentralen Aaregranitzug wurde erstmals von WYSS (1932) verwendet und von STALDER (1964) übernommen. Dieser Name darf aus folgenden Gründen nicht mehr verwendet werden: Dieser Granit ist nach seinem Chemismus (P. NIGGLI, 1924, und HÜGI, 1956) und nach seiner mineralogischen Ausbildung ein echter Zentraler Aaregranit. Ich schlage vor, dass dieses Gestein nach HÜGI (1956) als der südlichste Zug des Zentralen Aaregranites bezeichnet wird.

Der Granit der Grisighorn-Granitzunge enthält verschiedene Schollentypen eingeschlossen. Ausserdem durchziehen auf verschiedenen Kluftsystemen sulfidische Fe-Cu-Erzgänge, Aplite, Pegmatite, Granitporphyre, Lamprophyre, Quarzporphyre und Molybdänglanz-Quarzgänge die Grisighorn-Granitzunge und ihre altkristallinen Hüllgesteine. Während der alpinen Orogenese wurden der Granit und seine Ganggesteine durch eine epizonale Metamorphose überprägt und verschiefert. Gleichzeitig entstanden Quarzgänge und in einer späten Phase der alpinen Bewegungen offene Zerrklüfte.

Im folgenden beschreibe ich zuerst den Zentralen Aaregranit in seinen verschiedenen Ausbildungen und seine Schollen, anschliessend die Ganggesteine in ihrer Altersfolge. Die alpinen Bildungen werden im III. Teil eingehend behandelt.

1. Der Zentrale Aaregranit der Grisighorn-Granitzunge

Ich unterscheide in diesem Granit zwischen primärem Bau, primärem Gefüge und primärem Mineralbestand eines Schmelztektoniten einerseits und den später während der alpinen Gebirgsbildung – vielleicht zum Teil auch durch eine späthercynische Metamorphose – erzeugten Mineralien und Gefügeelementen andererseits. Bei dieser Unterscheidung muss man berücksichtigen, dass die oft intensive alpine Dislokations- und Regionalmetamorphose alte Strukturen verformte und nicht selten bis zur Unkenntlichkeit überprägte. Die alten Gefügeelemente können leicht überprägt werden, da die jungen Scherflächen und Mylonite häufig den existierenden Materialanisotropien, die oft Schwächezonen bilden, folgen. Die häufigen Aplitgänge, Kersantite und Quarzporphyre wurden als Zeitmarken benützt. Diese Gänge erlauben, das primäre vom später überprägten Gefüge abzutrennen. Im folgenden beschreibe ich den Zentralen Aaregranit in seinen verschiedenen Ausbildungen an möglichst wenig von der alpinen Metamorphose überprägten Gesteinstypen.

Auf Figur 14 ist das Querprofil durch die Grisighorn-Granitzunge, wie es am Oberaletschgletscher abgeschlossen ist, und zum Vergleich dazu das Querprofil durch den ähnlich gebauten nördlichen Zentralen Aaregranitzug nach den Aufnahmen von ROSIER (1931) gezeichnet (vergleiche dazu auch das Blockdiagramm, Fig. 13). Die beiden Granitzüge werden durch primäre Eruptivkontakte und alpine Brüche begrenzt. Auf den SE-Flanken der Granitstöcke verlaufen die primären Eruptivkontakte subparallel zu den NE-streichenden, steil nach SE einfallenden Bänderungen in den altkristallinen Gneisen und Migmatiten. Die beiden Eruptivkontakte fallen aber stets etwas flacher nach SE ein. Durch Hakenwurf wurde das Gestein in der NE-Flanke des Sparrhornes aus seiner ursprünglichen Lage herausgekippt. Es konnten deshalb an diesem, sonst im Detail untersuchten, Kontakt keine Gefügeelemente eingemessen werden.

Auf Fig. 15 (bei Koordinaten 642 050/139 450/2880 in der Sparrhorn-NE-Wand) grenzt der Granit mit seiner aplitischen Randfacies an einen schollenreichen Granodioritgneis des Altkristallins. Man beachte, dass die Kontaktfläche diskordant unter einem spitzen Winkel zum Parallelgefüge im Altkristallin verläuft. Parallel zum Eruptivkontakt kreuzen drei zentralaargranitische Aplitgänge die Gneisbänderung schief. Die aplitische Randfacies ist an den Eruptivkontakten stets ausgebildet; ihre Mächtigkeit variiert zwischen 50 cm und 5 m.

Der *Südkontakt der Grisighorn-Granitzunge* streicht N 60° E und fällt mit 30 bis 70° stets etwas flacher als die Bänderung und die Paralleltexur des Altkristallins nach SE ein.

Im *Dach* der beiden Granitzüge verläuft der Kontakt im allgemeinen ungefähr rechtwinklig zu den alten Strukturen. Der Granit bildet im Dach Apophysen, die mit durchschnittlichem Fallazimut 150° und Fallwinkel 60° gegen SE einfallen und welche die Bänderung im Altkristallin diskordant abschneiden (Fig. 14). Die Apophysen selbst werden von der ersten alpinen Schieferung (S_1), die mit durchschnittlichem Fallazimut 135° und Fallwinkel 70° steil nach SE einfällt, unter einem spitzen Winkel geschnitten. Die Apophysen sind feinkörnige, schmale, 5 mm bis 6 m mächtige Aplitgänge mit messerscharfen Kontakten, die selten über 1 m breit werden. Oft verlaufen im Innern der Apophysen Biotitschlieren und Schnüre parallel zu den Gangwänden. E. NIGGLI (1952, 1953) hat an Apliten in Cornwall und aus dem Belledonne-massiv gezeigt, wie die Kongruenz zwischen den beiden Gangwänden als Beweis für die echte spaltenfüllende Eigenschaft eines Ganges benützt werden kann (Fig. 28). Analoge Beobachtungen in meinem Gebiet zeigen, dass auch die Apophysen des Zentralen Aaregranites echte spaltenfüllende Gänge sind.

Im NW sind die beiden Granitkörper an alpinen Brüchen von SE her aufgeschoben worden. Die minimale, durch Erosion aufgeschlossene Sprunghöhe des Bruches auf dem linken Ufer des Oberaletschgletschers (südlich der Oberaletschhütte) misst 400 m. Es ist wohl möglich, dass der nordwestliche und der südöstliche Granitzug ursprünglich einen zusammenhängenden Körper mit einer parallel zur Massivachse gewellten Oberfläche bildeten, der nachträglich, während der alpinen Gebirgsbildung (und vielleicht z. T. schon späthercynisch) durch Aufschiebungsflächen in verschiedene Blöcke zerlegt wurde. *Im III. Teil wird der NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge ausführlich beschrieben.*

Die Grisighorn-Granitzunge wird durch einen homogenen, gleichkörnigen Granit aufgebaut. An den Eruptivkontakten geht die normale grobkörnige Facies des Granites fließend in eine 50 cm bis 5 m mächtige aplitische Randfacies über. Besonders in den Dachpartien der Granitzunge treten hier auch pegmati-

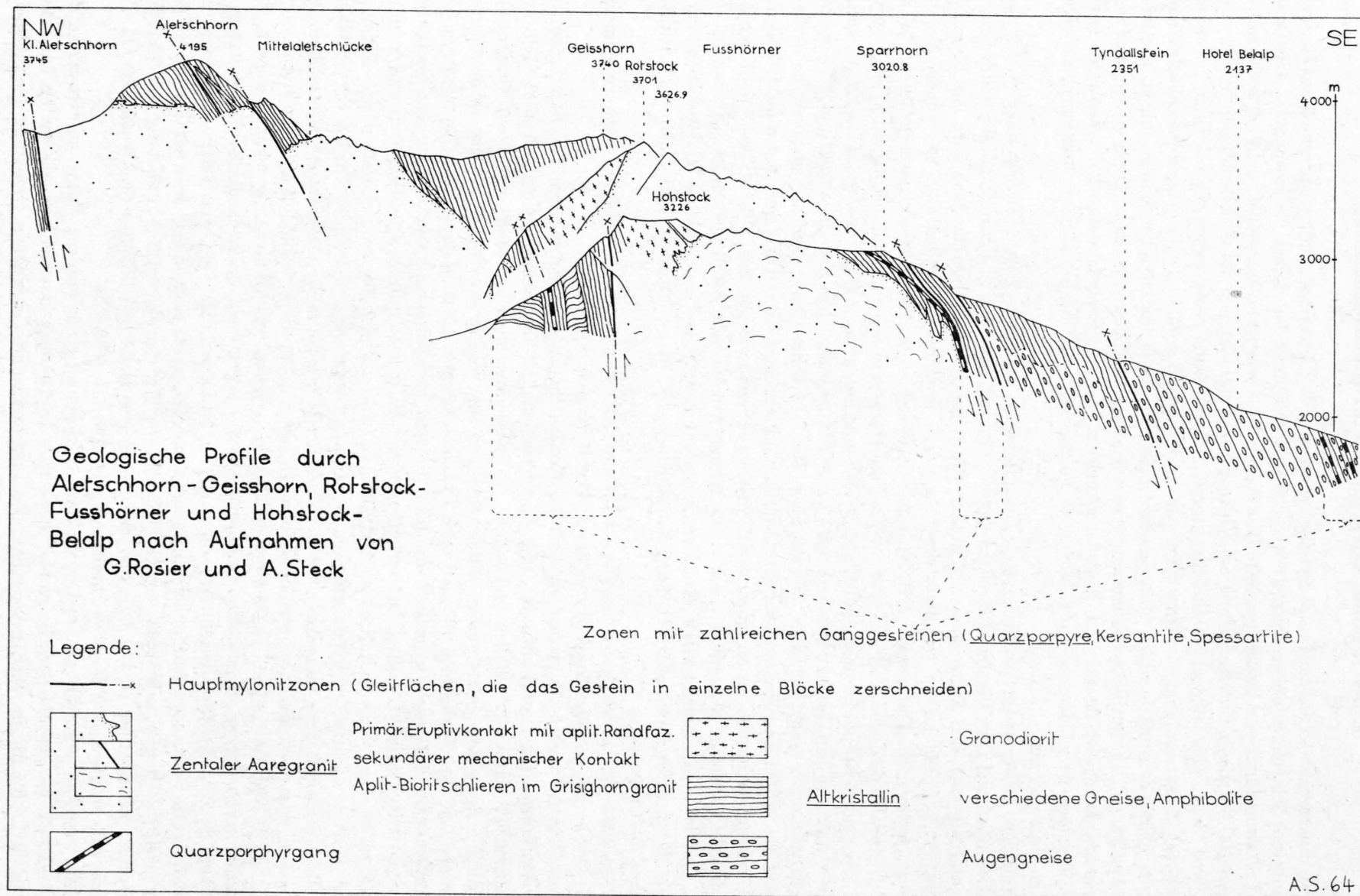


Fig. 14.

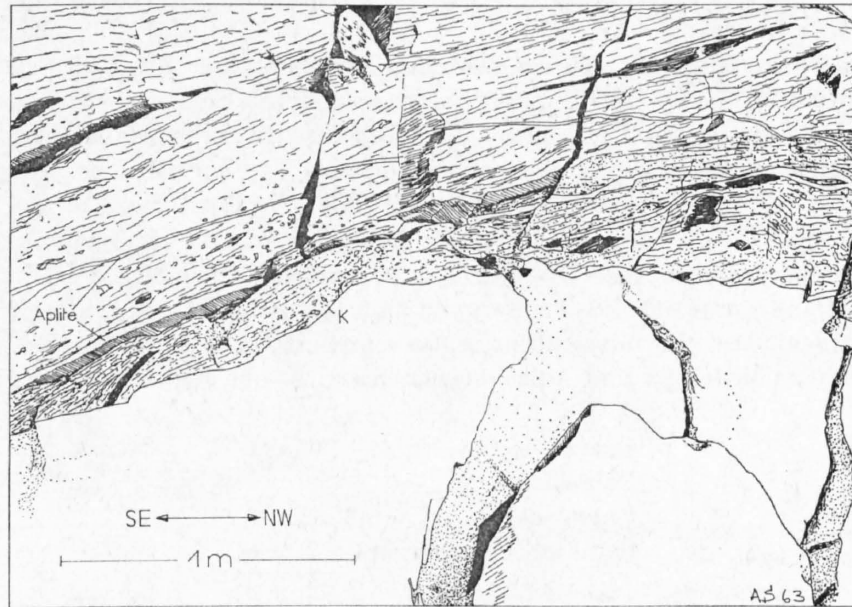


Fig. 15. Diskordanter Eruptivkontakt (K) des Zentralen Aaregranites (weiss) mit einem quarzdioritischen Gneis mit Amphibolitschollen (dunkel) in der Sparrhorn-NE-Wand (die Aufschlussfläche steht senkrecht). Drei zentralaargranitische Aplitgänge durchschlagen unter einem spitzen Winkel die Gneisbänderung. Die Gänge verlaufen subparallel zum Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites (Aufschlusszeichnung).

tische Bildungen und Biotit-Granatnester und -schlieren auf. Die seltenen Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren im Innern der Granitzunge sind als planare Gebilde parallel einem N 60° E streichenden Gewölbe orientiert. Man beobachtet ausserdem im Granit verschiedene Schollen. Schollen von basischem Zentralem Aaregranit und xenolithische Hornfelsschollen treten besonders an den Eruptivkontakten des Granites und in einem ungefähr N 60° E streichenden Streifen im Innern der Grisighorn-Granitzunge auf. Im Zentrum der Zunge findet man ausserdem dezimetergrosse, basische Butzen.

a) Die normale grobkörnige Facies des Granites

Die Grisighorn-Granitzunge wird zu über 99 % durch die normale grobkörnige Facies des Zentralen Aaregranites aufgebaut. Das Gestein ist durch die alpinen Schieferungen überprägt (siehe III. Teil). Im folgenden beschreibe ich nur sehr schwach alpin deformierte Granittypen.

Petrographische Beschreibung und Chemismus

Die normale grobkörnige Facies des Granites ist ein richtungsloses, gleichkörniges Gestein. Die Grösse der einzelnen Mineralkörner variiert zwischen 1 und 10 mm Durchmesser. Die verschiedenen, fremdgestaltig gewachsenen Mineralkörner sind gleichmässig verteilt. Die vier Hauptkomponenten Quarz, saussuritisierte Plagioklas, Mikroklin und Biotit geben dem Gestein makroskopisch ein charakteristisches Aussehen:

Der *Quarz* ist klar durchsichtig und blass bräunlichviolett gefärbt. In dem durch die alpinen Schieferungen überprägten Granit wurden diese Quarzkörner teilweise oder vollständig in feinkörnige «Sandquarz»-Nester umgewandelt.

Der *Kalifeldspat* ist milchigweiss und zeigt eine vorzügliche, tafelige Spaltbarkeit. Auf den Spaltflächen erkennt man einfache Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz.

Der *Plagioklas* bildet milchiggelbgrüne oder milchigweisse Körner mit nicht glänzenden, matten Bruchflächen.

Der *Biotit* tritt als kleine, unregelmässig ausgefrante, schwarze Flecken in Erscheinung.

Im Handstück erkennt man, dass der Granit am Oberaletschgletscher – im Zentrum der Granitzunge – dunklere und grünere Farbe besitzt als derjenige in äusseren Teilen des Granitkörpers, z.B. im Unterbäckessel. Der Übergang zwischen den beiden Typen ist im Felde ein allmählicher.

Mikroskopische Beschreibung

Auf Fig.16a ist ein Ausschnitt von der Zentralen Aaregranitprobe SH 216b (heller Typ), die sehr wenig von der alpinen Metamorphose überprägt ist, dargestellt. Das Gefüge ist richtungslos. Quarz, Kalifeldspat und Biotit sind xenomorph ausgebildet. Der Plagioklas tritt in hypidiomorphen Tafeln auf.

Der modale Mineralbestand ist im hellen und im dunkeln Typ ungefähr der gleiche. Makroskopisch wurde im hellen Typ (Probe SH 584) an einem Anschliff 8 Vol.-% grüner Plagioklas und in einem dunkeln Typ (Probe SH 525) 24 Vol.-% bestimmt. Unter dem Mikroskop erkennt man im dunkeln Typ eine etwas stärkere Umwandlung der Plagioklase (Umwandlung in Klinozoisit und Sericit) als im hellen Typ. Der modale Mineralbestand wurde mit dem Pointcounter an 5 Dünnschliffen von den beiden Proben SH 584 und SH 525 bestimmt. Das Mineralverhältnis in den einzelnen Dünnschliffen variiert sehr stark (grobkörniges Gestein). Das Mittel der fünf Auszählungen entspricht nur angenähert dem richtigen modalen Mineralbestand:

Quarz	30 Vol.-%
Kalifeldspat	36 »
Plagioklas	32 »
Biotit und Accessorien	2 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Als Accessorien wurden folgende Mineralien bestimmt: Sericit, Chlorit, Stilpnomelan (?), Epidot-Orthit, Granat, Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Karbonat und Erz.

Von den beiden Proben wurde im geochemischen Labor unseres Institutes je eine chemische Analyse durchgeführt (Analytiker: Frl. E. Hiltbrand).

Tabelle 1. Chemismus des Zentralen Aaregranites.

	Dunkler Typ (Probe SH 525)	Heller Typ (Probe SH 584)
SiO ₂	75,10 Gew.-%	74,90 Gew.-%
Al ₂ O ₃	12,77 »	12,75 »
Fe ₂ O ₃	1,55 »	1,55 »
MnO	0,08 »	0,05 »
MgO	0,25 »	0,30 »
CaO	1,90 »	1,07 »
Na ₂ O	3,70 »	4,15 »
K ₂ O	3,67 »	3,90 »
TiO ₂	0,14 »	0,16 »
P ₂ O ₅	0,05 »	0,03 »
H ₂ O	0,92 »	1,31 »
Summe	100,13 Gew.-%	100,17 Gew.-%
si	438	446
al	43,8	44,7
fm	9,5	9,8
c	11,9	6,8
alk	34,8	38,7
ti	0,63	0,71
p	0,28	0,14
k	0,39	0,38
mg	0,22	0,25
π	0,12	0,08
γ	0,23	0,56
Q	58,5	57,5
L	38,2	39,7
M	3,0	2,5
Chemotyp magmatischer Gesteine (nach P. NIGGLI, 1936):	yosemitaplitisch	aplitgranitisch

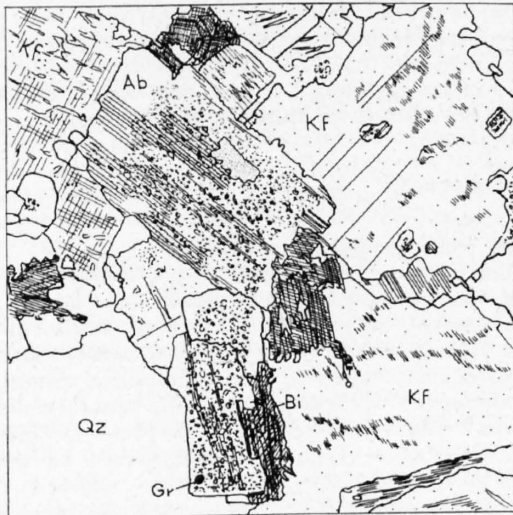


Fig. 16a. Normale, grobkörnige Facies des Zentralen Aaregranites (Handstück SH 216b).

Der Kalifeldspat ist perthitisch entmischt. Das Korn links oben im Bild zeigt feine Mikroklingitterung. Der Plagioklas ist mit Umwandlungsprodukten (Klinozoisit und Sericit) gefüllt. Gegen den Kalifeldspat und gegen den Biotit besitzt er einen breiten, einschlussfreien Saum. Das Gefüge ist richtungslos. Die Körner sind fremdgestaltig. Nur die Plagioklase sind z. T. fast idiomorph gewachsen.

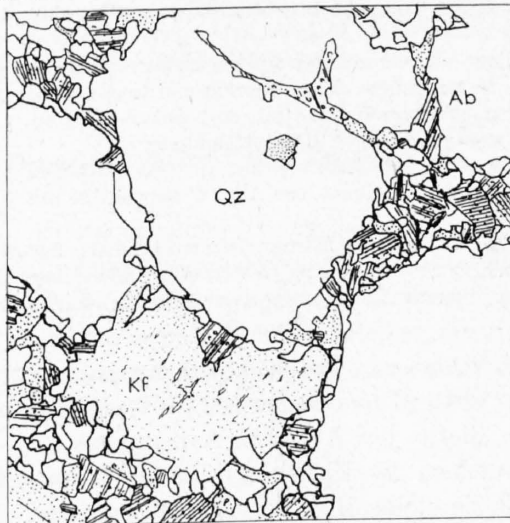


Fig. 16b. Porphyrische Randfacies des Zentralen Aaregranites (Handstück SH 252).

Der Kalifeldspat ist perthitisch entmischt. Der Plagioklas ist wie in SH 216b ausgebildet. Gefüge: korrodierte Quarz-, Kalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglinge schwimmen in einer aplitischen Grundmasse (Plagioklaseinsprengling fehlt auf der Figur). Das Gefüge der Grundmasse ist richtungslos (Gestalt der Körner). Die Kristalle sind fremdgestaltig.

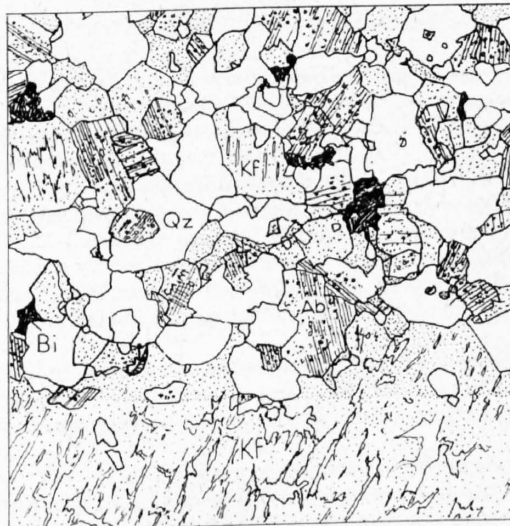


Fig. 16c. Aplit im Kontakt mit einem Kalifeldspat in einer Pegmatitdruse des Zentralen Aaregranites (Handstück SH 217).

Aplit: Wie im grobkörnigen Zentralen Aaregranit ist das Gefüge (Korngestalt) richtungslos. Die \pm isometrischen Körner sind fremdgestaltig. Die gefüllten Plagioklase besitzen gegen die Kalifeldspäte einen einschlussfreien Saum. Die Kalifeldspäte sind perthitisch entmischt. Einige Körner zeigen Mikroklingitterung.

Kalifeldspat aus Pegmatit: Gegen den Aplit besitzt der Kalifeldspat einen Anwachsraum, der gleich breit ist wie die Körner im Aplit. Nach der Verwachsung mit dem Aplit hat sich der Kalifeldspat perthitisch entmischt.

Fig. 16. Dünnschliffbilder.

Qz = Quarz	Bi = Biotit
Kf = Kalifeldspat	Gr = Granat
Ab = Albit	

Der Quarz ist auch in Granittypen, an welchen makroskopisch keine Verschieferungen nachweisbar sind, durch eine Metamorphose überprägt worden. Stets erkennt man undulöse Auslöschung, Felderteilung und Böhmsche Streifung. Das Konoskopbild ist optisch einachsig oder schwach zweiachsig positiv.

Der Kalifeldspat ist immer perthitisch entmischt. Fast an allen Körnern lässt sich eine mehr oder weniger deutliche Mikroklitterung erkennen. Selten beobachtet man eine beginnende Schachbrett-Albitisierung. Die Lichtbrechung der Mikroklitterung variiert zwischen:

$$\left. \begin{array}{l} n\alpha = 1,520 \quad n\gamma = 1,5265 \\ n\alpha = 1,522 \quad n\gamma = 1,529 \end{array} \right\} \Delta = 0,007$$

Alle Körner zeigen eine wolkige Trübung durch zahlreiche, feinste, unbestimmbare Einschlüsse.

Der primäre Plagioklas ist mit den Umwandlungsprodukten Klinozoisit und Sericit gefüllt. Gegen Kalifeldspat und manchmal auch gegen Biotit besitzt er einen einschlussfreien Anwachsraum. Die Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit an der Korngrenze Kalifeldspat-primärer Plagioklas ist nach HUTTENLOCHER (1921 a, 1947), LEDERMANN (1946), SIGRIST (1947), EUGSTER (1951), ZBINDEN (1949), STALDER (1964), C. NIGGLI (1965) und eigenen Beobachtungen charakteristisch für die verschiedensten granitoiden Gesteine des Aarmassives. In meinem Untersuchungsgebiet fand ich diese Erscheinung in allen Gesteinen, in welchen Kalifeldspat und Plagioklas zusammen vorkommen. HUTTENLOCHER (1947) betrachtet diesen Albitanwachssaum auf der Korngrenze Plagioklas-Kalifeldspat als ein Produkt der alpinen Metamorphose. Die gleiche Erscheinung wurde von mir in Dünnschliffen des Bressoir- und des Andlaugranites (Vogesen) beobachtet. Hier handelt es sich wahrscheinlich um ein Produkt der Autometamorphose. Ich schliesse mich trotzdem der Ansicht HUTTENLOCHERS an, dass es sich bei diesen einschlussfreien Albitsäumen in Aarmassivgesteinen in den meisten Fällen um eine Bildung der alpinen Metamorphose handelt, da die Erscheinung nicht nur an einzelne Granite und Granodiorite gebunden ist, sondern eine grosse regionale Verbreitung zeigt.

Ausserdem ist einschlussfreier Albit, der in der Regel unverzwilligt ist, während der alpinen Metamorphose neu entstanden. Dieser Albit bildet oft zusammen mit Quarz ein polygonales Mosaikgefüge. Alle Plagioklase, d.h. die primär ausgeschiedenen, mit Umwandlungsprodukten gefüllten und die sekundären, einschlussfreien Albite enthalten 0–10 % An.

Auf der Korngrenze von Kalifeldspat und Plagioklas beobachtet man gelegentlich Myrmekitbildung.

Auf der Korngrenze von verschiedenen Kalifeldspatkörnern tritt oft einschlussfreier Albit auf (Fig. 16a). Der Albit bildet hier oft einen doppelten Saum wie auf der Fig. 31e rechts oben; und zwar löscht hier Albit 1' subparallel mit Kalifeldspat 1 und Albit 2' subparallel mit dem Kalifeldspatkorn 2 aus.

Ich vermute, dass es sich bei der Myrmekit- und der Albitbildung auf Kalifeldspat-Korngrenzen um Produkte der Autometamorphose handelt. Beide Erscheinungen findet man nämlich auch in Proben von posttektonischen Intrusivgraniten aus den Vogesen (Bressoir- und Barr-Andlaugranit), die nicht von einer jüngeren Allometamorphose überprägt wurden.

Die mafischen Phyllosilikate von verschiedenen Zentralen Aaregranitproben aus dem mittleren Aarmassiv (Haslital) wurden von JÄGER (1961) und WÜTHRICH (1963) näher untersucht. Die beiden Autoren zeigen mit K-Ar- und Rb-Sr-Altersbestimmungen, dass die Biotite des Zentralen Aaregranites von der alpinen Metamorphose überprägt sind. In den Kristallingesteinen des Haslitaies wird im wesentlichen zwischen einem hercynischen, rotbraunen und einem durch die alpine Metamorphose überprägten oder alpin neu gebildeten, olivgrünen Biotit unterschieden.

Die Biotite in praktisch unverschieften Zentral-Aaregranittypen der Grisighorn-Granitzunge sind z.T. ähnlich entwickelt wie im Mittagfluhgranit. Der primäre Biotit, der bei der Erstarrung der Granitschmelze entstanden ist, bildet bis 2 mm grosse, olivgrüne Einkristalle. Einzelne dieser Kristalle sind ähnlich wie die Biotite im Mittagfluhgranit im Kern schwach rotbraun gefärbt. In allen Biotiten ist Sagenit und Titanit auf den {100}-Spaltflächen und der Kernoberfläche gebildet worden. Auf Fig. 31a ist ein solcher primärer Biotit dargestellt. Einige dieser primären Biotite sind in Streifen parallel {100} in Chlorit umgewandelt. Diese Umwandlung in Chlorit fand wahrscheinlich während der Autometamorphose des sich abkühlenden Zentralen Aaregranites statt. Syntektonisch mit den alpinen Verschieferungen (Phasen I–V, siehe III. Teil) wurde kein Chlorit, sondern nur olivgrüner Biotit neugebildet. Eine analoge Umwandlung der Biotite in Chlorit findet man auch in unmetamorphenen, posttektonischen Intrusivgraniten der Vogesen, z.B. im Bressoir- oder im Barr-Andlaugranit. Die Chloritbildung in den beiden Vogesengraniten ist sicher als ein Produkt einer hydrothermalen Autometamorphose zu betrachten.

Die chloritisierten Biotite enthalten oft auf den {100}-Spaltflächen gelbe Lamellen mit hoher Lichtbrechung. Neben dem durch die alpine Metamorphose überprägten primären Biotit ist auf alpinen Scherflächen und Klüften ein feinkörniger, einschlussfreier, olivgrüner Biotit neu gebildet worden, der sich optisch nicht von dem grünen der grossen primären Biotitkörner unterscheidet.

Die mafischen Phyllosilikate werden durch folgende optischen Eigenschaften charakterisiert:

Die rotbraunen Flecken im Kern der primären Biotite zeigen einen Pleochroismus von $n\alpha$ = hell-sandfarben zu $n\beta$ = $n\gamma$ = rotbraun. Dieser Biotit, der nur in geringer Menge und eng verwachsen mit dem olivgrünen Biotit vorkommt, konnte im Körnerpräparat nicht separiert werden.

Die olivgrünen primären Biotitkörner und die olivgrünen alpin neu gebildeten Biotitschüppchen sind parallel $n\alpha$ hell-sandfarben, parallel $n\beta$ und $n\gamma$ olivgrün gefärbt. Die Lichtbrechung parallel $n\beta$ = $n\gamma$ variiert zwischen $1,650 \pm 0,002$ und $1,657 \pm 0,002$. Der Achsenwinkel $2V_x$ variiert zwischen 3° und 9° .

Die olivgrünen Biotite sind oft sehr unregelmässig gelb gefleckt. Als maximale Lichtbrechung parallel $n\gamma$ wurde für diese gelben Flecken der Wert 1,705 bestimmt. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Körnern um eine enge Verwachsung von Biotit mit sekundär gebildetem Limonit.

Der *Chlorit* ist parallel n_x fast farblos bis schwach gelblich und parallel $n_\beta = n_\gamma$ bläulichgrün gefärbt. Die Lichtbrechung n_β beträgt $1,669 \pm 0,003$. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig, ungefähr 0,007 (Quarzdrehkompensator). Die Interferenzfarbe ist anomal bläulichgrau. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt ungefähr 10° . Nach den Tabellen von Tröger handelt es sich um einen Thuringit.

Stilpnomelan: Selten findet man nur im wenig verschieferten Zentralen Aaregranit zusammen mit grünem Biotit oder Chlorit feine, spiessige Rosetten und einzelne Nadeln mit gelbem Pleochroismus und deutlich höherer Lichtbrechung als der Biotit oder Chlorit. Es konnte nicht genügend Material für eine Pulver-Röntgenaufnahme separiert werden. Das Mineral ist gleich ausgebildet wie der röntgenographisch bestimmte Stilpnomelan aus dem Mittagfluhgranit (Jäger, 1961). Dieser Stilpnomelan wurde mit grosser Wahrscheinlichkeit alpin gebildet (vgl. S. 85).

Der *Sericit* findet sich in feinen Schüppchen als Entmischungsprodukt von saussuritisierten Plagioklasen und als Umwandlungsprodukt der alpin zerscherten Feldspäte.

Der *Epidot* kommt – ausser als Einschluss in saussuritisierten Plagioklasen – auch in grösseren Körnern im Gestein vor. Meist ist er dort sicher alpin, als Klinozoisit mit niedriger Doppelbrechung oder als Pistazit mit höherer Doppelbrechung und deutlich gelbem Pleochroismus kristallisiert.

Ebenfalls *Orthit* ist alpin gebildet worden (siehe III. Teil, S. 85).

Primär gebildeter *Granat* wurde von mir in dieser grobkörnigen Facies des Granites nicht gefunden. Nur in alpin verschieferten Aaregranittypen fand ich den alpinen Granat, der zu ungefähr je einem Drittel aus Almandin, Grossular und Spessartin besteht (siehe S. 85).

Der *Zirkon* tritt meist in langstengeligen, idiomorphen Kristallen, als Einschluss in den primären Biotitkörnern auf. Im Biotit und Chlorit sind die Zirkone meist von einem pleochroitischen Hof umgeben. Die hellbräunlich gefärbten Kristalle sind klardurchsichtig oder oft zum Teil wolkg trübe.

Den *Apatit* findet man ebenfalls als Einschluss in den primären Biotiten. Er bildet kurzstengelige, hexagonale Prismen mit Basispinakoid als Endflächen.

b) Die aplitische Randfacies des Granites

An den primären Eruptivkontakten geht die normale, grobkörnige Facies des Zentralen Aaregranites stets fliessend in eine 50 cm bis 5 m mächtige aplitische, selten porphyrische Randfacies über. Die aplitische bzw. porphyrische Randfacies grenzt messerscharf an die Altkristallingesteine (Fig. 15 und 24).

Oft beobachtet man unmittelbar am Kontakt in der aplitischen Randfacies einige millimeter- bis zentimetergrosse Epidotstengel oder Biotitblätter, die mit ihren längsten Achsen ungefähr senkrecht zur Kontaktfläche orientiert sind. Im folgenden wird der normale Typ der aplitischen Randfacies beschrieben.

Makroskopische Beschreibung

Die alpin nicht deformierte, aplitische Randfacies erscheint im Handstück als ein weisses, feinkörniges und homogenes Gestein mit vereinzelt, regelmässig verteilten, schwarzen Biotitpunkten. Die Struktur ist richtungslos körnig.

Mikroskopische Beschreibung

Modaler Mineralbestand (mit dem «pointcounter» bestimmt) der Probe SH 472 (Koord. 638 550/137 700/3020):

Quarz	42	Vol.-%
Mikroklin	22	»
Albit	35,5	»
Biotit	0,5	»
	100	Vol.-%

Accessorien wurden die gleichen beobachtet wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites. Das Gefüge entspricht einem Aplitgefüge (Fig. 16c). Der Korndurchmesser variiert in der Regel zwischen 0,1 und 0,2 mm.

Die Mineralien sind im allgemeinen gleich ausgebildet wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites.

Die *Plagioklase* sind mit bedeutend weniger Klinozoisit und Sericit gefüllt als in der normalen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites. Die Plagioklase der aplitischen Randfacies waren also ursprünglich An-ärmer als diejenigen der normalen grobkörnigen Facies. Der Anorthitgehalt variiert zwischen 2 und 8 %. Ein einzelnes Exemplar eines zonar auslöschenden Plagioklases wurde gefunden. Der Kern enthält 15 %, der Rand 5 % An.

Die *Kalifeldspäte* zeigen eine ausserordentlich schöne Mikroklingitterung. Stets sind sie perthitisch entmischt. An vereinzelt Körnern erkennt man eine beginnende Umwandlung in Schachbrettalbit.

c) Die porphyrische Randfacies des Granites

Die porphyrische Randfacies tritt anstelle der aplitischen Randfacies oder in einer Übergangszone zwischen der aplitischen und der normalen grobkörnigen Facies des Granites auf.

Makroskopische Beschreibung

In einer weissen, feinkörnigen, aplitischen Grundmasse «schwimmen» 0,5–5 mm grosse, korrodierte Einsprenglinge von schwach rauchfarbenem Quarz und milchigweissen Feldspäten. Nur selten sind die Plagioklase grünlich gefärbt.

Mikroskopische Beschreibung

Auf Fig. 16b ist das Gefügebild der porphyrischen Facies gezeichnet. Echte, korrodierte Einsprenglinge sind von einer feinkörnigen, aplitischen Grundmasse umgeben.

Im wesentlichen sind die Mineralien gleich ausgebildet wie in der aplitischen und in der normalen, grobkörnigen Facies des Granites. An den Mikroklin-Einsprenglingen wurden folgende optische Daten bestimmt: $n\alpha = 1,519$, $n\gamma = 1,526 \pm 0,002$, $\Delta = 0,007$.

Die Plagioklase enthalten sehr wenig Umwandlungseinschlüsse von Klinoisit und Sericit. Die Plagioklase sind also wohl schon primär als Albit-Oligoklas kristallisiert.

d) Biotitreiche Bildungen in der aplitischen Randfacies

Biotitreiche Bildungen sind unmittelbar am Kontakt in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites häufig. Sie treten in Form von sehr vielgestaltigen Bändern, Schlieren und Nestern auf. Ich beschreibe hier nur einige interessante Beispiele. Auf den Fig. 17, 18, 19 und 23 sind solche Anhäufungen dargestellt.

Biotit-Granatband im Dach der Grisighorn-Granitzunge (Fig. 17 und 18)

Makroskopische Beschreibung

Der Kontakt zeichnet sich als saubere Linie zwischen dem Zentralen Aaregranit und einem altkristallinen Quarzdiorit ab. Von hier nimmt gegen unten der Biotit- und Granatgehalt in der aplitischen Randfacies allmählich zu, um in einem Abstand von 6 cm, in parallel zum Kontakt angeordneten und senkrecht zum Kontakt orientierten, polargebauten Biotittrauben ein erstes Maximum zu erreichen. Unmittelbar ausserhalb dieser Zone ist der Biotitgehalt wieder sehr klein. Von hier nimmt er aber wieder stetig zu, um nach 25 cm in gleich gebauten, aber grösseren Biotittrauben mit viel Almandin ein zweites Maximum zu erreichen. Ausserhalb dieser Zone folgt die saure, aplitische Facies des Zentralen Aaregranites mit einem Biotitgehalt, der unterhalb 0,5 Vol.-% liegt. 60 cm vom Kontakt entfernt verlaufen mehrere Biotitschnüre parallel zum Kontakt.

Mikroskopische Beschreibung

Im Dünnschliff erkennt man, wie die primären Feldspäte der aplitischen Randfacies durch niedriger silifizierten Mineralien, wie grünen Biotit, Almandin, Epidot und Orthit, ersetzt werden. Daneben fand ich accessorisch Monazit, Pyrrhotin und Zinkblende.

Der Biotit ist parallel $n\alpha$ gelblich, fast farblos, $n\beta = n\gamma$ olivgrün bis grün gefärbt. Die Farbe der Biotite ist viel intensiver als im normalen Zentralen Aaregranit. Die Farbe variiert unabhängig von den übrigen optischen Daten. Die Lichtbrechung und die Achsenwinkel der grünen und olivgrünen Biotite sind auf Fig. 18 eingezeichnet. Deutlich erkennt man eine zonare Anordnung der Glimmer mit verschiedener Lichtbrechung parallel zum Kontakt. Und zwar nimmt die Lichtbrechung vom Kontakt gegen das Innere des Granites allmählich zu. Die an Almandin reichste Zone ist zugleich der Ort der Biotite mit der höchsten Lichtbrechung (eisenreichster Biotit) (Fig. 18).

Neben diesem grünen Biotit kommt als seltener Einschluss in den Granatporphyroblasten ein Biotit vor, der parallel $n\alpha$ gelblich, fast farblos und parallel $n\beta = n\gamma$ schwarzbraun gefärbt ist.

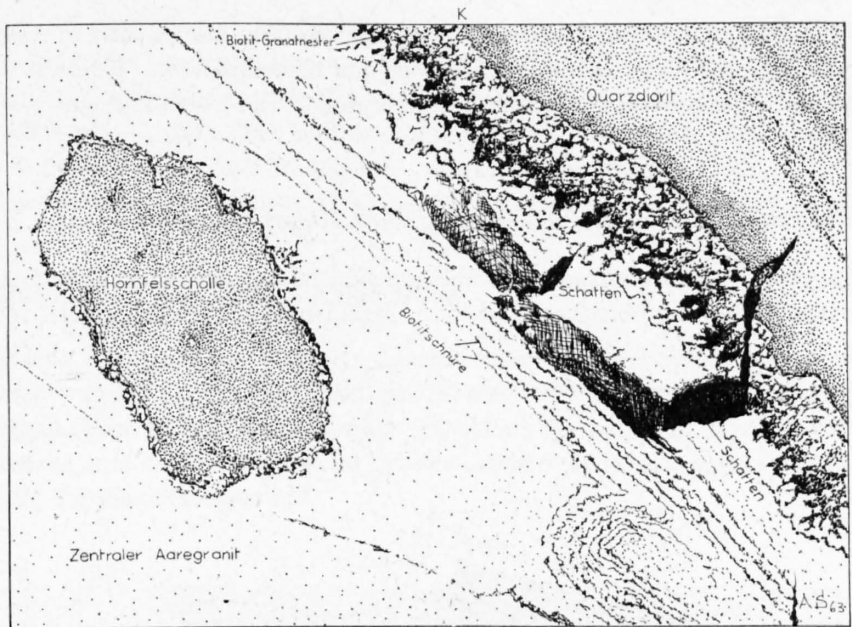


Fig. 17. Primärer Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites mit einem altkristallinen Quarzdiorit; man erkennt Biotit-Granatnester, die girlandenartig parallel zum Eruptivkontakt verlaufen. Eine Hornfelsscholle (70 cm lang) ist ebenfalls von ähnlichen Biotitnestern umgeben. Der Granit tritt in seiner aplitischen Randfacies auf (Koordinaten 638 550/137 750/3000) (Aufschlusszeichnung).

Chlorit: Der grüne Biotit ist wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Granites verschieden stark in Thuringit umgewandelt. Dieser Chlorit ist parallel $n\alpha$ gelblich, fast farblos und parallel $n\beta = n\gamma$ bläulichgrün gefärbt. Die Lichtbrechung parallel $n\beta$ beträgt $1,669 \pm 0,003$. $2V_x = 10^\circ$. Die Interferenzfarbe ist anomal blaugrau.

Der Granat bildet bis 5 mm grosse, schwammartig durchlöchernde Porphyroblasten. Die isometrischen Körner streben in der äusseren Form eine idiomorphe Ausbildung an. Als Einschlüsse erkennt man vor allem Quarz, wenig grünen oder dunkelbraunen Biotit und sehr selten am Rande der Porphyroblasten auch Epidot, Orthit oder Monazit. Der makroskopisch weinrote Granat ist auch im Dünnschliff blassrötlich gefärbt. Die Lichtbrechung und Gitterkonstante betragen $n = 1,815 \pm 0,003$, $a_0 = 11,58 \text{ \AA}$. Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) handelt es sich um einen an Almandin und eventuell Spessartin reichen Granat.

Die meisten Epidote sind zonar gebaut. Der Kern der idiomorphen Stengel ist ein Orthit mit $A = 0,018$, der parallel $n\alpha$ farblos und parallel $n\gamma$ rotbraun gefärbt ist. Gegen den Rand geht dieser Orthit fließend in einen farblosen Pistazit bis Klinozoisit mit einer minimalen Doppelbrechung $A = 0,003$ über. Diese bis 0,3 mm langen idiomorphen Epidotstengel sind oft in Rosetten angeordnet.

Der Monazit ist blassgelb gefärbt. Die Lichtbrechung des Minerals parallel $n\alpha$ ist deutlich grösser als 1,815 (Granat). Die Doppelbrechung (A) ist grösser 0,053, während der Achsenwinkel $2V_z$ 17° beträgt. Die bis 0,4 mm grossen, isometrischen bis kurzstengligen Körner sind idiomorph kristallisiert. Die idiomorphen Monazitkörner sind regelmässig von einem Epidot-Orthit-Anwachssaum umgeben.

Der makroskopisch tombakbraune Pyrrhotin bildet bis 5 mm grosse, unregelmässig geformte Körner.

Genese

Die Ähnlichkeit dieses polar gebauten Biotit-Granatbandes mit Bildern aus der Chromatographie ist auffallend. Ich vermute, dass an diesem Kontakt in ähnlicher Weise wie in der Chromatographie Stoffe vom biotitreichen Quarzdiorit in den Zentralen Aaregranit diffundiert sind. Solche Bildungen können nur in einem unbewegten Medium entstanden sein. Auf Grund der Dünnschliffuntersuchungen nehme ich an, dass der Granit bei der Genese dieser Biotit-Granatnester schon teilweise oder wahrscheinlich vollständig kristallisiert war. So beobachtet man zum Beispiel eine Umwandlung von Plagioklas in Biotit.

Die Biotit-Granatnester auf Fig. 23 sind sehr ähnlich wie die beschriebenen Bildungen; sie sind wahrscheinlich auf gleiche Weise entstanden.

Biotitreiches Band in der aplitischen Randfacies am Unterbächgletscher (Fig. 19)

Die aplitische Randfacies grenzt hier mit einem biotitreichen Band an einen altkristallinen Migmatit granodioritischer Zusammensetzung. Die Migmatitstrukturen werden am Kontakt scharf abgeschnitten.

Die Kongruenz von Kontakt und äusserer Begrenzung des Biotitbandes machen es wahrscheinlich, dass bei noch erhöhter Temperatur eine biotitreiche Schmelze auf einer Spalte am Kontakt intrudiert ist. Bei einer metasomatischen Umwandlung des Granites vom Migmatit her müsste die untere Ecke des Bandes abgerundet sein.

Zur Genese der biotitreichen Bildungen in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites

Unregelmässig geformte Biotitwolken und -schlieren sind in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites viel häufiger als die oben beschriebenen, regelmässigen Bänder parallel zum Kontakt. Die

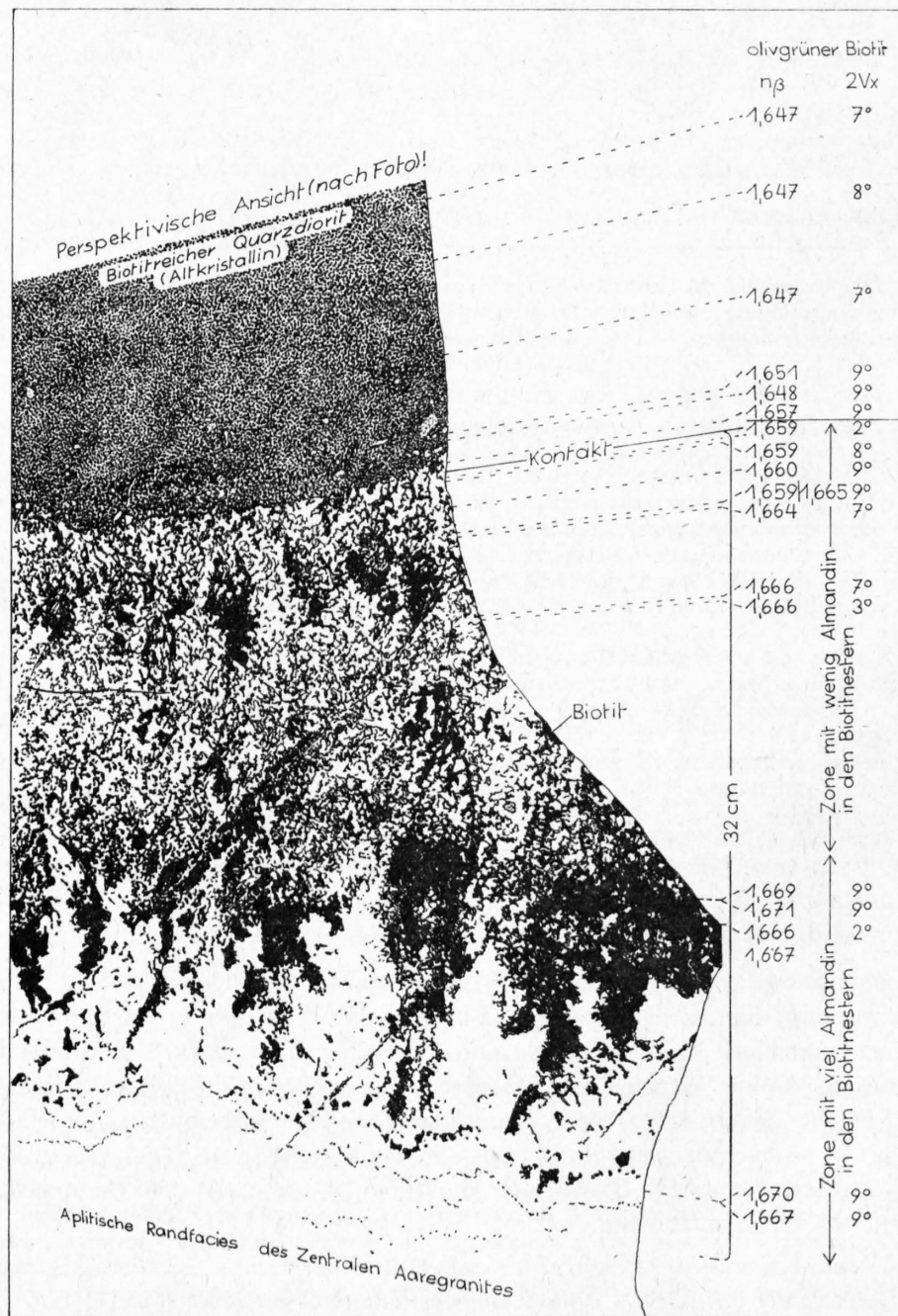


Fig. 18. Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites mit Biotit-Granatnestern in der aplitischen Randfacies (die Figur zeigt einen Ausschnitt aus Fig. 17). Koordinaten 638 550/137 750/3000.

Biotitschlieren sind gelegentlich stark verfaltet, d.h. der Biotit ist in gewissen Fällen bereits in der noch nicht verfestigten Schmelze auskristallisiert, wie dies bei den Biotitschlieren im Innern der Grisighorn-Granitzunge, die später beschrieben werden, der Fall ist. Die biotitreichen Bildungen in der aplitischen Randfacies sind während und nach dem Erstarren des Granites entstanden. Meiner Ansicht nach sind – wie die Beispiele auf den Fig. 17 und 18 zeigen – alle biotitreichen Bildungen weitgehend durch eine Stoffzufuhr aus dem Nebengestein (Altkristallin) entstanden. Es sind Produkte einer Endometamorphose.

e) Pegmatitische Bildungen in der aplitischen Randfacies

Die pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites sind in der aplitischen Randfacies unter dem Dach der Grisighorn-Granitzunge besonders häufig, d.h. am Kontakt, der vom Grisighorn in nordöstlicher Richtung auf 3000 m Höhe südlich des Unterbächgletschers verläuft und westlich des Hohstockes ins Chortälli hinunter zieht, und am Südkontakt im Sparrhorngrat. Vereinzelte pegmatitische Schlieren treten aber auch im Innern des Granitkörpers auf.

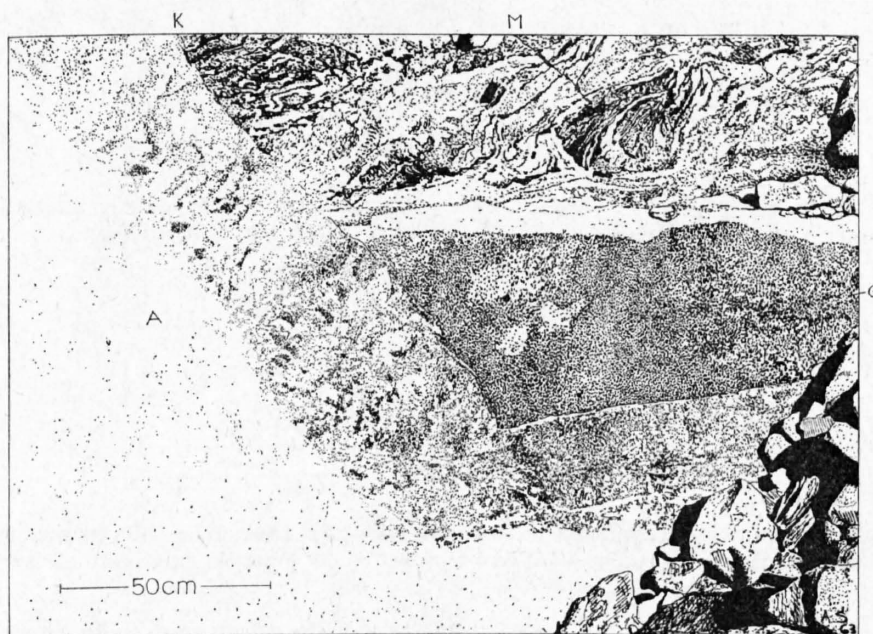


Fig. 19. Die Aufschlusszeichnung zeigt den primären Euruptivkontakt (K) des Zentralen Aaregranites (A) mit einem altkristallinen Migmatit. In der aplitischen Randfacies verläuft ein biotitreiches Band mit konstanter Mächtigkeit parallel zum Kontakt.

A = Aplitische Randfacies des Zentralen Aaregranites, G = Granodiorit, M = schlieriger Migmatit mit einer Bänderamphibolitscholle (Koordinaten 639 750/139 000/3000).

Pegmatitnester

Die Pegmatitnester sind unregelmässig und sehr verschieden geformt. Ihre Grösse variiert zwischen 5 cm und mehreren Metern. Sie kommen auch im normalen, grobkörnigen Granit vor und sind auch hier am häufigsten in Kontaktnähe in den oberen Teilen der Grisighorn-Granitzunge. Die Nester bestehen zu ungefähr gleichen Teilen aus Kalifeldspat und Quarz. Als häufige Accessorien findet man Almandin und Muskowit. In einer mehrere Zentimeter, selten bis Meter breiten Randzone zwischen dem Pegmatitnest und der normalen, grobkörnigen Facies des Granites sind der Quarz und der Kalifeldspat oft schriftgranitisch miteinander verwachsen.

Gelegentlich enthalten die Pegmatitnester im Zentrum offene Drusen Hohlräume, in welche die freien, idiomorphen Enden der Quarze und Feldspäte ragen. Im Nordgrat des Sparrhornes (Koordinaten 641 700/

139 500/3000) sind solche Pegmatitdrusen häufig. Der Hohlraum ist sehr unregelmässig geformt. Es gibt alle Übergänge zwischen schmalen Spalten und mehr oder weniger isometrischen Hohlräumen. Die grösste Druse von kugelförmiger Form, die ich fand, misst 20 cm im Durchmesser. Regelmässig enthalten die Drusen in diesem Gebiet Muskowit; oft ist die Drusenwand mit einem dichten Rasen von bis zentimetergrossen Muskowitblättern ausgekleidet. Viele Drusen sind nachträglich mit aplitischer Schmelze gefüllt worden. Diese ehemaligen Hohlräume sind im allgemeinen viel grösser als die heute noch leeren Drusen. Ein sehr schönes Beispiel ist bei Koordinaten 639 800/138 900/2950 an einer schwer auffindbaren Stelle, inmitten der Rundhöcker, südlich des Unterbächgletschers zu sehen. Auf Fig. 20 ist ein Ausschnitt aus dieser Druse gezeichnet. Quarze und Kalifeldspatkristalle ragen mit ihren freien, idiomorphen Enden in das aplitische Gestein. Auf Fig. 16c ist ein Ausschnitt von einem Dünnschliff abgebildet. Ein idiomorpher Kalifeldspat grenzt mit einem unregelmässigen Anwachssaum an den Aplit. Die Breite des Saumes variiert in der gleichen Grössenordnung wie die Mineralkörner im Aplit. Ohne Zweifel ist dieser Anwachssaum gleichzeitig mit dem Erstarren der aplitischen Schmelze gewachsen.

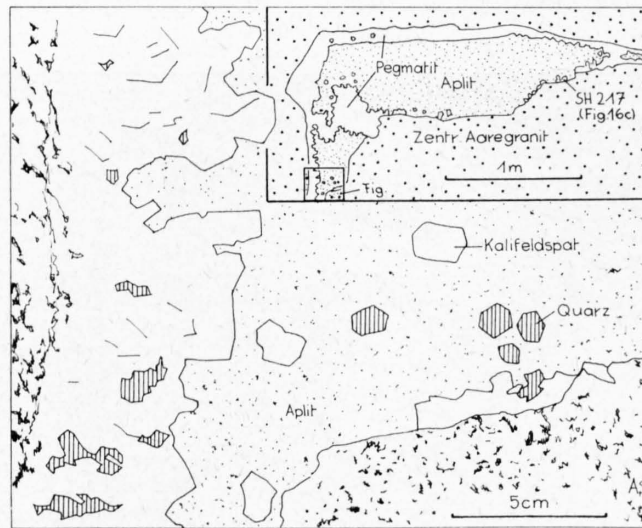


Fig. 20. Mit Aplit gefüllte Pegmatitdruse im Zentralen Aaregranit (Koordinaten 639 800/138 900/2950). Im Rechteck rechts oben ist die ganze Druse und auf dem übrigen Teil der Figur ein Ausschnitt aus der Druse dargestellt.

Das Pegmatitvorkommen am Unterbächgletscher (bei Koordinaten 639 900/139 170/3000)

Das Vorkommen ist auf Fig. 22 (S. 39) eingezeichnet. Es handelt sich um ein ungefähr 30 m langes Band längs des Eruptivkontaktes im Zentralen Aaregranit, von welchem auf Fig. 21 ein Ausschnitt dargestellt ist. Dieses Band ist folgendermassen aufgebaut:

Der Kontakt zum altkristallinen Granodiorit ist messerscharf. Unmittelbar am Kontakt verläuft ein ungefähr 30 cm mächtiges Pegmatitband. Es besteht aus bis 30 cm grossen Quarz- und Kalifeldspatkristallen, die alle mehr oder weniger senkrecht zum Kontakt orientiert sind. Es folgt ein ungefähr 80 cm mächtiges Band von einem sehr biotitreichen, dunklen Aplit, der von zentimeterbreiten Pegmatitbändern unterbrochen wird. Die Quarz- und Kalifeldspatkristalle sind gleich breit wie die Bänder. Nun folgt ein bis 120 cm breites Pegmatitband. Die bis 80 cm langen Quarze und Kalifeldspäte sind mit ihren längsten Achsen ungefähr senkrecht zum Kontakt orientiert. Die untere Begrenzung verläuft, wie im Bild dargestellt, sehr unregelmässig. Zuletzt folgt die aplitische Randfacies, die gegen unten fließend innerhalb von 2 m in die normale grobkörnige Facies des Granites übergeht (bei Fig. 21 handelt es sich um einen vertikalen Schnitt. Der Eruptivkontakt fällt flach gegen NW ein).

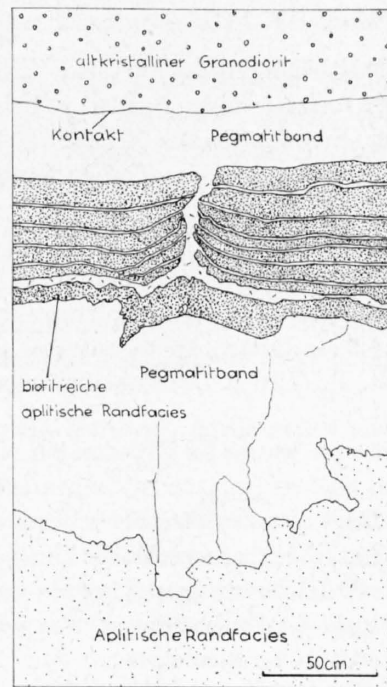


Fig. 21. Ausschnitt eines ungefähr 30 m langen Pegmatitbandes am primären Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites. Das Vorkommen ist auf Fig. 22 eingezeichnet (Koordinaten 639 860/139 870/3000).

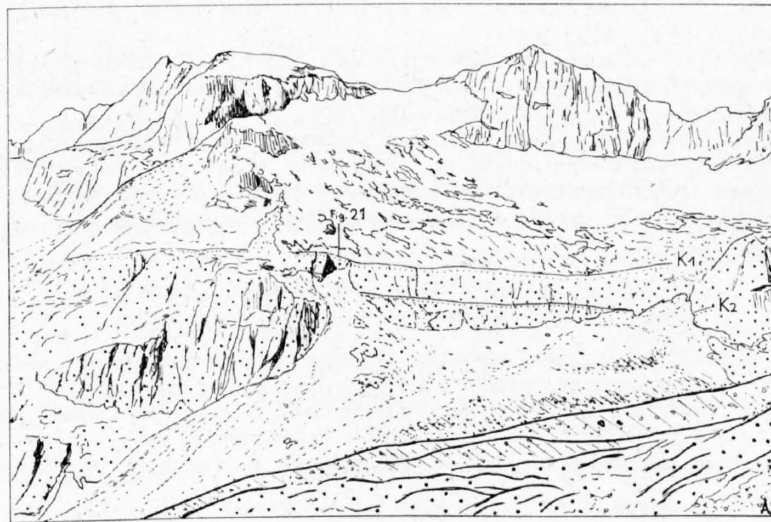


Fig. 22. Die Zeichnung zeigt den primären Eruptivkontakt (K₁) des Zentralen Aaregranites (untere Bildhälfte, grob punktiert) mit den alkristallinen Migmatiten (oben) im Dach der Grisighorn-Granitzunge. Parallel zum äusseren Eruptivkontakt (K₁) verläuft ein zweiter Eruptivkontakt (K₂) im Innern des Zentralen Aaregranites. Die Gipfel gehören zum Belgrat, der das Unterbächhorn (links, durch einen Gipfel des Grates verdeckt) mit dem Hohstock (rechts, ausserhalb des Bildes) verbindet.

Pegmatitgänge

Als Pegmatitgänge werden Pegmatitbänder bezeichnet, die diskordant ältere Strukturen im Zentralen Aaregranit durchschlagen. In den meisten Fällen handelt es sich wahrscheinlich um spaltenfüllende Gänge. In der Grisighorn-Nordostwand (Koordinaten 638 500/137 750/3000) durchschlägt ein 10 cm mächtiger Muskowit-Pegmatitgang diskordant einen metasomatischen Erzgang. Der Gang geht an beiden Kontakten fließend in die aplitische Randfacies des Zentralen Aaregranites über; er liegt in einer Lagerklüft, die parallel zur Kontaktfläche des Granites verläuft.

Am Südkontakt der Grisighorn-Granitzunge (Koordinaten 641 550/139 380/2870) durchschlägt ein zonar gebauter Aplit-Pegmatitgang diskordant den primären Eruptivkontakt. Ein 4 cm breites Pegmatitband geht randlich fließend in einen 1,5 cm breiten Aplitsaum über, der seinerseits einen messerscharfen Kontakt mit dem Nebengestein bildet. In offenen Drusen Hohlräumen im Zentrum des Pegmatites sind Granat und Muskowit kristallisiert.

Ausserhalb des Zentralen Aaregranites wurde im Altkristallin ein einziger Muskowit-Pegmatitgang gefunden, der vermutlich auch zu den nachzentralaargranitischen Intrusivgesteinen zu rechnen ist. Der 1 cm mächtige Pegmatitgang durchschlägt mit messerscharfen Kontakten einen homogenen Granodiorit im Grat, der das Grisighorn mit dem Unterbächhorn verbindet (Koordinaten 638 400/137 880/3130, 20 m nördlich der Deformationsbreccie, siehe S. 24). Der Pegmatit besteht aus bis 1 cm grossen, fremdgestaltigen Quarz-, Mikroklin-, Plagioklas- und Muskowitkörnern. In einer ungefähr 5 mm breiten Zone ausserhalb des Ganges sind ebenfalls einige Muskowitblätter gewachsen.

Mineralbeschreibung

Der *Quarz* ist wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites blass rauchgefärbt. Mit Kalifeldspat und mit Granat ist er oft schriftgranitisch verwachsen. Die Quarze, die in Drusen Hohlräumen frei gewachsen sind, zeigen eine sehr regelmässige, idiomorphe Ausbildung. Die Kristallformen entsprechen recht genau dem idealen hexagonalen Prisma $\{10\bar{1}0\}$ und der idealen hexagonalen Dipyramide $\{10\bar{1}1\}$. Der Quarz ist demnach primär möglicherweise als Hochquarz kristallisiert.

Der *Kalifeldspat* ist gleich ausgebildet wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Granites. Die Lichtbrechung variiert zwischen $n_x = 1,519 - n_y = 1,526$ und $n_x = 1,521 - n_y = 1,528$.

Die *Plagioklase* sind wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites entwickelt.

Der *Muskowit* bildet bis 2 cm grosse, farblose Tafeln. Die Lichtbrechung variiert zwischen $n_\beta = 1,598 - n_\gamma = 1,604$ und $n_\beta = 1,608 - n_\gamma = 1,615$. $2V_x = 45^\circ$, $r > v$.

Der *Biotit* kommt in den pegmatitischen Bildungen nur selten vor. In Pegmatitdrusen häuft er sich gelegentlich an als bis 2 cm grosse, feinschuppige, olivgrüne Massen. Dieser Biotit ist wahrscheinlich alpin in den Hohlräumen kristallisiert. Optische Bestimmungsdaten: $n_\beta = 1,654 \pm 0,005$; $2V_x = 12^\circ$.

Der *Granat* ist oft schriftgranitisch mit Quarz verwachsen. In Drusen sitzt er häufig in schönen Deltoidokositetraedern den Kalifeldspäten auf. Optische und röntgenographische Daten dieser Granate sind auf der Tabelle (S. 88) zusammengestellt. Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) handelt es sich um almandin- und spessartinreiche Granate (Fig. 44). Von 2 Granatproben wurde photometrisch der Mn- und Fe-Gehalt bestimmt und daraus folgender Almandin- bzw. Spessartin-gehalt berechnet (vgl. auch S. 87):

SH 599: 48 Mol.-% Almandin + 49,5 Mol.-% Spessartin

SH 668: 59 Mol.-% Almandin + 38,8 Mol.-% Spessartin

Der *Epidot* ist wie der Biotit wahrscheinlich auch sekundär, alpin in den Drusen gewachsen.

Molybdänglanz wurde in einer Druse im Sparrhorn-Nordgrat (Koordinaten 641 700/139 500/3000) gefunden. Das Erz bildet bis 2 cm grosse Blätter. Nach einer Pulver-Röntgenaufnahme und den Angaben in GRAESER (1964) handelt es sich um Molybdänit 2H.

Magnetit fand ich in einer andern Druse unweit des Molybdänglanzvorkommens. Das Erzmineral wurde röntgenographisch bestimmt.

Vergleich der pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites mit denjenigen der altkristallinen Migmatite

Während langer Zeit wurde die Migmatitbildung im Altkristallin in einen direkten Zusammenhang mit der Intrusion der zentralaargranitischen Schmelze gebracht. Vor allem HUGI und seine Schüler versuchten, diese genetischen Zusammenhänge zu beweisen. Erst 1933 trennt HUTTENLOCHER die Migmatitentstehung im Altkristallin von der deutlich jüngeren Intrusion des Zentralen Aaregranites ab. HUTTENLOCHER zeigte, dass der Granit und seine Ganggesteine die alten Migmatitstrukturen an den primären Eruptivkontakten stets diskordant und messerscharf abschneiden (vgl. Fig. 15, 19 und 23).

Nach den eigenen Beobachtungen bestehen folgende prinzipielle Unterschiede:

Der Mineralbestand der altkristallinen pegmatitischen Bildungen ist einfacher als derjenige des pegmatitischen Materials des Aaregranites. In beiden Fällen handelt es sich um Quarz-Kalifeldspat-pegmatite. Häufig bestehen die altkristallinen Pegmatite zu über 90 % aus Kalifeldspat, während die zentralaargranitischen meist bedeutend mehr, oft bis 50 % Quarz enthalten. Bei beiden findet man als Nebengemengteile und Accessorien Plagioklas, Biotit und Epidot. Die pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites enthalten ausserdem als häufige Accessorien Granat und Muskowit und selten Molybdänglanz und Magnetit. Granat wurde nur an einer Stelle auch in einem altkristallinen Pegmatitnest gefunden. Die Kalifeldspäte in den zentralaargranitischen Pegmatiten sind stets milchigweiss, diejenigen der altkristallinen Migmatite milchigweiss und blaugrau gefärbt, und zwar sind letztere im Kern blaugrau und am Rand milchigweiss gefärbt.

Die pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites und des Altkristallins unterscheiden sich ebenfalls durch verschiedene strukturelle Eigenschaften:

Charakteristisch für viele altkristalline Pegmatitnester, -schlieren und -bänder sind die wulstigen, nierenförmige Umrisse (siehe Fig. 6, 8 und 9). Diese fast monomineralischen Mikroklinpegmatite sind wahrscheinlich durch eine geschwürartige Verdrängung eines Altbestandes durch Kalifeldspatporphyroblasten entstanden. Daneben füllen die altkristallinen Pegmatite auch die verschiedensten Klüfte (Fig. 4), während offene Drusen fehlen.

Die pegmatitischen Bildungen des Zentralen Aaregranites sind wahrscheinlich in den meisten Fällen Hohlraumfüllungen. Im Zentrum der Pegmatitnester, -schlieren, -bänder und -gänge befinden sich oft Drusen, in welche die freien idiomorphen Enden von Quarz-, Feldspat- und Granatkristallen ragen. In einigen Drusen ist Muskowit in idiomorphen, pseudohexagonalen Tafeln gewachsen. Quarz und Mikroklin oder Quarz und Granat sind im pegmatitischen Material des Zentralen Aaregranites oft schriftgranitisch miteinander verwachsen.

f) Primäre Eruptivkontakte im Innern des Zentralen Aaregranites

An vielen Stellen im Dach der Grisighorn-Granitzunge und auf der SE-Flanke verläuft im Granit ein zweiter Eruptivkontakt in einem Abstand von 2 bis 200 m parallel zur Granitoberfläche. Im Kern der aufgeschlossenen Grisighorn-Granitzunge fand ich einen einzigen solchen Kontakt am Oberaletschgletscher (641 660/140 220/2450). Auch hier grenzt der jüngere Granit von unten her an einem Eruptivkontakt (Fallazimut 308°/Fallwinkel 48°) an den älteren Zentralen Aaregranit. Die normale, grobkörnige Facies geht fliessend gegen oben in eine aplitische Facies über und grenzt an einer scharfen Linie an wieder grobkörnigen Granit. Kleine Pegmatitnester kommen auch hier gelegentlich vor. Biotitanreicherungen, wie sie am Kontakt gegen das Altkristallin auftreten, fehlen bei den innern Kontakten.

Die aplitische Facies an den innern Kontakten ist 10 cm bis 2 m mächtig. In den Felsen bei Koordinaten 639 900/139 170/3000 ist ein solcher Kontakt im Innern des Granites auf eine Länge von 260 m aufgeschlossen (Fig. 22). Auf Fig. 23 ist ein Aufschluss in den Rundhöckern südlich des Unterbächgletschers (Koordinaten 638 850/138 100/2940) abgebildet. Rechts oben in der Figur schneidet der primäre Eruptivkontakt die Schlieren im Migmatit des Altkristallins messerscharf ab. In der aplitischen Randfacies (ohne Signatur) erkennt man Biotit-Granatnester. Grob punktiert ist die normale grobkörnige Facies des Aaregranites dargestellt. Von vier Hornfelsschollen (dicht punktiert) wird die grösste unten scharf von einem zweiten Eruptivkontakt abgeschnitten. Hier ist die Randfacies am Kontakt teilweise pegmatitisch ausgebildet (durch kurze unregelmässige Striche bezeichnet). Ein Granitgänglein intrudiert von unten her die grosse Hornfelsscholle. HUTTENLOCHER (1947, Bild 6) hat diese Stelle wegen der schönen Hornfelsschollen ebenfalls fotografiert; im Text wird dieser zweite Kontakt nicht erwähnt.

Die Tatsache, dass Eruptivkontakte im Innern der Grisighorn-Granitzunge auftreten, ist für die Deutung der Platznahme des Zentralen Aaregranites sehr wichtig. Wir müssen annehmen, dass die Raumfüllung unter mindestens zweimaliger Förderung von granitischer Schmelze stattfand.

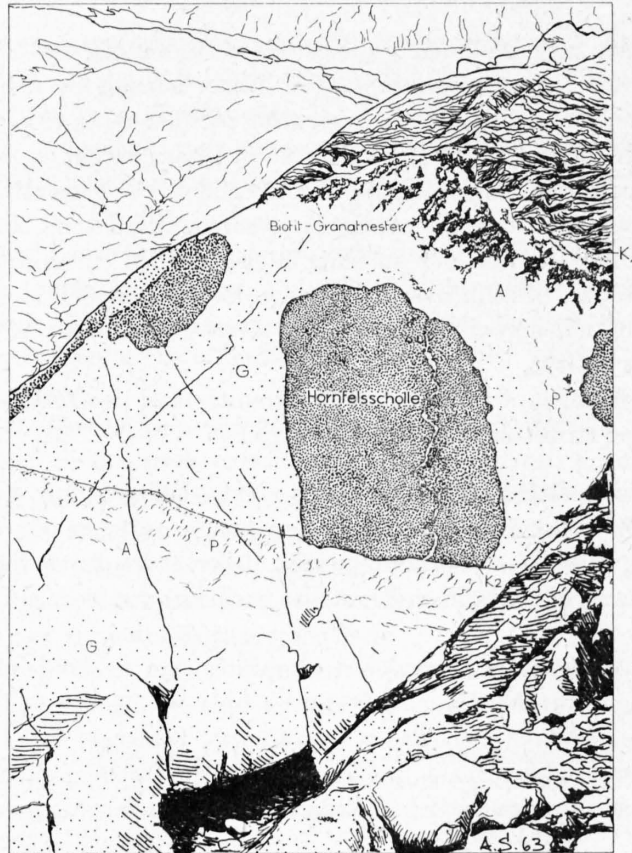


Fig. 23. Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites mit einem altkristallinen, schlierigen Gneis. Man erkennt unmittelbar am Kontakt (K_1), in der aplitischen Randfacies, Biotit-Granatnester, die ähnlich ausgebildet sind wie auf Fig. 17. Die grosse, 1 m lange Hornfelsscholle wird unten von einem zweiten Eruptivkontakt (K_2) scharf abgeschnitten. G = normale grobkörnige Facies des Zentralen Aaregranites, A = aplitische Randfacies und P = pegmatitische Nester in der aplitischen Randfacies des Aaregranites (Aufschlusszeichnung).

g) Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren im Innern der Grisighorn-Granitzunge

H. Cloos (1928) beschreibt Schlieren in Granitkörpern folgendermassen:

«In vielen erstarrten Schmelzen ist eine Art Schichtung wahrzunehmen, die, wie die ähnliche Schichtung der Sedimentgesteine, in einem parallelen Wechsel von Lagen verschiedener Zusammensetzung besteht, aber anders entstanden ist. Wir nennen diese Lagen Schlieren. Sie sind Ungleichmässigkeiten in der flüssigen Masse, die mit ihr fliessen, beim Fliessen ausgezogen werden und, erstarrt, die Art und Richtung des Fließens im Augenblick der Erstarrung festhalten.»

In der Grisighorn-Granitzunge wurden von mir Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren beobachtet. Solche Schlieren mit flächiger Ausbildung sind in Kontaktnähe häufig, gegen das Zentrum des Granitkörpers zu werden sie immer seltener. Auf Fig. 24 (Koordinaten 639 800/138 900/2950) ist eine Aplit-Biotitschliere in der normalen grobkörnigen Facies des Granites dargestellt. Die Biotitschlieren sind meist – wie rechts in der Figur zu sehen ist – von sehr einfacher planarer Form. Sie sind durchschnittlich 1 cm – selten bis 20 cm – mächtig. Oft kann man sie im Gelände über 50 m weit verfolgen. Solche Biotitschlieren kommen einzeln oder in einer Schar von parallelen «Biotitschnüren» vor. Nie kreuzen sich zwei Schlieren; in der Regel verlaufen sie parallel zueinander, oder in seltenen Fällen vereinigen sich zwei Schnüre asymptotisch.

Gelegentlich sind die Biotitschnüre verfaltet. An einer Stelle am linken Ufer des Oberaletschgletschers – 150 m nordwestlich des Südkontaktes, dort wo ein Drahtseil in die senkrechten Felsen gehängt wurde, um den Schäfern den Übergang zur Tällihütte zu sichern – ist in den vom Gletscher blankpolierten Felsen eine



Fig. 24. Aplit-Biotitschlieren im Zentralen Aaregranit (Koordinaten 639 800/138 900/2950) (Aufschlusszeichnung).

Schar von verfalteten Biotitschnüren sehr schön aufgeschlossen. Zwei eingemessene Faltenachsen verlaufen parallel zum Südkontakt, bilden aber unter sich einen Winkel von 50° (vgl. das Diagramm auf Taf. I). Die Pegmatit- und Aplitschlieren sind seltener. Es sind in der Regel zentimeter- bis dezimeterbreite Bänder, die meist schon nach wenigen Metern auskeilen. Reine Pegmatitschlieren sind selten; oft ist die zentrale Zone einer Aplitschliere pegmatitisch. In den Pegmatitschlieren wurde in kleinen Drusen Muskowit, Almandin und Epidot gefunden. Die Fig. 24 zeigt ein charakteristisches Vorkommen von Aplit-Biotitschlieren im Zentralen Aaregranit. Die Aplit-Pegmatit- und Biotitschlieren treten meist, wie bei diesem Vorkommen, miteinander auf. Hier und da durchschlägt eine Aplitschliere, wie z. B. auf Fig. 24 in der Mitte, die «Biotitschnüre» diskordant. Die Aplitschlieren sind hier also jünger als die «Biotitschnüre». Irgendwelche polare Gefügeeigenschaften im Bau der einzelnen Schlieren, wie sie z. B. HARRY & EMELEUS (1960) beschreiben, oder in ihrer Anordnung nebeneinander, als Gefügeeigenschaft, die wiederholt an verschiedenen Stellen auftritt, wurden nicht beobachtet. Die Flächenpole von Schlieren wurden eingemessen. Dies bereitet im Gelände oft grosse Schwierigkeiten, da die Schlieren auf den vom Gletscher polierten Felsen in der Regel nur von einer Ebene geschnitten werden. Stets verlaufen aber die Schnittlinien parallel zu den wenigen einmessbaren Flächen.

Auf Taf. I sind die Messungen auf dem flächentreuen Schmidtschen Netz (untere Halbkugel) dargestellt. Im Aletschprofil wurde der Zentrale Aaregranit in fünf gleich grosse Abschnitte aufgeteilt und die Messungen je auf einem Diagramm zusammengefasst. Im Kessel von Unterbächen wurde der Aaregranit in drei gleich breite NE-streichende Streifen eingeteilt und die Messungen ebenfalls je in einem Diagramm vereint. Die Strecke A-B auf der geologischen Karte verläuft senkrecht zu diesen drei Streifen. Sämtliche Flächenpole der 7 Diagramme liegen auf einem breiten Grosskreisgürtel (D2). Die Zonenachse fällt mit Fallazimut 240° und Fallwinkel 15° gegen SW ein. Vergleicht man die einzelnen Diagramme miteinander, so sieht man, dass die Schlieren in der Regel parallel zu den benachbarten Eruptivkontaktflächen orientiert sind. Die Schlieren sind in Kontaktnähe sehr viel häufiger als im Innern der Granitzunge. In Kontaktnähe belegen die Flächenpole der Schlieren den ganzen Gürtel mit einer bevorzugten Orientierung parallel zur Kontaktfläche. Weiter vom Kontakt entfernt sind die Schlieren einheitlicher geregelt. Wie schon früher erwähnt wurde, wird dieses Schlierengewölbe am NW-Kontakt von einem alpinen Bruch diskordant abgeschnitten (Fig. 13 und 14). Ähnliche Schlierengewölbe wurden von H. CLOOS (1925, 1928) und andern als charakteristisches Bauelement von zahlreichen Granitintrusivkörpern beschrieben.

Zur Genese der Aplit-, Pegmatit- und Biotitschlieren

Folgende Deutung von H. Cloos (1928, S. 250) trifft wohl auch für den Schlierenbau der Grisighorn-Granitzunge zu:

«Einen ähnlichen Schlierenbau habe ich im schlesischen Riesengebirge als Ergebnis eines vertikalen, durch Reibung an den Kontakten verzögerten Schmelzaufstieges aufgefasst. Fortbewegungsrichtung ist die Vertikale. Die Fliessflächen (= Schlieren) liegen also nicht oder nur zufällig (an den Rändern) in der Fortbewegungsrichtung, sondern sie erfahren ihre Anordnung von der Dehnung, welche die aufquellende Masse erleidet, weil sie in der Mitte rascher steigt als an den Wänden. Die Schlierenebene ist an jeder Stelle des Massivs so bestimmt, dass die Linien der grössten und der mittleren Dehnung in ihr liegen, und zwar die erstere im grössten Gefälle, die Linie kleinster Dehnung (grösster Verkürzung) senkrecht dazu. Die Fliessflächen (Schlierenebenen) liegen zu der Schmelzbewegung wie die bekannten konzentrischen Linien der Gletscher zur Eisbewegung.»

In einer neuern Arbeit hat NICKEL (1963) rheologische Effekte, die beim hydraulischen Einpressen einer hochviskosen Flüssigkeit (Glukoselösung) in einen Glaszylinder entstehen, beschrieben. Verunreinigungen wie Glasbläschen und Ölsuren oder Inhomogenitäten in der Flüssigkeit führen zur Schlierenbildung. Diese Schlieren formen im Glaszylinder eine zwiebelschalige Abfolge von «Gewölben» analog zu den Schlierengewölben in Granitintrusivkörpern.

H. CLOOS (1928) vertritt die Auffassung, dass die Schlierenbildung eine Bewegungserscheinung, eine Folge des Fliessens der Schmelze ist; und zwar, weil nach seinen Beobachtungen jüngere Schlierenpakete diskordant ältere Schlieren durchkreuzen. Solche Erscheinungen habe ich nicht gefunden; dagegen zeigen meine Beobachtungen (verfaltete Schlieren im richtungslos-körnigen Granit), dass die Schlieren bereits vor dem Erstarren der Schmelze gebildet wurden.

Folgende Beobachtung scheint mir für die Deutung der Genese einiger, wenn nicht fast aller Schlieren im Innern der Granitzunge, sehr wichtig: Die Schlieren im Zentralen Aaregranit sind oft zonar gebaut. Ein mittleres pegmatitisches Band mit vereinzelt Drusen und Miarolen im Zentrum wird randlich, symmetrisch von Aplit- und anschliessend von Biotitschlieren begleitet. Aplit-schlieren, die wie in Fig. 24 die Biotitschnüre diskordant durchschlagen, zeigen, dass die aplitische Schmelze nach den Biotitschlieren erstarrt ist. Für die Entstehung dieser Bildungen scheint mir folgende Erklärung wahrscheinlich: Diese Schlieren sind durch Differentiation aus der Granitschmelze entstanden. Dort, wo nur Aplit und Biotitschlieren bzw. nur Biotitschlieren allein auftreten, sind die leichtflüchtigen Bestandteile, die einerseits hochmobil waren und andererseits zuletzt auskristallisierten, abgewandert, um an anderer Stelle – z. B. am Dachkontakt in der Grisighorn-Granitzunge – Anlass zur Bildung von Pegmatitnestern zu geben.

h) Schollen im Zentralen Aaregranit

Die Schollen können den nachstehend beschriebenen drei Gruppen zugeordnet werden:

Schollen von dunklerem Aaregranit im helleren Aaregranit

Makroskopisch unterscheiden sich diese Aaregranit-Schollen durch ihre dunklere und grünere Farbe vom umgebenden, etwas heller gefärbten Granit der Randzone der Grisighorn-Granitzunge. Dieser geringe Farbunterschied ist ungefähr gleich gross wie zwischen den beiden auf S. 30 beschriebenen extremen Typen der normalen grobkörnigen Facies des Granites. Im Dünnschliff erkennt man, dass die intensivere Farbe der Schollen durch die an Umwandlungsprodukten reicheren Plagioklase bedingt ist. Es handelt sich also um einen dunklen Typ der normalen grobkörnigen Facies, wie z. B. Probe SH 525, wie er im Innern der Grisighorn-Granitzunge auftritt. Es wurden zwei solche Schollen gefunden. Die isometrischen Schollen haben einen Durchmesser von 2 und 4 m. Sie grenzen mit scharfen Kontakten an den umgebenden Granit. Die kleinere Scholle ist von Biotitschlieren umgeben. Zwei durchschnittlich 0,5 mm breite Biotitschlieren verlaufen in einem Abstand von 5 cm bis 2 m als regelmässig gekrümmte, geschlossene Ringe um die Scholle herum.

Diese Schollen sind wahrscheinlich in einem tieferen Niveau aus einem bereits erstarrten Zentralen Aaregranit durch die später geförderte granitische Schmelze mitgerissen worden.

Hornfelsschollen (Xenolithe)

Es sind 5 cm bis 1 m grosse, rundliche Schollen, die sich makroskopisch durch ihre dunklere Farbe und feinkörnigere Ausbildung vom hellen Granit deutlich abheben. Diese Schollen sind im Blockdiagramm (Fig.13) und auf der geologischen Karte (Taf.I) eingezeichnet. Die Schollen kommen in Kontaktnähe, wo sie stellenweise sehr häufig sind, und im Innern des Granitkörpers vor.

Im Kessel von Unterbächen sind die Schollen im Innern der Grisighorn-Granitzunge auf einer NE-, parallel zur Granitzunge streichenden Linie angeordnet. Im Zentrum der aufgeschlossenen Granitzunge, am Oberaletschgletscher, wurden nur vereinzelte Hornfelsschollen gefunden. Im Dünnschliffbild zeigt fast jede dieser Schollen – entgegen dem makroskopisch sehr einheitlichen Aussehen – charakteristische, individuelle Eigenschaften. Dies ist nicht verwunderlich, wenn man annimmt, dass es sich bei diesen Schollen um in der Schmelze metamorphisierte Nebengesteinsblöcke handelt. Am Kontakt bei Koordinaten 638 550/137 750/3000 und 638 770/138 020/2960 südlich des Unterbächgletschers kann man sehr schön beobachten, wie solche Schollen durch Losbrechen von Nebengestein am Eruptivkontakt entstehen können. Die Kanten der Schollen wurden wahrscheinlich durch Lösungsvorgänge abgerundet (Fig.17 und 23). Einige Schollen sind am Rande von Biotitnestern umgeben (Fig.17). HUTTENLOCHER (1921a) hat vom Nordkontakt bei Koordinaten 638 850/138 100/2940 Hornfelsschollen beschrieben, welche seiner Ansicht nach im plastischen Zustand wurstförmig verbogen wurden. Man sieht, dass einerseits die petrologischen Eigenschaften des Ursprungsgesteins und andererseits die spätere Umwandlung in der Schmelze die mineralogischen und strukturellen Eigenschaften einer Scholle bestimmen.

Im folgenden werden einzelne Typen beschrieben.

Hornfelsscholle Probe SH 301 (Fundort: 638 770/138 020/2960)

Die annähernd isometrische, 50 cm grosse Scholle besteht aus einem homogenen, hellgrauen und feinkörnigen Gestein.

Modaler Mineralbestand (mit Integrationstisch bestimmt):

Hauptgemengteile: Quarz	25 Vol.-%
Plagioklas	70 »
Biotit	4 »
Accessoryen	1 »
	<hr/> 100 Vol.-%

Nach dem Mineralbestand handelt es sich um eine Quarzdioritscholle mit richtungslos-körnigem Gefüge. Der Biotit ist, wenn wir von Accessorien absehen, als erstes Mineral in bis 0,5 mm grossen Blättern kristallisiert. Die Plagioklase sind hypidiomorph, leistenförmig gewachsen, während der Quarz fremdgestaltig als Zwickelfüllung auskristallisierte. Die Plagioklase – Albite mit 3–8 % An – enthalten nur wenig Umwandlungsprodukte. Der Kalifeldspat ist in einer 1 cm breiten Zone am Schollenrand gewachsen. Die bis 3 mm grossen Porphyroblasten umschliessen amöbenartig Biotit- und Plagioklaskörner. Die Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischung und häufig Mikroklitterung. Granat bildet vereinzelte bis 5 mm grosse Körner. Die Accessorien Sericit, Epidot, Orthit, Titanit, Zirkon und Apatit wurden nicht näher untersucht.

Diese Scholle enthält wahrscheinlich noch das primäre Gefüge eines aus einer Schmelze erstarrten Quarzdiorites. Nur am Rande der Schollen sind während der Hornfelsbildung Kalifeldspat-Porphyroblasten gewachsen.

Nach DIDIER (1960) sind solche mikro-quarzdioritische Schollen mit doleritischem Gefüge charakteristisch für die «massifs granitiques circonscriptes post-tectoniques» im französischen Massif Central.

Hornfelsscholle Probe SH 353 (Fundort: 640 230/138 570/2740)

Makroskopische Beschreibung

Es handelt sich um eine 50 cm breite und 2 m lange, sehr dunkel gefärbte, olivgraue, feinkörnige Scholle.

Mikroskopische Beschreibung

Quarz und Biotit sind die Hauptgemengteile. Der Biotit überwiegt gegenüber Quarz. Das genaue Mengenverhältnis ist wegen der feinschuppigen Ausbildung des Biotites nicht abschätzbar. Die Mineralien Plagioklas, Epidot, Orthit, Titanit, Chlorit, Erz und Zirkon wurden als Accessorien beobachtet.

Das Gestein wurde alpin verschiefert. In einer feinkörnigen Grundmasse mit Korngrösse 0,01–0,1 mm erkennt man einzelne 0,1–1 mm grosse Quarzaugen. Diese runden Augen enthalten am Rand einen Kranz von Biotitblättchen eingeschlossen. Der Plagioklas ist mit zahlreichen Umwandlungseinschlüssen (Klinozoisit und Sericit) gefüllt. Wahrscheinlich handelte es sich ursprünglich um einen An-reichen Plagioklas.

Hornfelsscholle Probe SH 209 (Fundort: 639 910/138 500/2760)

Makroskopische Beschreibung

Es handelt sich um eine ungefähr 20 cm grosse, annähernd isometrische Scholle, eines hell- und dunkelgrau melierten, feinkörnigen Gesteins mit Biotit- und Quarzeinsprenglingen.

Mikroskopische Beschreibung (mit geschätztem modalem Mineralbestand)

Hauptgemengteile: Quarz	30 Vol.-%
Plagioklas und Biotit	70 »
	100 Vol.-%

Es wurden die accessorischen Mineralien Epidot, Orthit, Sericit, Chlorit und Granat beobachtet. Die Scholle besitzt eine quarzdioritische Zusammensetzung und ist leicht alpin verschiefert. Ein ursprünglich grobkörniges Quarz-Plagioklasgefüge ist durch die Umwandlung der ursprünglich sehr An-reichen Plagioklase zu einem Epidot-Sericitfilz mit nebulitischen Kornrelikten und eingestreuten, sauberen Biotit- und Quarzaugen umgewandelt worden. Wie in der Probe SH 353 enthalten die 0,1–2 mm grossen, runden Quarzaugen am Rande einen Kranz von kleinen saussuritisierten Plagioklaskörnern und einzelnen Biotitschüppchen eingeschlossen. Die nebulitischen Umrisse der Plagioklaskörner sind bis 5 mm gross.

Hornfelsscholle Probe SH 494 (Fundort: 640 320/138 720/2790)

Makroskopische Beschreibung

Die runde Scholle misst ungefähr 2 m im Durchmesser. Das Gestein ist wie in der Scholle SH 209 feinkörnig, hell- und dunkelgrau meliert und enthält einzelne Grosskristalle von Quarz und Biotit. Im Farbton ist diese Hornfelsscholle heller als die Probe SH 209.

Mikroskopische Beschreibung (mit geschätztem modalem Mineralbestand)

Hauptgemengteile: Quarz	40–50 Vol.-%
Plagioklas	50–60 »
Biotit	3 »

Es wurden die accessorischen Mineralien Kalifeldspat, Epidot, Orthit, Sericit, Chlorit, Granat und Erz beobachtet. Das Gefügebild gleicht sehr stark der Probe SH 209. Der Plagioklas ist in der Probe SH 494 etwas schwächer saussuritisiert. Die 0,1–1,5 mm grossen, fremdgestaltigen Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischung und sehr oft Mikroklingitterung. Viele Körner sind teilweise bis vollständig in Schachbrettalbit umgewandelt – typisch für plagioklasreiche Gesteine (siehe S. 84).

Zusammenfassende Beschreibung und Deutung der Hornfelsschollen

Meiner Meinung nach handelt es sich bei den Hornfelsschollen des Zentralen Aaregranites um echte *xenolithische Schollen*. Die Evidenz dieser Ansicht geht aus meinen Beobachtungen, die im folgenden zusammengefasst werden, hervor:

Die mineralogische Zusammensetzung der Schollen ist granodioritisch oder quarzdioritisch. Die Schollen werden im wesentlichen durch die gleichen Mineralien aufgebaut wie die normale, grobkönige Facies des Zentralen Aaregranites. Ausserdem findet man noch in einzelnen Schollen einen almandinreichen Granat. Amphibol fehlt in den Hornfelsschollen, trotzdem in den altkristallinen Hüllgesteinen des Zentralen Aaregranites der Amphibol ein häufiger Gesteinsgemengteil ist. Wahrscheinlich wurde aller Amphibol durch Reaktion des Schollenmaterials mit der granitischen Schmelze in Biotit umgewandelt, wie dies in den altkristallinen Gesteinen unmittelbar am Eruptivkontakt des Aaregranites geschehen ist (vgl. S. 48). Tonerdereiche Alumosilikate, wie z. B. Andalusit, Sillimanit oder Cordierit, die oft als Gemengteile in xenolithischen Schollen in Graniten zu finden sind, fehlen in den Hornfelsschollen des Aaregranites. Dies ist nicht verwunderlich, da ja solche Mineralien sowie Gesteine mit einem grossen Tonerdegehalt in den altkristallinen Hüllgesteinen der Grisighorn-Granitzunge fehlen (siehe I. Teil).

Das Gefüge der Schollen ist nicht einheitlich und variiert von Scholle zu Scholle; es kann nur teilweise gedeutet werden. Ich nehme auf Grund der Dünnschliffuntersuchungen an, dass ein altes Gesteinsgefüge nach der Schollenbildung durch die Hornfelsumwandlung verschieden stark überprägt wurde. Zusätzlich wurden die Schollen durch die alpine Metamorphose überprägt.

Ich betrachte folgende Mineralneubildungen als Produkte der Hornfelsbildung:

Ein weinroter, almandinreicher *Granat* bildet in einzelnen Schollen bis 5 mm grosse, rundliche und fremdgestaltige Porphyroblasten. Wahrscheinlich ungefähr gleichzeitig entstanden die *Kalifeldspatporphyroblasten*. Die oft mehrere Millimeter grossen Kalifeldspäte sind am Rande amöbenartig mit den andern Gesteinsgemengteilen verzahnt. Man findet diese Kalifeldspatporphyroblasten entweder in einer Randzone der Schollen, in kleinen Gruppen im Innern der Schollen oder in der Umgebung von Aaregranitgängen, welche die Schollen durchschlagen.

Die bis einige Millimeter grossen *Quarzaugen*, die ebenfalls in den basischen Butzen vorkommen, sind vermutlich Porphyroblasten, die während der Hornfelsbildung gewachsen sind. Diese Körner enthalten randlich einen Kranz von kleinen Einschlüssen, vorwiegend Biotiten und saussuritisierten Plagioklasen.

Die meisten der feinkörnigen Mineralien (Biotit, Epidot usw.), die als wirrer Filz das ältere, im allgemeinen grobkörnigere Gefüge durchsetzen und die dem Gestein das «hornfelsige» Aussehen geben, sind ebenfalls Produkte der Hornfelsbildung.

Basische Butzen

Dieser dritte Schollentyp ist am häufigsten im Zentrum der Grisighorn-Granitzunge, im dunklen Typ der normalen grobkörnigen Facies des Granites. Die basischen Butzen sind auf dem Blockdiagramm (Fig.13) schematisch eingezeichnet. Sie fehlen in den sauren Randpartien des Granites. Die häufige Ellipsoidform der Schollen (Fig.25) ist auf die alpine Verschieferung und Deformation zurückzuführen (siehe S. 66). Die basischen Butzen sind im Durchschnitt 10 cm lang.

Mikroskopische Beschreibung

Modaler Mineralbestand (mit dem Integrationstisch bestimmt):

Quarz	19 Vol.-%
Plagioklas	38 »
Biotit	42 »
Accessorien	1 »
	<hr/>
	100 Vol.-%

Accessorien wurden die gleichen beobachtet wie in der normalen, grobkörnigen Facies des Aaregranites.

Die basischen Butzen sind randlich in einer mehrere Millimeter breiten Zone unregelmässig mit der normalen, grobkörnigen Facies des Granites verzahnt. Die *Mineralien* in den basischen Butzen unterscheiden sich weder in ihrer Form, ihrer Grösse noch ihren optischen Eigenschaften von den Mineralien des umgebenden Granites. Nur mehrere Millimeter grosse Quarzaugen enthalten oft – wie in den Hornfelschollen – randlich einen Kranz von kleinen Biotitschüppchen eingeschlossen.

Genese der basischen Butzen

Im Felde fällt sofort auf, dass die basischen Butzen stets gleichartig ausgebildet sind. Sie unterscheiden sich durch ihre Grobkörnigkeit und durch ihre unregelmässige Begrenzung von den Hornfelsschollen, die in der Regel viel feinkörniger sind und mit scharfem Kontakt vom umgebenden Granit begrenzt werden. Die basischen Butzen unterscheiden sich ebenfalls in ihrem Auftreten von den Hornfelsschollen (vgl. Blockdiagramm, Fig.13). Die basischen Butzen treten im Kern der Grisighorn-Granitzunge, im dunklen Zentralen Aaregranittyp am Oberaletschgletscher auf. Hier wurde eine einzelne Hornfelsscholle neben basischen Butzen beobachtet. Die Genese dieser basischen Butzen muss eine andere sein als diejenige der Hornfelsschollen.

Die Deutung von STALDER (1964, S.228) für die Genese der basischen Schollen im Grimselgranodiorit trifft meiner Ansicht nach am ehesten auch für die Genese der basischen Butzen in der Grisighorn-Granitzunge zu: «Nach der mineralogischen Zusammensetzung der basischen Schollen und nach der Art des Auf-

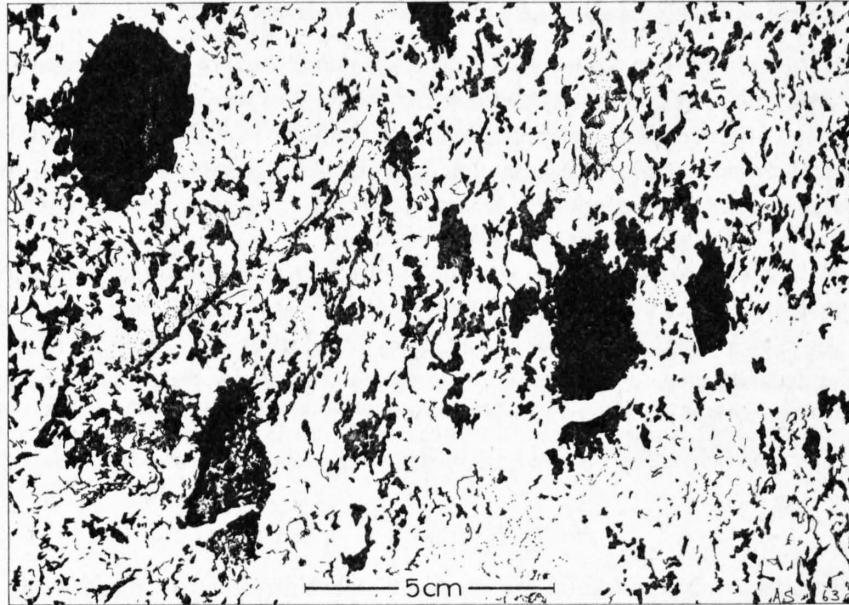


Fig. 25. Alpin verschiefter Zentraler Aaregranit mit basischen Butzen, die ebenfalls in der Schieferungsebene gelängt sind (Moränenblock auf dem Oberaletschgletscher).

tretens derselben, glaube ich an eine Entstehung durch Agglomerierung von Erstkristalliten.» HUBER (1922) und HUTTENLOCHER et al. (1952) deuten diese Bildungen als Überreste von resorbiertem Nebengestein. FEHR (1922) erklärt sie als Differentiationsprodukte.

i) Eine Rb-Sr-Altersbestimmung an der porphyrischen Randfacies des Zentralen Aaregranites

WÜTHRICH (1963, 1965) hat an einer Gesamtgesteinsprobe der porphyrischen Randfacies des Granites am Grisighorn (Koordinaten 638 550/137 700/3000) eine Rb-Sr-Altersbestimmung durchgeführt. Die Gesteinsprobe ist in dieser Arbeit im Abschnitt: «Die porphyrische Randfacies des Granites» (S. 34) eingehend beschrieben. Die Rb-Sr-Bestimmungen ergaben ein Alter von 250 ± 40 Millionen Jahren. Dieses Alter stimmt innerhalb der Fehlergrenze mit dem Rb-Sr-Alter von 277 ± 35 Millionen Jahren einer Gesamtgesteinsprobe des Zentralen Aaregranites von Gurtellen überein. An einer Probe des Mittagfluhgranites erhielt WÜTHRICH ein Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von 255 ± 22 Millionen Jahren. Die Rb-Sr-Alter von Gesamtgesteinsproben des Zentralen Aaregranites lassen sich sehr gut mit den Feldbefunden vereinbaren, nach welchen der Zentrale Aaregranit prätriadisch intrudiert ist.

k) Die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Altkristallins durch den Zentralen Aaregranit

Der Aaregranit schneidet an seinen Eruptivkontakten die altkristallinen Migmatitstrukturen diskordant ab. Die Migmatisation ist viel älter als die Intrusion des Granites. Die kontaktmetamorphe Überprägung der altkristallinen Hüllgesteine ist sehr gering. Dies ist nicht verwunderlich, da ja das Nebengestein bei der Intrusion des Granites bereits in einer mesozonalen Mineralfacies vorlag. Mit klassischen Methoden konnte nur eine vollständige Umwandlung der Amphibole in Biotit in einem bis meterbreiten Streifen längs des Eruptivkontaktes des Granites festgestellt werden. Unter anderem wurde hier durch den Granit Kalium und Wasser zugeführt.

Andererseits diffundierten Stoffe vom Nebengestein in die aplitische Randfacies; hier wurden endometamorph Biotit-Granatnester gebildet (siehe S. 34 ff. und Fig. 17, 18).

2. Sulfidische Fe-Cu-Vererzungen

Die sulfidischen Fe-Cu-Vererzungen der Grisighorn-Granitzunge sollen später in einer separaten Arbeit eingehend beschrieben werden. Im folgenden Kapitel fasse ich meine Beobachtungen und Untersuchungen kurz zusammen.

a) Geologische Übersicht

Im Gebiete östlich und nordöstlich des Grisighornes wurden erstmals sulfidische Erzgänge kartiert. Sie durchschlagen als E-streichende und senkrecht stehende Gangbildungen den Zentralen Aaregranit und das überlagernde Altkristallin (Diagramm D3). Auf der geologischen Karte (Taf. I) und auf dem Blockdiagramm (Fig. 13) sind die einzelnen Vorkommen eingezeichnet. Am Kontakt der spaltenfüllenden Erzgänge oder auch von nur haarfeinen Klüften aus wurde der Zentrale Aaregranit metasomatisch umgewandelt. So entstanden im weissen Aaregranit dunkle greisenähnliche Bänder¹⁾ von Millimetern bis einigen Dezimetern Mächtigkeit. Besonders schön sind solche Vererzungen bei Koordinaten 638 550/137 700/3020 aufgeschlossen. Die metasomatischen Erzgänge werden ihrerseits von jüngern Aplit- und Pegmatitgängen des Zentralen Aaregranites durchkreuzt. Es handelt sich hier um die einzigen sulfidischen Fe-Cu-Vererzungen im Aarmassiv, deren relatives Alter bestimmt und deren Zusammengehörigkeit zur Intrusion des Zentralen Aaregranites nachgewiesen ist.

b) Spaltenfüllende Erzgänge

Die spaltenfüllenden Erzgänge bildeten bei der alpinen Orogenese bevorzugte Gleitflächen. Durch die ebenfalls E-streichende zweite alpine Schieferung (S_2) wurde das primäre Gefüge der Erzgänge vollständig überprägt, während unmittelbar daneben der massige Zentrale Aaregranit im allgemeinen von der Ver-schieferung verschont blieb. Es sind Erzgangbreccien und Blastomylonite entstanden. Die meisten Mineralien sind alpin rekristallisiert. Zinkblende- und Bleiglanzkristalle sind in unmittelbarer Nähe der Vererzungen auf alpinen Zerrklüften der ersten Phase (siehe III. Teil) gewachsen.

Mineralbestand:

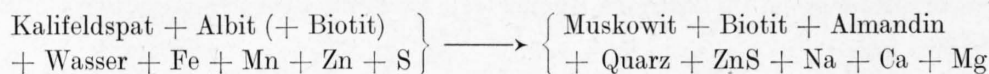
Als Hauptgemengteile (> 10 Vol.-%) treten die Mineralien Magnetkies, Quarz, Biotit, Chlorit, Talk, Granat (vgl. Tab. 6 und Fig. 44), Karbonat und als Nebengemengteile und Accessorien Kupferkies, Pyrit, Markasit, Limonit, Zinkblende, Bleiglanz, Molybdänglanz, Muskowit, Aktinolith, Epidot-Orthit, Zirkon und Rhodochrosit auf. An schattigen und feuchten Felspartien überziehen dünne, grüne Malachitkrusten den Granit.

c) Metasomatische Bildungen

Ihr Auftreten kann wie folgt charakterisiert werden: Eine Kluft, d. h. ein spaltenfüllender Erzgang oder ein haarfeiner Riss, wird symmetrisch von einem dunklen, graugrünen Saum begleitet. Letzterer ist einige Millimeter bis einige Dezimeter mächtig. Dort, wo die Spalten unregelmässig verlaufen oder mehrere Klüfte nahe beieinander liegen, entstehen unregelmässige Schlieren und Nester. Schon makroskopisch erkennt man in den einfachen Bändern eine zur Kluft oder Spalte symmetrische Zonarstruktur. Der metasomatisch veränderte Granit ist im Gegensatz zu den spaltenfüllenden Erzgängen meist nicht verschiefert; das primäre Gefüge ist noch gut erhalten. Der Bau von zwei zonaren metasomatischen Gängen wurde unter dem Mikroskop eingehend untersucht und die Mineralverteilung räumlich vermessen. Durch die metasomatisch zugeführten Stoffe wurden die Feldspäte des Granites in Muskowit, Biotit, Granat und Epidot umgewandelt. Ausserdem entstand Zinkblende als neues Mineral. Durch Frl. E. Hiltbrand wurde im geo-

¹⁾ Greisenähnlich nur in bezug auf die makroskopische Erscheinung, nicht stofflich.

chemischen Labor unseres Institutes von einem metasomatischen Erzgang und seinem Nebengestein je eine chemische Totalanalyse durchgeführt. Auf Grund der chemischen und mikroskopischen Untersuchungen kann die Reaktion der sulfidischen Erzlösungen folgendermassen formuliert werden:



d.h. es wurde metasomatisch Fe, Mn, Zn, S und Wasser zugeführt und Na, Ca und Mg wegtransportiert.

Biotit-Granatfelslinse. Durch Reaktion einer gleichen oder ähnlich zusammengesetzten Erzlösung mit dem Aaregranit ist wahrscheinlich auch eine 2,5 m hohe und 60 cm breite Biotit-Granatfelslinse im Granit (Koordinaten 638 800/137 400/2880) entstanden. Der Biotit-Granatfels besteht zu ungefähr 10 Vol.-% aus Lepidomelan und ungefähr 90 Vol.-% Granat. Als Accessorien wurde Chlorit, Quarz und Monazit (Röntgen-Pulveraufnahme) bestimmt. Lichtbrechung und Gitterkonstante von zwei Granaten sind in Tab.6 und auf Fig.44 aufgeführt.

3. Aplite und Granitporphyre

a) Alter, Bau und Verbreitung

Am Fuss der Grisighorn-Ostwand (Koordinaten 638 550/137 750/3000) durchschlagen Aplit- und Pegmatitgänge die metasomatischen Erzgänge im Zentralen Aaregranit. Ihrerseits werden Aplite und Granitporphyre diskordant von jüngern Kersantiten abgeschnitten (Fig.26). Die 1 cm bis 1 m mächtigen

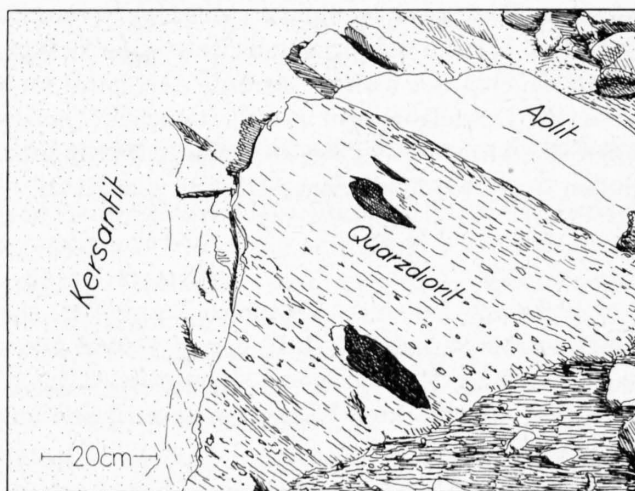


Fig. 26. Ein Kersantitgang durchschlägt einen zentralaargranitischen Aplitgang, der konkordant in einem quarzdioritischen Gneis mit Amphibolitschollen eingelagert ist (Koordinaten 641 500/139 300/2860) (Aufschlusszeichnung).

Aplite und Granitporphyre bilden in der Regel gegen das Nebengestein messerscharfe Kontakte. Ausnahmsweise gehen aber die Aplitgänge, die z. T. diskordant hydrothermale Vererzungen durchschlagen, im Zentimeterbereich fließend in das Nebengestein über. Wahrscheinlich fand in solchen Fällen die Intrusion in Spalten im bereits erstarrten, aber noch heißen Granit statt. In einem frühern Abschnitt (vgl. S. 44) haben wir bereits erwähnt, dass Übergänge zwischen den Aplit- und Pegmatitschlieren und den echten spaltenfüllenden Gängen bestehen. Durch geometrische Überlegungen (Kongruenz der Gangwände; E. NIGGLI, 1952, 1953) kann man bei vielen Apliten und Granitporphyren zeigen, dass es sich um echte, spaltenfüllende Gänge handelt (Fig.28).

Die Aplitgänge sind im Aaregranit und in den altkristallinen Hüllgesteinen, einige 50 bis 100 m vom Granitkontakt entfernt, besonders häufig. Die Granitporphyre treten besonders im Grisighorn-Nordgrat in der Umgebung des primären Eruptivkontaktes des Zentralen Aaregranites auf.

Die Aplitgänge sind am häufigsten. Die räumliche Lage von Aplitgängen wurde eingemessen. Auf Diagramm D4 sind die Flächenpole von Aplitgängen im Aaregranit und auf Diagramm D5 die Flächenpole von aaregranitischen Aplitgängen und Apophysen im Altkristallin dargestellt. Die Flächenpole der Aplitgänge im Granit sind unregelmässig über fast das ganze Schmidtsche Netz verteilt. Im Gegensatz dazu sind die Gänge im Altkristallin parallel einer bestimmten Richtung geregelt. Sie fallen durchschnittlich mit Fallazimut 154° und Fallwinkel 60° gegen SSE ein. Auf Fig. 27 ist ein Aplitgang dargestellt, der diskordant den primären Eruptivkontakt des Aaregranites mit einem altkristallinen, quarzdioritischen Gneis durchschlägt. Der Aplitgang fällt im Granit mit Fallazimut 340° und Fallwinkel 80° gegen NNW und im altkristallinen Gneis mit Fallazimut 150° und Fallwinkel 80° gegen SSE ein. Es sei hier darauf hingewiesen, dass die erste alpine Schieferung (S_1) (Fallazimut 135° und Fallwinkel 70° , Diagramm D9) die Aplitgänge im Altkristallin unter einem spitzen Winkel schneidet.

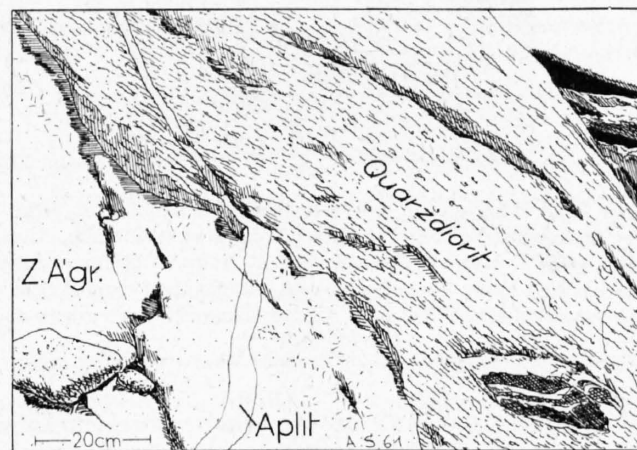


Fig. 27. Ein Aplitgang durchschlägt die aplitische Randfacies des Zentralen Aaregranites und einen altkristallinen Quarzdiorit. Der Aplitgang ist im Granit mit Fallazimut 340° und Fallwinkel 80° und im Quarzdiorit mit Fallazimut 150° und Fallwinkel 80° orientiert (Koordinaten 641 550/139 700/2860) (Aufschlusszeichnung).

b) Aplite

Die Aplite – im Handstück weisse, homogene und feinkörnige Gesteine – sind gleichzeitig mit dem Nebengestein durch die alpinen Schieferungen überprägt worden (vgl. III. Teil). Viele Aplite führen weinroten, almandinreichen Granat. Dieser Granat ist in kleinen Körnern ($< 0,5$ mm) im Gestein entweder regelmässig verteilt, auf kontaktparallelen Flächen angeordnet oder auch im Aplit in unregelmässig verteilten, bis 1 cm grossen, runden Nestern angereichert.

Mikroskopische Beschreibung

Modaler Mineralbestand (mit dem Integrationstisch bestimmt):

	Probe SH 207	Probe SH 214	Probe SH 217
Quarz	33,7 Vol.-%	32,7 Vol.-%	41,3 Vol.-%
Kalifeldspat	31,0 »	33,8 »	29,2 »
Plagioklas	34,8 »	32,8 »	29,0 »
Accessorien	0,5 »	0,7 »	0,5 »
	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%

Im Dünnschliff wurden die gleichen Accessorien bestimmt wie in der normalen grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites.

Das Gefüge ist ausser in den durch die alpine Schieferung überprägten Apliten richtungslos und gleichkörnig. Der Quarz, der Kalifeldspat und der Plagioklas zeigen eine fremdgestaltige Ausbildung. Die

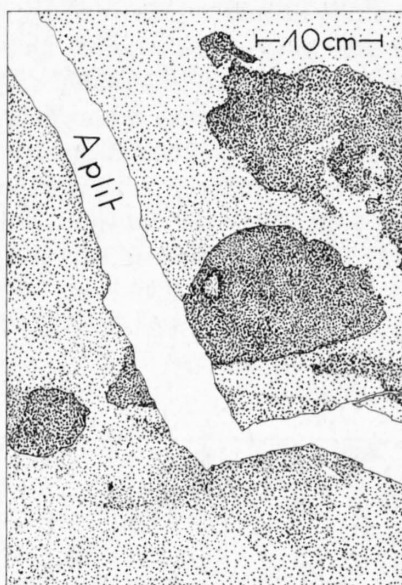


Fig. 28. Ein zentralaargranitischer Aplit durchschlägt mit messerscharfen Kontakten einen altkristallinen Biotit-Quarzdiorit. Die beiden Gangwände des Aplitganges verlaufen praktisch kongruent zueinander. Auch die Nebengesteinsstrukturen lassen sich lückenlos rekonstruieren. Es handelt sich also nach E. NIGGLI (1952) um einen spaltenfüllenden Gang. Der Kontrast zwischen den etwas biotitreichen quarzdioritischen Schollen und dem Quarzdiorit ist in der Zeichnung verstärkt, dadurch ist der in Wirklichkeit nebulitische Charakter der Schollen nicht mehr gut zu erkennen (Koordinaten 638 550/137 700/3020).

Mineralkörner sind im Durchschnitt 0,1–0,2 mm gross (Ausschnitt aus einem Dünnschliff vgl. auf Fig. 16 c). Die Mineralien sind gleich ausgebildet wie in der aplitischen Randfacies des Aaregranites (siehe S. 33). Der Anorthitgehalt von 33 Plagioklasen variiert zwischen 0 und 10 %. Die Plagioklase sind nur mit wenig Umwandlungsprodukten gefüllt.

Von 12 Granaten aus verschiedenen Apliten wurden die Lichtbrechung und die Gitterkonstante bestimmt. Die Daten sind in der Tab. 6 (S. 88) zusammengestellt. Die Lichtbrechung variiert zwischen $1,812 \pm 0,003$ und $1,815 \pm 0,003$ und die Gitterkonstante zwischen 11,560 und 11,595 Å. Da die feinkörnigen Granate stets unregelmässig mit andern Mineralien verwachsen sind, konnte das spezifische Gewicht nicht bestimmt werden. Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) handelt es sich um Almandine mit einem unbestimmten Spessartingehalt (vgl. Fig. 44). Der Granat kommt, wie oben erwähnt, in bestimmten Aplittypen (z. B. Probe SH 505) in runden, bis 1 cm grossen Nestern vor. Diese roten Flecken im weissen Gestein sind stets von einem biotitfreien Saum umgeben. Das eigentliche Granatnest besteht (geschätzt) zu 64 Vol.-% aus Quarz, zu 30 Vol.-% aus Granat, zu 5 Vol.-% aus Kalifeldspat und zu 1 Vol.-% aus Albit. Der biotitfreie Saum ist sonst gleich zusammengesetzt wie der normale Aplit. Ist der Aplit alpin verschiefert, so sind die Granatnester zu Ellipsoiden mit konstanten Achsenverhältnissen deformiert. Möglicherweise sind diese Flecken in einem Endstadium der Aplitkristallisation (Autometamorphose) entstanden. Den almandinreichen Granat rechne ich zum primären hercynischen Mineralbestand der Apliten. Daneben findet man auf Scherflächen gelbroten, alpin gebildeten Granat.

Die Tab. 2 vermittelt einen Überblick über die Kriterien zur Unterscheidung der aargranitischen Gänge von hellen granitoiden Gängen aus dem Altkristallin.

Tabelle 2. Kriterien zur Unterscheidung von zentralaargranitischen Apliten von hellen, granitoiden Gängen aus dem Altkristallin.

zentralaargranitische Aplite: Der <i>Kontakt</i> gegenüber den altkristallinen Gesteinen ist stets messerscharf ausgebildet. Im Zentralen Aaregranit ist der Kontakt entweder scharf, oder es besteht ein fließender Übergang.	alkristalline, helle, granitoide Gänge: Der <i>Kontakt</i> ist entweder scharf, oder es besteht ein fließender Übergang im 3-mm- bis 1-cm-Bereich.
Die Quarz-, Kalifeldspat- und Plagioklaskörner sind in der Regel ungefähr gleich gross und kleiner als 1 mm, im Durchschnitt 0,1–0,2 mm.	Die Feldspäte sind in der Regel grösser als 1 mm, im Durchschnitt 2 mm und grösser. Die Quarzkörner sind deutlich kleiner als die Feldspäte (Zwickelfüllung).
Die zentralaargranitischen Aplite besitzen eine granitische Zusammensetzung.	Die altkristallinen, hellen, granitoiden Gänge besitzen eine granodioritische Zusammensetzung.
<i>Mineralien:</i> Die Feldspäte sind stets milchig-weiss gefärbt. Der Albit ist mit sehr wenig Klinozoisit und Sericit gefüllt. Der Biotit ist olivgrün gefärbt. Dieses Gestein führt oft weinroten, almandinreichen Granat. (alpidischer, gelbroter Granat kann in beiden Gesteinsgruppen vorkommen) Der Chlorit besitzt positive Elongation und anomale, blaugraue Interferenzfarbe.	<i>Mineralien:</i> Die Feldspäte sind milchig-weiss oder grau gefärbt. Die Albite sind mit bedeutend mehr Klinozoisit und Sericit gefüllt. Der Biotit ist olivgrün oder braun gefärbt. Der Chlorit besitzt positive oder negative Elongation.

c) Granitporphyre

In einer aplitischen bis felsitischen Grundmasse mit einer durchschnittlichen Korngrösse kleiner 0,05 mm «schwimmen» bis 5 mm grosse, idiomorphe Quarz-, Kalifeldspat- und Plagioklas-Einsprenglinge. Die feinkörnige Grundmasse der Gänge ist alpidisch verschiefert. Die Überprägung ist aber niemals so stark wie in den in der Regel intensiv laminierten Quarzporphyrgängen. Alle die zentimeter- bis dezimetermächtigen Gänge besitzen einen einsprenglingsfreien, sehr feinkörnigen, felsitischen Abkühlungsrand. Diese Gänge sind im Dach der Grisighorn-Granitzunge bei Koordinaten 638 550/137 750/3000 besonders häufig.

Man erkennt in den Granitporphyren die gleichen Mineralien wie in den Apliten.

Zwischen den Granitporphyren und den Quarzporphyren bestehen folgende lithologische Unterschiede: Die Einsprenglinge in den Granitporphyren sind in der Regel idiomorph ausgebildet, während diejenigen in den Quarzporphyren stets sehr stark korrodiert sind (vgl. Fig. 36 und 37).

Die Granitporphyre besitzen ausnahmslos einen einsprenglingsfreien, sehr feinkörnigen Abkühlungsrand. Die Quarzporphyre sind dagegen in der Regel homogen bis an den Rand ausgebildet.

In wenig verschieferten Granitporphyren ist die Grundmasse als charakteristisches Aplitgefüge ausgebildet (wie Fig. 16c). In wenig verschieferten Quarzporphyren erkennt man ein Gefüge mit Mikroklin-Skelettkristallen und Albitdendriten.

Die Quarzporphyre sind in der Regel bedeutend stärker von den alpinen Schieferungen überprägt worden als die viel widerstandsfähigeren Granitporphyre.

4. Quarzporphyre

a) Alter, Bau und Verbreitung

Die Quarzporphyre durchschlagen stets diskordant die älteren Aplitgänge. Das relative Alter gegenüber den Lamprophyren ist unsicher. An einer einzigen Stelle, im Grat zwischen Grisighorn und Unterbächhorn, wird ein Quarzporphyrgang vom Typ *e* (Tab. 3, S. 55) diskordant von einem 1,5 m mächtigen, jüngeren Kersantitgang durchschlagen. Es ist nun möglich, dass alle Quarzporphyrgänge des Untersuchungsgebietes gleich alt sind wie dieser Gang vom Typ *e* im Grisighorn-Nordgrat und damit älter sind als der Kersantitgang. Es ist aber auch denkbar, dass die Quarzporphyre, die verschiedenen Typen angehören, zu verschiedenen Zeiten intrudiert sind und damit zum Teil auch jünger sein könnten als die Lamprophyre. Meines Wissens fehlen im ganzen Aarmassiv weitere Beobachtungen über das relative Alter zwischen den nachzentral-aargranitischen Lamprophyren und den Quarzporphyren.

Die Quarzporphyre treten als 5 cm bis 12 m mächtige Gangplatten auf, die mit scharfen Kontakten an das Nebengestein grenzen. Nur selten bilden diese Quarzporphyre kleine Apophysen ins Nebengestein. Diese durchschnittlich 1–6 m mächtigen Quarzporphyrlatten fallen mit einem mittleren Fallazimut von 150° und einem mittleren Fallwinkel von 60° gegen SE ein (Diagramme D7 und D8).

Das Vorkommen der Quarzporphyre in meinem Untersuchungsgebiet ist auf bestimmte Zonen beschränkt (vgl. dazu Taf. I und Fig. 14). Eine südlichste Zone wird im Norden durch die Linie Bel-Geissbalmen begrenzt. Die südlichsten Quarzporphyre dieser Zone ziehen einige hundert Meter südlich Blatten durch (vgl. auch LABHART, 1965, Taf. I). Die Quarzporphyre ziehen in Richtung N 60° E weiter über Riederfurka-Bettmersee nach ENE (ZBINDEN, 1949). Diese Zone bildet mit dem Tal des grossen Aletschgletschers, das parallel zur ersten alpidischen Schieferung (S_1) streicht, einen spitzen Winkel. Auf Tab. 3 ist dieses südlichste Vorkommen in meinem Untersuchungsgebiet mit I bezeichnet. Es kommen hier die Quarzporphyrentypen *a*, *b* und *c* vor mit den Hauptgemengteilen Quarz, Albit und evtl. Biotit.

Alle übrigen Quarzporphyre treten im Raume der Grisighorn-Granitzunge auf. Es handelt sich um die Typen *d*, *e* und *f*, die als Hauptgemengteile Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit enthalten. Die Quarzporphyre Typ *d* liegen vorwiegend in einer Zone am Südkontakt der Grisighorn-Granitzunge. Zu ihnen gehört auch der Quarzporphyrgang, der aus den Gneisen nördlich der Grisighorn-Granitzunge vorerst ostwärts durch den Zentralen Aaregranit zieht, um in der Nähe des Südkontaktes in Richtung N 60° E umzubiegen. Im Chelli, 200 m westlich der Stelle, wo der Quarzporphyr die SSE-streichende Zone der Kersantite kreuzt, verästelt sich der Quarzporphyr in 6 parallele Gänge. Im Kessel westlich des Sparrhornes durchschlägt er diskordant den Südkontakt des Aaregranites und folgt dann in seiner Fortsetzung im Altkristallin ungefähr parallel dem Eruptivkontakt des Zentralen Aaregranites. Ein Quarzporphyrgang vom Typ *d* und einer vom Typ *f* treten nördlich der Grisighorn-Granitzunge in den Amphiboliten am rechten Ufer des Oberaletschgletschers gegenüber der SAC-Hütte auf. Zwei durchschnittlich 2 m mächtige Quarzporphyrgänge vom Typ *e* durchschlagen im Grisighorn-Nordgrat die altkristallinen Hüllgesteine des Aaregranites. Der eine der beiden Gänge ist nachträglich in eine bereits gebildete Deformationsbreccie (siehe S. 24) eingedrungen.

Fast alle Geologen, die in diesem Jahrhundert im Aarmassiv kartierten, haben auf das gehäufte Auftreten der Quarzporphyrgänge in bestimmten, ungefähr massivparallelen Zonen hingewiesen. Es handelt sich hier um sehr wichtige jüngste hereynische Kluftsysteme.

b) Petrographische Beschreibung

In einer feinkörnigen (0,01–0,2 mm) Grundmasse «schwimmen» 0,4–5 mm grosse, korrodierte Einsprenglinge von Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit, wobei je nach Typ (vgl. Tab. 3) eines oder mehrere der aufgezählten Mineralien fehlen können. Die Grundmasse ist im frischen, unverwitterten Zustand hellgrau oder selten grünlich gefärbt; nur die Grundmasse des Typs *e* ist milchigweiss. Durch die Verwitterung verschwindet der graue Farbton; die Quarzporphyre sind dann oberflächlich weiss oder blass sandfarben. Die Grundmasse ist in der Regel alpin verschiefert und vollständig als intensiv laminiertes Blastomylonit rekristallisiert (vgl. Fig. 36 und 37, ferner III. Teil). Nur selten ist das primäre Gefüge der Grundmasse noch teilweise erhalten.

Tabelle 3. Quarzporphyre.

Typ	Vorkommen	Hauptgemengteile	Einsprenglinge	Besondere Merkmale
Typ a	I	Qz + Ab	(Qz) + Ab	—
Typ b	I	Qz, Ab + Bi	(Qz), Ab + Bi	—
Typ c	I	Qz + Ab	—	enthält zahlreiche Magnetit-oktaederchen
Typ d	II + IV	Qz, Kf, Ab + Bi	Qz, (Kf), Ab + Bi	Farbe (unverwittert): hellgrau
Typ e	III	Qz, Kf, Ab + Bi	Qz, Kf + Ab	Farbe (unverwittert): milchig-weiss
Typ f	IV	Gangzentrum: Qz, Kf, Ab + Bi Randzone: Qz, Ab, Bi + Amph	Qz, (Kf), Ab + Bi —	ein 6 m mächtiger Gang besteht aus einer 3 m mächtigen Quarzporphyrzone, die gegen den Rand fliegend in 1,5 m mächtige, quarzdioritische Randzonen übergeht.

Legende:

- I = Mehrere Gänge in einer ungefähr 2 km breiten Geländezone, die von Blatten über Riederfurka-Bettmersee nach ENE zieht.
- II = Nähere Umgebung des Südkontaktes der Grisighorn-Granitzunge.
- III = Zwei Quarzporphyrgänge in Deformationsbreccie im Grat zwischen Grisighorn und Unterbächhorn (Koordinaten 638 420/137 870/3100).
- IV = Rechtes Ufer des Oberaletschgletschers, gegenüber der Oberaletschhütte.
- Qz = Quarz, Kf = Kalifeldspat, Ab = Albit, Bi = Biotit, Amph = Amphibol.

Auf Tab. 3 sind die charakteristischen Unterscheidungsmerkmale und das Vorkommen der verschiedenen Quarzporphyrtypen zusammengestellt. Es kommt deutlich zum Ausdruck, dass sich die Quarzporphyre aus dem südlichen Teil meines Untersuchungsgebietes mit den Hauptbestandteilen Quarz und Albit und evtl. Biotit mineralogisch und damit chemisch von den übrigen Quarzporphyren in der Umgebung des Zentralen Aaregranites mit den Hauptgemengteilen Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit unterscheiden. Die Typen *a* und *b* treten oft gemeinsam im gleichen Gang auf. Man erkennt dann im Gestein konkordante Lagen ohne Biotit neben solchen mit den charakteristischen Biotitflatschen auf den alpinen Schieferungsflächen, wobei die beiden Typen an den Grenzen fliegend ineinander übergehen.

Der Quarzporphyr-Typ *f* tritt in einem 6 m mächtigen Gang am rechten Ufer des Oberaletschgletschers gegenüber der SAC-Hütte auf. Der Gang besteht in einer ungefähr 3 m mächtigen zentralen Zone aus einem Quarzporphyr vom Typ *d* mit den Hauptgemengteilen Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit. Randlich geht dieser Typ *d* fliegend in eine quarzdioritische Randfacies mit den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, Biotit und Amphibol über. In dieser Randfacies fehlen Einsprenglinge. Der Plagioklas ist ein Albit, der mit einem dichten Gewebe von Klinoisit und Sericit gefüllt ist. Wie in den Lamprophyren gibt es braune und farblose Amphibole (letzte sind bei den Lamprophyren [vgl. S. 58 ff.] genauer beschrieben).

Als Accessorien findet man in allen Quarzporphyrtypen: Sericit, Biotit, Chlorit, Epidot-Orthit, Granat, Titanit, Zirkon, Apatit, Carbonat, Pyrit und Magnetit.

Die durch die alpinen Schieferungen zu Blastomyloniten umgewandelten Quarzporphyre werden im III. Teil eingehend behandelt.

5. Lamprophyre

a) Verbreitung, Alter und Bau

Die Lamprophyre – besonders biotitreiche Typen – sind durch die alpine Metamorphose überprägt worden, wobei der heutige Mineralbestand nicht mehr dem primären entspricht. Es stellt sich nun die Frage, wie diese Lamprophyre benannt werden sollen. Im folgenden benenne ich sie nach dem heutigen Mineralbestand.

Im Untersuchungsgebiet treten Kersantite, Spessartite und Vogesite auf. Alle Lamprophyre im Aaregranit und die meisten Gänge im Altkristallin sind Kersantite. Es gibt alle Übergänge zwischen Kersantiten und Spessartiten. Die Frage, ob diese Ganggesteine schon primär in diesen zwei Typen kristallisierten oder ob gewisse Kersantite metamorphe Spessartite darstellen, kann nicht beantwortet werden, da diese Ganggesteine sehr intensiv durch die alpine Metamorphose (Verschieferung) überprägt sind. Vogesite wurden erstmals im Aarmassiv beobachtet. Es handelt sich um zwei Gänge in der Sparrhorn-Westwand.

Die regionale Verbreitung der Lamprophyre:

Im Zentralen Aaregranit und in Gebieten nordwestlich davon ist der Fels wenig verwittert und die Moränen- und Pflanzenbedeckung sehr spärlich, so dass die meisten Lamprophyre aufgeschlossen sind. In den viel stärker verwitterten, mit Flechten und Kräutern bewachsenen und zum grossen Teile mit Moränenschutt überdeckten Felsen südlich der Linie Hofathorn–Sparrhorn sind viele Lamprophyre nicht auffindbar. Dass trotz vergeblichem Suchen an der Oberfläche solche Gänge auch hier auftreten können, bestätigen die Aufnahmen in einem Sondierstollen der Electra-Massa S. A. in der Massaschlucht (Koordinaten 643 270/135 650/1400). Der Stollen wurde im Streichen eines markanten Geländeeinschnittes vorgetrieben. Dabei wurde ein 60 cm mächtiger Kersantitgang angetroffen, der hier als weiches Gestein in den massigen Augengneisen eingelagert ist und an der Oberfläche herausgerodiert wurde. In einem 50 m langen Stollenabschnitt quer zum Streichen des Ganges wurden vier weitere, 1 cm bis 1 m mächtige, zur Gneisschieferung konkordante Gänge angeschnitten.

Die mehr als 1 m mächtigen Lamprophyre sind auf der geologischen Kartenskizze (Taf. I) eingezeichnet. Die Lamprophyre sind häufig in einem 500 m breiten Geländestreifen, der südlich des Sparrhornes (ungefähr bei Koordinaten 642 000/137 500) beginnt, von hier in NNW-Richtung quer durch den Zentralen Aaregranit in die nördlichen Gneise zum Oberaletschgletscher hinunter zieht und sich auf dem nördlichen Ufer des Gletschers im Aaregranit des Torberges fortsetzt.

Die Richtung dieses Streifens ist auf dem Diagramm D6 als Kreisdurchmesser eingezeichnet. Einzelne Lamprophyre wurden ausserhalb dieses Streifens in der Umgebung des Grisighornes kartiert. Besonders schön sind die Kersantite in der Umgebung des Seeleins bei Koordinaten 641 500/139 300/2860 aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den Apliten und Quarzporphyren, die in der Regel Platten mit parallelen Kontaktflächen bilden, verlaufen die Begrenzungsflächen der Kersantite viel unregelmässiger. Der grosse Kersantitgang, der auf Taf. I eingezeichnet ist, streicht beim Seelein in SE-Richtung und bildet sehr unregelmässige, nicht einmessbare Kontaktflächen mit dem Nebengestein. Viele kleine Apophysen dringen vom Kontakt her in die Altkristallingneise. An einer Stelle ist eine zwei Quadratmeter grosse Fläche eines quarzdioritischen Gneises in zahlreiche, durchschnittlich dezimetergrosse, kantige Schollen zerbrochen. Die Spalten sind durch den Kersantit gefüllt (Fig. 29). 120 m südöstlich des Seeleins geht der Kersantit in einen zur Gneisbänderung ungefähr konkordanten, plattenförmigen Lagergang über.

Auf dem Diagramm D6 sind die Flächenpole von Lamprophyr-Gangwänden auf dem flächentreuen Netz dargestellt. Die 44 Flächenpole liegen auf einer Zone mit einer Zonenachse, die mit 60° gegen SE einfällt. Die meisten Gänge streichen massivparallel und fallen mit 50–90° gegen SE ein.

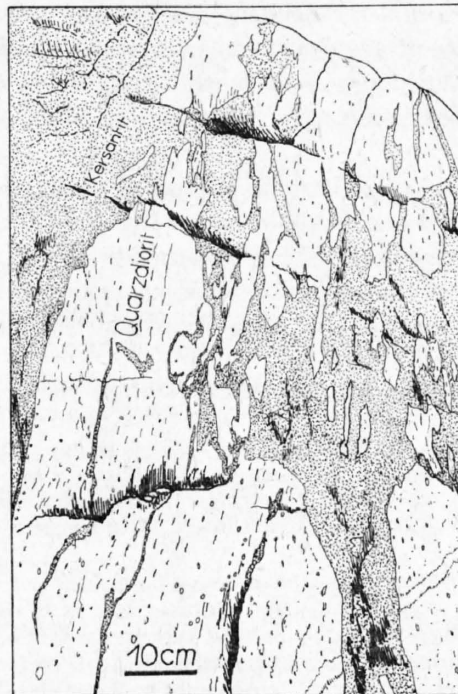


Fig. 29. Am Rande eines Kersantitganges ist ein altkristalliner Quarzdiorit in zahlreiche Schollen zerbrochen. Der Kersantit füllt den Raum zwischen den einzelnen Quarzdioritschollen (Koordinaten 641 500/139 300/2860) (Aufschlusszeichnung eines Rundhöckers).

b) Kersantite

Makroskopische Beschreibung

Die Kersantite sind dunkelolivgrüne, gleichkörnige, biotitreiche Schiefer. Selten beobachtet man milchig gelbweisse Plagioklas-Einsprenglinge und runde Quarzaugen. Das Gestein ist stets alpin verschiefert. Auf den Schieferungsflächen erkennt man oft dunkle, mehrere Millimeter grosse, in der Streckungsrichtung des Gesteins gelängte Biotitflecken. Hie und da wurden solche alpin verschieferte Lamprophyre in einer spätern Phase verfältelt (siehe III. Teil).

Gelegentlich sind die Kersantite mit bis 6 mm grossen Pyritwürfeln durchspickt. Eine feinkörnige, durch rasche Abkühlung entstandene Randzone ist in den Gängen verschieden deutlich ausgebildet, und zwar in Form eines feinkörnigen 0–5 mm breiten, gelben, epidotreichen Saumes.

Mikroskopische Beschreibung:

Die Integrationsanalyse von 5 Kersantitproben ergab folgenden modalen Mineralbestand:

	Probe SH 343	Probe SH 346	Probe SH 339	Probe SH 363	Probe SH 508
Plagioklas (inkl. etwas Quarz)	38 Vol.-%	38,3 Vol.-%	48 Vol.-%	38,5 Vol.-%	45 Vol.-%
Biotit	32 »	50,2 »	32 »	41 »	30 »
Amphibol	2,5 »	—	—	—	17 »
Epidot.	27,5 »	11,5 »	20 »	20,5 »	8 »
	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%	100 Vol.-%

Die Fundortskordinaten für die einzelnen Proben lauten wie folgt:

SH 343: (641 530/139 300/2850), SH 346: (641 390/139 340/2880), SH 339: (641 530/139 300/2850), SH 363: (643 270/135 650/1400), SH 508: (640 850/140 330/2640).

Die drei ersten Proben wurden in der Umgebung des Seeleins, 500 m westlich des Sparrhorn Gipfels, gesammelt. Die Probe SH 363 stammt aus dem Sondierstollen in der Massaschlucht. Die Probe SH 508 wurde von einem 20 m mächtigen, amphibolreichen Kersantitgang, der im Chortalli am Oberaletschgletscher den Zentralen Aaregranit durchzieht, geschlagen. Dieses Gestein stellt ein Übergangsglied zwischen Kersantit und Spessartit dar.

Als Accessorien wurden in den Kersantiten die Mineralien Quarz, Sericit, Chlorit, Amphibol, Orthit, Granat, Titanit, Zirkon, Apatit, Pyrit und nicht bestimmte Erze gefunden.

Das Gefüge ist je nach der Intensität der alpinen Verschieferung verschieden, aber stets lepidoblastisch. Der Plagioklas bildet in wenig verschieferten Typen hypidiomorphe, polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligte Tafeln. Die Biotitschuppen sind in der alpinen Schieferungsebene geregelt.

Der Quarz lässt sich accessorisch als Zwickelfüllung und in einzelnen Nestern als alpin gebildetes, granoblastisches, polygonales Mosaikgefüge beobachten.

Der Plagioklas tritt in der Grundmasse in 0,1–1 mm grossen Leisten und in porphyrischen Gängen ausserdem in 1–2 mm grossen Einsprenglingen auf. Die Plagioklase in wenig deformierten Gesteinen sind alle polysynthetisch verzwilligt und stets, aber mit wenig Umwandlungsprodukten Klinozoisit und Sericit gefüllt. In alpin stark verschieferten Typen ist Albit zusammen mit Quarz zu einem polygonalen Mosaikgefüge rekristallisiert. Diese neugebildeten Albite weisen in der Regel keine Verzwilligung auf.

Der olivgrüne Biotit ist wahrscheinlich eine alpine Neubildung. Es handelt sich um denselben Biotit, der in stark verschieferten Zentrallaargranit-Proben neu gebildet wurde (Beschreibung siehe S. 32 und III. Teil).

In jedem Schliff findet man vereinzelte bläulichgrüne *Chloritschuppen* mit negativer Elongation.

In den Kersantiten tritt ein olivbrauner und ein farbloser Amphibol auf. In der Regel wird ein olivbrauner Kern von einem fast farblosen, hellgrünen Amphibol umrandet. Folgende optische Daten charakterisieren die beiden Amphibole:

Olivbrauner Amphibol:

Farbe im Dünnschliff:	$n\alpha$ = blassgrün, $n\gamma$ = olivbraun
Doppelbrechung	Δ = 0,025
Auslöschungswinkel	$c/n\gamma$ = 20°

Farbloser Amphibol:

Farbe im Dünnschliff:	$n\alpha$ = farblos, $n\gamma$ = blassgrün
Doppelbrechung	Δ = 0,021
Auslöschungsschiefe	$c/n\gamma$ = 13°

Wahrscheinlich handelt es sich beim olivbraunen Amphibol um den primär im Kersantit gebildeten Amphibol. Der farblose ist wenigstens z.T. sicher alpin gebildet worden; so tritt der farblose Amphibol z.B. in alpinen Klüften als Neubildung auf.

Der Epidot kommt als farbloser *Klinozoisit* mit niedriger Doppelbrechung und als *Pistazit* mit deutlich gelbem Pleochroismus und hoher Doppelbrechung vor. Wahrscheinlich ist der Epidot zu einem grossen Teil bei der Umwandlung (Sauritisierung) der Plagioklase entstanden.

Der Orthit bildet hypidiomorphe, kurzstengelige Kristalle mit einem intensiven Pleochroismus von $n\alpha$ = blassgrünlich zu $n\gamma$ = intensiv rotbraun. Die hypidomorphen Orthite sind stets von einem mehr oder weniger breiten, unregelmässigen Pistazit-Anwachssaum umgeben.

Pyrit ist alpin als idiomorphe Porphyroblasten gewachsen.

c) Spessartite

Makroskopische Beschreibung

Die Spessartite – feinkörnige, graugrüne Gesteine – sind stets durch die alpine Schieferung leicht parallel-texturiert und oft gefleckt, ähnlich wie die Kersantite. Die ungefähr 5 mm grossen Flecken können braun (Biotitaggregate) oder grün (Amphibolaggregate) gefärbt sein. Sie sind in der Regel auf den alpinen Schieferungsflächen zu ellipsenförmigen Striemen deformiert worden (siehe III. Teil). Ein feinkörniger Abkühlungsrand fehlt in der Regel an diesen an sich schon feinkörnigen Gesteinen.

Mikroskopische Beschreibung

Ein dichter Filz von Aktinolithnadeln, Sericit und Epidot macht eine Integrationsanalyse meist unmöglich. Es wurde nur ein Schliff auf dem Integrationstisch ausgemessen.

Modaler Mineralbestand der Probe SH 413 (641 290/139 000/2750):

Plagioklas	41 Vol.-%
Biotit	2 »
Amphibol	38 »
Epidot	11 »
Sericit	8 »
<hr/>	
	100 Vol.-%

In der amphibolreichen Probe SH 634 aus einem Spessartitgang vom Oberaletschgletscher (Koordinaten 640 680/140 760/2480) wurde der Mineralbestand auf ungefähr 30 Vol.-% Plagioklas und ungefähr 70 Vol.-% Amphibol geschätzt. In den Spessartiten lassen sich die gleichen Accessorien beobachten wie in den Kersantiten. In der Regel enthalten die Spessartite mehr Titanit als die Kersantite. Das Gefüge ist gleichkörnig, lepidoblastisch, und die Korngrösse variiert zwischen 0,05 und 0,5 mm. Die Mineralien verhalten sich optisch gleich wie diejenigen der Kersantite.

d) Vogesite mit Hornblendedioritschollen

Am Fuss der Sparrhorn-Westwand (Koordinaten 641 940/139 200/2900) sind zwei 40–80 cm mächtige, hellgraue Gänge mit mehrere Dezimeter grossen, blaugrauen Schollen konkordant in den quarzdioritischen Gneisen eingelagert. Sie fallen mit Fallazimut 164° und Fallwinkel 58° nach SE ein und werden von der alpinen Schieferung (S_1), die hier mit Fallazimut 142° und Fallwinkel 74° steil gegen SE einfällt, unter einem spitzen Winkel geschnitten – wie die gleich orientierten Quarzporphyre in diesem Grat (vgl. Fig. 42 und III. Teil). Andererseits sind diese Vogesite jünger als die Migmatisation im Altkristallin. Die genaue, relative zeitliche Stellung der Vogesitintrusion kann nicht bestimmt werden, da Kontakte mit dem Aaregranit oder andern jungen Ganggesteinen fehlen.

Makroskopische Beschreibung

In einer hellgrauen, feinkörnigen Grundmasse «schwimmen» 0,5–30 cm grosse, ellipsoidförmige, schiefergraue Schollen. Durchschnittlich 0,3 mm grosse, gelbgrüne Flecken (Aktinolithaggregate) verteilen sich regelmässig über die Grundmasse und die Schollen. Das Gestein ist derart bis an den Kontakt ausgebildet. Die Schollen und Aktinolithnester sind in der alpinen Schieferung (S_1) geplättet und parallel der allgemeinen Mineralstreckung (L_1), die in der Schieferungsebene mit 85° steil gegen Osten einfällt, gelängt (siehe III. Teil).

Mikroskopische Beschreibung

Ein genaues Ausmessen des modalen Mineralbestandes auf dem Integrationstisch war unmöglich, da ein feiner Filz von Sericit und Aktinolithnadeln das Gefüge durchdringt. Der modale Mineralbestand wurde geschätzt.

Probe SH 404 (641 900/139 200/2880)

hellgraue Grundmasse:		schiefergraue Schollen:	
Mikroclin	30 Vol.-%		
Plagioklas	20 »	Plagioklas	10 Vol.-%
Amphibol	50 »	Amphibol	90 »
<hr/>		<hr/>	
	100 Vol.-%		100 Vol.-%

Der Volumenanteil der Schollen zur Grundmasse verhält sich ungefähr 1:1. Als accessorische Mineralien wurden Sericit, Biotit, Chlorit, Epidot, Orthit, Titanit und Apatit gefunden.

Das Gefüge ist deutlich paralleltexturiert und wird von einem Filz von wahrscheinlich alpin gebildetem Sericit und Aktinolith (als Nadeln) durchsetzt. Die Kalifeldspäte sind frei von diesen beiden Mineralien.

Der *Kalifeldspat* mit einer sehr schönen Mikroklingitterung ist durch zahlreiche Einschlüsse wolkig getrübt. Die Körner sind fremdgestaltig ausgebildet.

Der *Amphibol* zeigt die gleichen optischen Eigenschaften wie in den Spessartiten und Kersantiten. Olivbraune Amphibole kommen selten vor. Der grösste Teil, wenn nicht aller Aktinolith ist in diesem Gestein alpin neu gebildet worden.

Der *Apatit* ist in kurzen hexagonalen Stengeln mit Basispinakoid kristallisiert. Ein bräunlichvioletter Kern wird zonar von einem farblosen Saum ummantelt.

Die übrigen Mineralien zeigen die gleichen optischen Eigenschaften wie in den Kersantiten und Spessartiten.

6. Molybdänit-Quarzgänge und -nester

Vorkommen und Alter

Die wenigen Molybdänit-Quarzgänge und -nester treten im Dach der Grisighorn-Granitzunge, in den altkristallinen Hüllgesteinen und im Zentralen Aaregranit auf. Die von mir beobachteten Vorkommen sind auf Taf. I und Fig. 13 eingetragen. Ich fand in der Literatur keine Angaben über Molybdänitvorkommen in meinem Untersuchungsgebiet. Die ähnlich ausgebildete Molybdänit-Lagerstätte im Lägendgrat befindet sich in den altkristallinen Hüllgesteinen direkt über der hier abtauchenden Grisighorn-Granitzunge (SWIDERSKI, 1919, HUTTENLOCHER, 1921 *a*, und LEDERMANN, 1955).

Der Molybdänit bildet einzelne bis 2 cm grosse Blätter im Zentrum von reinen Quarzgängen und -nestern. Die Gänge sind einige Millimeter bis 10 cm mächtig, die Nester meist einige Zentimeter, selten bis 60 cm breit.

Ein Molybdänit-Quarzgang durchschlägt im Grisighorn-Nordgrat (Koordinaten 638 550/137 700/3020) einen hydrothermalen sulfidischen Erzgang, der demnach älter ist. Nach HUTTENLOCHER und LEDERMANN sind die Molybdänit-Quarzgänge im Lägendgrat stets jünger als die Quarzporphyre. Die Molybdänit-Quarzgänge und -nester wurden durch die NE-streichende alpine erste Schieferung (S_1) überprägt.

Petrographische Beschreibung

Die Molybdänit-Modifikation wurde mit Pulver-Röntgenaufnahmen bestimmt. Nach den Angaben in GRAESER (1964) handelt es sich stets um die Modifikation Molybdänit 2H. Die von mir beobachteten Molybdänit-Quarzgänge in meinem Untersuchungsgebiet sind nach der Beschreibung von HUTTENLOCHER (1921 *a*) gleich ausgebildet wie diejenigen der Molybdänit-Lagerstätte im Lägendgrat, 2 km südwestlich meines Untersuchungsgebietes. Der Molybdänit bildet hier durchschnittlich zentimetergrosse Schuppen im Zentrum von reinen Quarzgängen. LEDERMANN (1955), der die Molybdänit-Lagerstätte im Lägendgrat eingehend untersuchte, beschreibt auf S. 24 unten die Molybdänit führenden Quarzgänge folgendermassen:

«U. d. M. (Unter dem Mikroskop) erweisen sich die Adern als \pm reine Quarzgänge mit einem feinkörnigen, schwach verzahnten Mosaik von Quarzkörnern (aplitische Pflasterstruktur). Etwas grobkörniger entwickelte Partien und vereinzelte grössere Quarzindividuen sind leicht undulös bis gebrochen. Auf Korngrenzen ist auch etwa Limonit vorhanden und selten Sericitflitterchen und Muskowitblättchen. Viele Adern weisen Sericit auf schmalen Zügen und kleine Individuen von Perthit und Plagioklas auf. Im allgemeinen sind keine spezifisch pneumatolytischen Mineralien nachweisbar. Solche treten sehr selten auf, dann nesterweise gehäuft.

Nach diesen Beobachtungen müssen die Adern als Quarzgangstrümer mit Tendenz zu aplitisch-pegmatitischem Chemismus betrachtet werden. Sie sind die Spätprodukte der pegmatitischen Phase einer Granitintrusion, mit grösster Wahrscheinlichkeit der unterteufenden Aaregranitintrusion (= Zentral-Aaregranitintrusion), die in eine während einer vorausgehenden orogenetischen Phase zertrümmerte Zone eindringen konnte.»

Als sehr seltene Begleitmineralien, die zusammen oder nahe beim Molybdänit auftreten, fand LEDERMANN im Lägendgrat: roten Fluorit, «zu Schnüren zerriebene Granate», Pyrit, Zinkblende und Molybdänocker. SWIDERSKI (1919) fand Topas und FEHLMANN (vgl. LEDERMANN, 1955) Arsenkies.

Bei den «zu Schnüren zerriebenen Granaten» handelt es sich wahrscheinlich um alpidisch gebildete Granate (siehe III. Teil).

Genese

Alle aus dem Aarmassiv beschriebenen Molybdänit-Vererzungen (FELLENBERG, 1893, KÖNIGSBERGER, 1914, SWIDERSKI, 1919, HUTTENLOCHER, 1921 *a*, MINDER, 1932, STALDER, 1964, und nach eigenen Beobachtungen) kommen in der nähern Umgebung des Kontaktes im Dach des Aaregranites, im Aaregranit und

in den altkristallinen Hüllgesteinen vor. Ausserdem fand ich in einer Druse in der aplitischen Randfacies des Granites (siehe S. 40) ebenfalls Molybdänit 2H. Es ist auf Grund der Verbreitung evident, dass diese Vererzungen direkt im Anschluss an die Intrusion des Aaregranites und seiner Ganggesteine gebildet wurden. Alle Molybdänit-Quarzgänge und -nester in meinem Untersuchungsgebiet und im Lägendgrat sind nach eigenen Beobachtungen von alpidischen Schieferungen überprägt worden (es wurden auch Dünnschliffe von Huttenlocher vom Lägendgrat untersucht). Ebenfalls die von LEDERMANN gegebene, oben zitierte, mikroskopische Beschreibung von Molybdänit führenden Quarzgängen bestätigen meine Ansicht. Im Gegensatz zu LEDERMANN nehme ich nämlich an, dass die Sericitzeilen, die Muskowitblättchen und die «zu Schnüren zerriebenen Granate» alpidisch gebildet wurden. Ausserdem ist es nach eigenen Dünnschliffuntersuchungen nicht ausgeschlossen, dass die vereinzelter Perthit- und Plagioklaskörner, die LEDERMANN beschreibt, Nebengesteinseinschlüsse in den Quarzgängen sind.

Bei einer genetischen Deutung der Molybdänit-Vererzungen auf Grund des Mineralbestandes und des Korngefüges muss man sehr vorsichtig sein, da die Überprägung durch die alpine Metamorphose bedeutend ist.

B. Zur Platznahme des Zentralen Aaregranites und der jungen Ganggesteine

In diesem Kapitel werden die Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse, die für die genetische Deutung der Platznahme des Zentralen Aaregranites wichtig sind, kurz zusammengefasst und interpretiert.

Während der hercynischen Orogenese intrudierte der Granit, der das Grisighorn aufbaut, als Schmelze in ein durchschnittlich N 60° E-streichendes Kluftsystem. Die Platznahme fand in mindestens zwei Intrusionen der Granitschmelze statt, die jede rasch – unter Ausbildung einer aplitischen oder porphyrischen Randfacies gegen das Altkristallin bzw. den früher intrudierten, bereits abgekühlten Aaregranit – erstarrte. Das heisst, die Grisighorn-Granitzunge ist in zwei oder mehreren zeitlichen Phasen bis zu ihrer endgültigen Grösse und Form gewachsen. Die Eruptivkontakte im Innern des Granitkörpers sind auf S. 41 ff. beschrieben. An den wenigen Apophysen des Zentralen Aaregranites kann man mit geometrischen Kriterien zeigen (siehe S. 52), dass es sich um echte spaltenfüllende Gänge handelt. Die Kontaktfläche der aplitischen Randfacies gegen die altkristallinen Hüllgesteine verlaufen im Aufschluss als messerscharfe Linien. Die Migmatit- und Gneisstrukturen im Altkristallin werden vom Granit diskordant abgeschnitten (Fig. 15, 19, 23).

Ich schliesse mich folgenden Ansichten HUTTENLOCHERS an (1947, S. 97):

«Der Granit erscheint als eine in relativ hoch gelegenem Niveau rasch erstarrte, viskose, kieselsaure Granitschmelze; sie drang in einen schon in weit zurückliegenden Zeitabschnitten umgeformten Gesteinskomplex ein oder wurde auch mehr oder weniger passiv in diesen hineingepresst.»

Die Raumschaffung ist also mit grösster Wahrscheinlichkeit durch rein mechanische Veränderungen im Bau der Altkristallingesteine vor sich gegangen. Das Ergebnis meiner Untersuchungen ist auf dem Blockdiagramm (Fig. 13) und dem Profil (Fig. 14) dargestellt; es soll hier kurz zusammengefasst werden. Die Bänderung in den altkristallinen Hüllgesteinen fällt isoklinal, mit durchschnittlich 70° gegen SE ein. Der Eruptivkontakt der Grisighorn-Granitzunge verläuft im Dach ungefähr senkrecht zu diesem Parallelgefüge; an der SE-Flanke schneidet der Eruptivkontakt – gleich wie die Apophysen im Dach des Granitkörpers – die Altkristallin-Strukturen unter einem spitzen Winkel. *Die Spalten, die durch die Apophysen gefüllt wurden, und die Eruptivkontaktfläche auf der SE-Flanke der Grisighorn-Granitzunge gehören einem bestimmten System von parallelen Klüften an* (vgl. Diagramm D 5 und Fig. 14). Auf der NW-Seite wird die Grisighorn-Granitzunge von einem alpinen Bruch begrenzt. Die Raumschaffung kann ich mir am einfachsten folgendermassen erklären: Im isoklinal verfalteten Altkristallin sind durch Zugspannungen diskordante, ungefähr N 60° E-streichende Klüfte aufgerissen, welche mit der Granitschmelze gefüllt wurden; dabei sind die Gesteine, die ursprünglich den Raum der Grisighorn-Granitzunge einnahmen, in die Tiefe versenkt worden. Der Bau der altkristallinen Hüllgesteine, die über dem Dach und südöstlich der Grisighorn-Granitzunge liegen, wurde dabei nur unwesentlich verändert.

Die Granitschmelze kam beim Aufsteigen – noch in grösserer Tiefe – in Kontakt mit bereits erstarrten Teilen eines etwas dunkleren und grüneren Granittypes, von welchem einzelne Schollen in die Höhe mit-

gerissen wurden. *Nebengesteinsschollen*, die aus der Tiefe mit der Schmelze aufgestiegen sind oder die bei der Platznahme aus den altkristallinen Hüllgesteinen herausbrachen, wurden zu *Hornfelschollen* umgewandelt. *Diese Schollen sind in Kontaktnähe und in einem Streifen, der in Richtung N 60° E durch den Zentralen Aaregranit zieht, besonders häufig.*

Die intrudierende Schmelze enthielt z. T. bereits Einsprenglinge von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas (korrodierte Einsprenglinge in der porphyrischen Randfacies). Die beginnende Auskristallisation der sich beim Emporsteigen abkühlenden Schmelze verursachte eine thermisch retrograde Dampfdrucksteigerung (P. NIGGLI, 1920). Man findet die Produkte einer an leichtflüchtigen Bestandteilen reichen Phase bzw. eines Phasengemisches einerseits in den pegmatitischen Schlieren im Granit, die in Kontaktnähe am häufigsten sind, und andererseits in Nestern vorwiegend in den Dachregionen innerhalb der Grisighorn-Granitzunge.

Die Pegmatitschlieren treten häufig zusammen mit Aplit- und Biotitschlieren auf (Fig. 24). *Die Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren regelten sich in der aufsteigenden Schmelze parallel einem Gewölbe*, dessen Längsachse gleich wie die äussere Eruptivkontakthfläche der Grisighorn-Granitzunge orientiert ist (vgl. Diagramm D 2 und Taf. I). Beim Einströmen wurden einige Schlieren verfaltet (vgl. S. 42). *Das Schliergewölbe der Grisighorn-Granitzunge wird am NW-Rand des Granitkörpers durch einen alpinen Bruch abgeschnitten* (Fig. 13 und 14). «Lineare Fliessspuren» («Faser», H. CLOOS, 1925, 1928), die nach CLOOS in der Regel zusammen mit Schlieren («flächigen Fliessspuren») auftreten, fand ich im Zentralen Aaregranit nicht. Möglicherweise waren solche vorhanden, sind aber heute wegen der Überprägung des Granites durch die alpidischen Schieferungen nicht mehr erkennbar.

Der Granit ist im Zentrum der Grisighorn-Granitzunge etwas dunkler und grüner gefärbt als am Rand. Der «weisse» und der «grüne» Granit gehen fliessend ineinander über. Der «grüne» Granit am Oberaletschgletscher enthält bis dezimetergrosse *biotitreiche Butzen*. Diese sind möglicherweise durch Zusammenballen von Erstkristallisaten entstanden. *Die basischen Butzen sind alpin parallel zur ersten Schieferung (S₁) geplättet worden, und zwar diskordant zu den Schlieren im Granit* (Diagramm D 11 und Fig. 25).

Die mit klassischen Methoden feststellbaren Umwandlungen an den Eruptivkontakten der Grisighorn-Granitzunge sind sehr gering. *In einem dezimeter- bis meterbreiten Streifen wurde in den altkristallinen Hüllgesteinen Amphibol in Biotit umgewandelt. Andererseits diffundierten Stoffe aus dem Nebengestein in die aplitische Randfacies.* Diese reagierten mit den Granitmineralien und führten zur Kristallisation von *Biotit-Granatnestern* (Fig. 17, 18, 23). Es kann nicht erstaunen, dass die vorwiegend migmatischen Hüllgesteine des Aaregranites, die bei der Intrusion der Granitschmelze bereits in der Almandin-Amphibolitfacies vorlagen (I. Teil), nur sehr wenig durch die Kontaktmetamorphose überprägt wurden.

Unmittelbar nach der Platznahme des Granites kamen im Dach der Grisighorn-Granitzunge *auf E-W-streichenden und senkrecht stehenden Spalten eisenreiche, sulfidische Erzlösungen zum Absatz*. Es entstanden *echte, spaltenfüllende Fe-Cu-Erzgänge* und «greisenähnliche», *metasomatische Gänge*. Wahrscheinlich besteht ein genetischer Zusammenhang zwischen diesen sulfidischen Erzgängen und den zwei von VON FELLEBERG (1893) beschriebenen Bleiglanz-Kupferkiesgängen in der Massaschlucht – besonders da der eine der beiden Gänge, der zwischen 1850 und 1860 entdeckt und später zur Silbergewinnung ausgebeutet wurde, ebenfalls genau E-W streicht und die N 60° E-streichende Gneisschieferung unter einem spitzen Winkel schneidet.

Die metasomatischen Erzgänge in meinem Untersuchungsgebiet wurden anschliessend von jüngern *Aplit- und Pegmatitgängen* durchschlagen. *Die Aplitgänge durchziehen in vielen verschiedenen Richtungen den Granitkörper* (Diagramm D 4). Es handelt sich wahrscheinlich um *Kontraktionskluftfüllungen*. Sicher ist die räumliche Orientierung der verschiedenen Aplitgänge nicht zufällig. Ich konnte aber keine gesetzmässigen Beziehungen – z. B. im Sinne der CLOOSSchen Granittektonik – zwischen der äusseren Form und dem Schlierenbau der Grisighorn-Granitzunge einerseits und der Raumlage der Aplitgänge andererseits nachweisen. *Gleiche Aplitgänge füllten dagegen im Altkristallin*, wo sie in der nähern Umgebung der primären Eruptivkontakte sehr häufig auftreten, *ein System von parallelen Spalten*, das gleich orientiert ist wie die Apophysen der Grisighorn-Granitzunge und das wie diese die altkristalline Gesteinsbänderung und Gneisparalleltexur in der Regel unter einem spitzen Winkel schneidet (Diagramm D 5 und Fig. 15, 27). Die parallelen Aplitgänge sind mit Fallazimut 154° und Fallwinkel 60° nach SE geneigt. Die *Granitporphyre* intrudierten wahrscheinlich ungefähr gleichzeitig wie die Aplitite das gleiche Spaltensystem.

Anschliessend an die Intrusion der Aplite und Granitporphyre wurden *Quarzporphyre* und *Lamprophyre* gefördert. Die Aplite und Granitporphyre werden stets diskordant von den jüngern Quarzporphyren und Lamprophyren durchschlagen. Nur an einer Stelle in meinem Untersuchungsgebiet konnte ich das relative Alter zwischen einem Quarzporphyrgang und einem Lamprophyr bestimmen. Im Grat, der das Grisighorn mit dem Unterbächhorn verbindet, wird ein 2 m mächtiger Quarzporphyrgang vom Typ *e* diskordant von einem jüngeren Kersantit durchschlagen (vgl. Taf. I). Auf Grund dieser einen Beobachtung kann man aber noch nicht sagen, dass alle Quarzporphyre, die in sehr verschiedenen Typen auftreten, älter sind als die Lamprophyre.

Der Quarzporphyr Typ *e* (siehe Tab. 3, S. 55) bildet zwei Gänge im Grat, der das Grisighorn mit dem Unterbächhorn verbindet. Der eine der beiden 2 m mächtigen Gänge ist konkordant mit Fallazimut 146° und Fallwinkel 75° in eine 2–6 m mächtige *Deformationsbreccie* eingedrungen. Die Breccie ist auf dem Blockdiagramm (Fig. 13) als hercynischer Bruch eingezeichnet. *Der Quarzporphyrgang und die Deformationsbreccie werden diskordant von einem Kersantitgang durchschlagen.* Das relative Alter zwischen dieser Deformationsbreccie und dem Zentralen Aaregranit konnte nicht bestimmt werden. Es ist möglich, dass die Breccie während der Raumschaffung für die Grisighorn-Granitzunge entstanden ist.

Alle Quarzporphyre intrudierten ein System von parallelen Spalten, die mit Fallazimut 146° und Fallwinkel 70° (im Durchschnitt) gegen SE einfallen (Diagramm D7 und D8.) Nach dem Mineralbestand der Schmelze können die Quarzporphyre in zwei Gruppen, die an bestimmte massivparallele Zonen gebunden sind, eingeteilt werden (vgl. dazu Tab. 3, S. 55). Die erste Gruppe von Quarzporphyren mit den Hauptgemengteilen Quarz und Albit tritt in einer ungefähr 1 km breiten Zone auf, die vom Foggenhorn und Murmeltkumme über Blatten–Riederfurka–Bettmersee nach ENE zieht. Die zweite Gruppe mit den Hauptgemengteilen Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit tritt in einer anderen Zone am Südkontakt und in einer dritten Zone am Nordrand der Grisighorn-Granitzunge auf. *Die Quarzporphyre können als Leitgesteine für die Altersbestimmung der Kristallingesteine des Aarmassives benutzt werden.* Ähnliche Quarzporphyre, wie sie in meinem Untersuchungsgebiet auftreten, die massivparallel streichen und steil nach SE bis SSE einfallen, sind aus dem ganzen Aarmassiv bekannt. Die Gänge sind stets jünger als der Zentrale Aaregranit. Nach HUTTENLOCHER (1933) schneidet die Transgressionsfläche an der Basis der Trias bei Ausserberg die Quarzporphyre diskordant ab. BAER (1959) beschreibt von der Basis der Triasquarzite von Ausserberg eine Schicht von fraglichen Permsandsteinen bis -konglomeraten. *Der Zentrale Aaregranit und seine Ganggesteine sind also sicher älter als die Triasquarzite.*

Die *Lamprophyre* in meinem Untersuchungsgebiet intrudierten Spalten, die steil nach Osten, Südosten bis Süden einfallen (Diagramm D6). *Im Gegensatz zu den Apliten sind die Quarzporphyre und Lamprophyre im Aaregranit im Raume gleich orientiert wie in den altkristallinen Hüllgesteinen. Fast alle der Lamprophyrgänge treten in einer ungefähr 500 m breiten und mindestens 4 km langen Geländezone auf, die ungefähr senkrecht zum Streichen der Grisighorn Granitzunge NNW–SSE durch den Granit zieht.* Diese Querzone verläuft von den Felsen am rechten Ufer des Oberaletschgletschers, gegenüber der SAC-Hütte, in SSE-Richtung zwischen Hohstock und Sparrhorn gegen den Tyndallstein (vgl. Taf. I). Diese Lamprophyrzone setzt sich wahrscheinlich noch in grössere Tiefe fort. Ich vermute, dass an dieser Zone ein nordöstlicher und ein südwestlicher Kristallinblock gegeneinander bewegt wurden. Diese Bewegungen verursachten das Aufreissen von Zugklüften (Fiederklüfte), welche mit lamprophyrischer Schmelze gefüllt wurden.

Nach der Intrusion der Ganggesteine entstanden in Kontaktnähe im Dach der Grisighorn-Granitzunge (im Altkristallin sowie im Zentralen Aaregranit) Molybdänit-Quarzgänge und -nester (Fig. 13). Diese Molybdänit-Quarzgänge durchschlagen diskordant die sulfidischen Fe-Cu-Erzgänge. In der Molybdänit-Lagerstätte im Lägendgrat, die über der im Südwesten abtauchenden Grisighorn-Granitzunge liegt, werden Quarzporphyre von jüngern Molybdänit-Quarzgängen durchsetzt (HUTTENLOCHER, 1921 a, LEDERMANN, 1955). Letztere treten nach LEDERMANN zur Hauptsache in den beiden folgenden Kluftsystemen auf: Fallazimut $170\text{--}180^\circ$ /Fallwinkel $30\text{--}60^\circ$ und Fallazimut 120° /Fallwinkel 70° . In meinem Untersuchungsgebiet konnte ich das relative Alter der Molybdänit-Vererzungen gegenüber den Apliten, Quarzporphyren und Lamprophyren nicht bestimmen. Es sei hier noch erwähnt, dass eine pegmatitische Druse der aplitischen Randfacies im NW-Grat des Sparrhornes Molybdänit führt (siehe S. 40).

Alle die im II. Teil beschriebenen Gesteine werden von der tertiären, alpinen Metamorphose überprägt. Diese Überprägung wird im folgenden III. Teil eingehend behandelt. MINDER (1932) und LIECHTI (1933) haben alpine Quarzgänge, Klüfte, Schieferungen und Scherflächen als hercynische Bildungen der Granittektonik gedeutet, da sie oft parallel zu hercynischen Strukturen verlaufen. KOENIGSBERGER (1933) und P. NIGGLI (1933) weisen aber auf das alpine Alter der Zerrklüftbildungen, die MINDER als letzte hydrothermale Bildungen auf Lagerklüften der hercynischen Zentral-Aaregranitintrusion betrachtet, hin.

Im folgenden III. Teil werde ich zeigen, dass die alpine Gefügeprägung mit der Anlage der ersten alpinen Schieferung (S_1), die mit durchschnittlichem Fallazimut 135° und Fallwinkel 70° gegen SE einfällt, beginnt. Diese Schieferung schneidet die Quarzporphyrgänge, die Lamprophyre und die Aplitgänge im Altkristallin unter einem spitzen Winkel (Fig. 32).

III. Teil: Alpiner Bau, alpine Bewegungen und alpine Mineralneubildungen

A. Allgemeine Übersicht

Man beobachtet im Untersuchungsgebiet eine bestimmte Gefügeprägung und damit gleichaltrige Mineralneubildungen, die stets jünger sind als die Aplite, Quarzporphyre und Lamprophyre. Ich werde zeigen, dass diese Metamorphose alpines Alter besitzt. Schon beim ersten Betrachten im Felde fällt dem Geologen auf, dass der Zentrale Aaregranit von verschiedenen Schieferungen und Scherflächen durchsetzt wird. Eine NE-streichende und steil nach SE einfallende Schieferung herrscht im allgemeinen vor. Auf Grund dieser gneisigen Ausbildung hat VON FELLEBERG (1893) den petrographisch richtigen Namen «zentraler Granitgneis» geschaffen. Erst später wurde durch ALB. HEIM (1921) der heute gebräuchliche Name «Zentraler Aaregranit» eingeführt. Die Felduntersuchungen haben nun gezeigt, dass der Aaregranit und die altkristallinen Hüllgesteine durch bestimmte einander zeitlich ablösende Schieferungssysteme deformiert wurden (vgl. dazu die Darstellung auf Fig. 30 und die Karten der alpinen Tektonik auf Taf. II). Das in der *ersten Phase* gebildete System fällt mit Fallazimut 135° und Fallwinkel 70° gegen SE ein, wobei südöstlich gelegene Gesteinspakete gegenüber den nordwestlichen relativ aufgeschoben wurden. In der *zweiten Phase* wurden durch Blattverschiebungen an einem E-streichenden, mit 80° gegen S einfallenden Schieferungssystem die südlichen Teile gegenüber den nördlichen relativ nach W transportiert. In der *dritten Phase* fanden ebenfalls Blattverschiebungen an vereinzelt N- bis NW-streichenden und senkrecht stehenden Scherflächen und Schieferungszonen statt, wobei östliche Teile relativ nach N verschoben wurden. In der *vierten Phase* wurde an horizontalen bis wenig geneigten Scherflächen das Hangende in nordwestlicher Richtung überschoben. Abschliessend entstanden in einer letzten, *fünften Phase* die meist offenen «alpinen» Zerrklüfte. Die einige Millimeter bis 70 cm breiten Spalten dieser Zerrklüfte zeigen zwei bevorzugte Orientierungen. Die meisten Flächen der Spalten fallen durchschnittlich mit Fallazimut 40° und Fallwinkel 45° gegen NE ein. Nur wenige Klüftflächen fallen mit Fallazimut 240° und Fallwinkel 25° gegen SW ein.

Diese Aufeinanderfolge der fünf Phasen gilt für einen bestimmten Bereich. Es ist nun aber denkbar, dass, während sich an einer Stelle noch die erste Schieferung entwickelt, an einer anderen Stelle die erste Schieferung bereits durch Blattverschiebungen an E-W-streichenden Scherflächen S_2 abgelöst wird. Ausserdem gibt es einige wenige NE-streichende Mylonite parallel zu S_1 , wie z. B. die ungefähr 50 m mächtigen Hauptmylonitzonen am Nord- und Südkontakt der Grisighorn-Granitzunge, an welchen noch Bewegungen nach dem Aufreissen der offenen Zerrklüfte stattfanden. Es konnte in den Blastomyloniten nicht festgestellt werden, ob diese Aufschiebungsbewegungen an S_1 in der ersten Phase begannen und alle fünf Phasen überdauerten oder ob hier nur zu bestimmten Zeiten Bewegungen stattfanden.

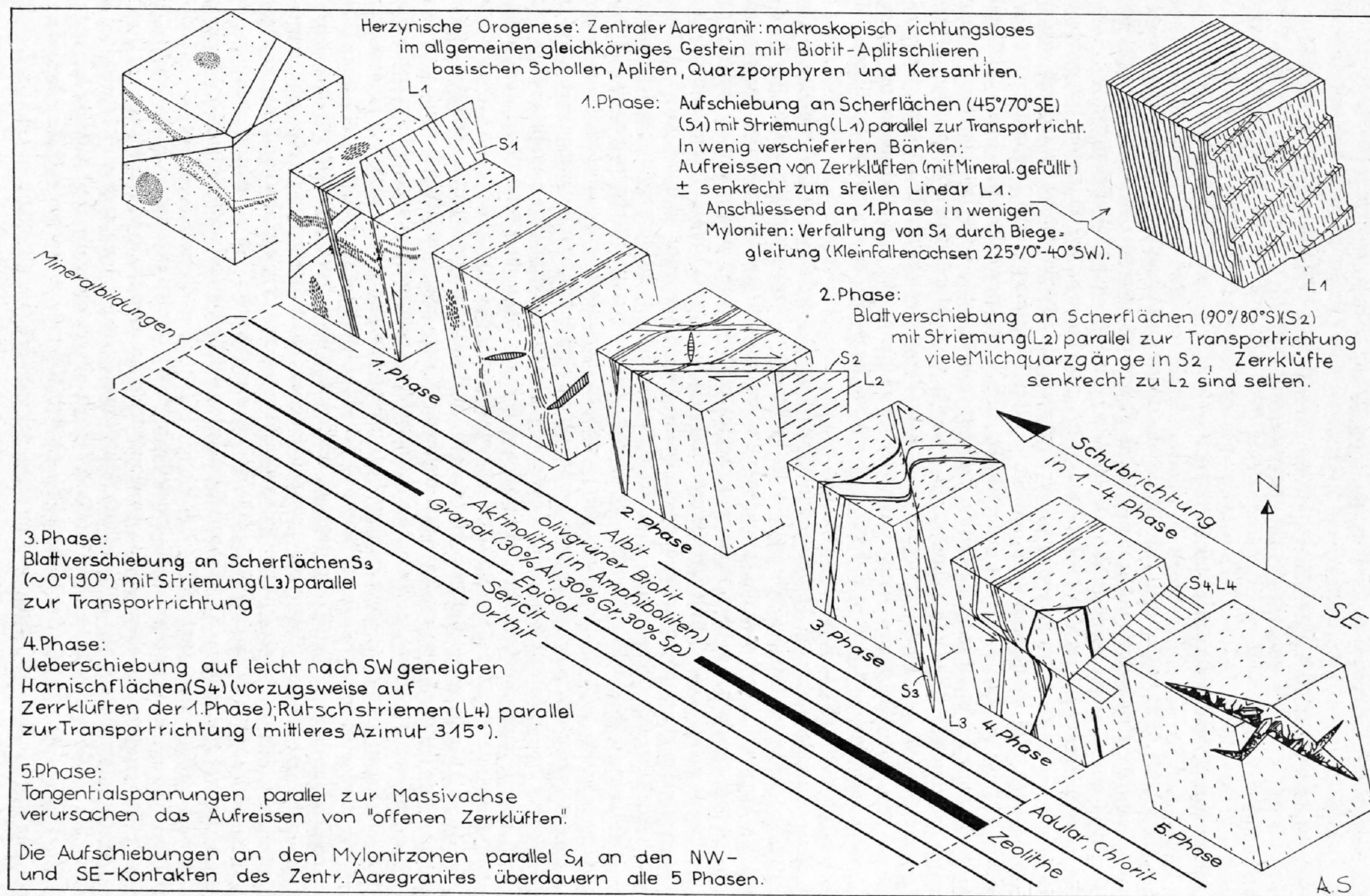


Fig. 30. Schema der alpinen Metamorphose (im Zentralen Aaregranit).

B. Erste Phase

Erste Schieferung (S_1) und Mineralstreckung (L_1), Verbreitung der ersten Schieferung (S_1), Kleinfalten, vollständig mit Quarz gefüllte Zerrklüfte.

Erste Schieferung (S_1) und Mineralstreckung (L_1)

ALB. HEIM (1921, S. 81 ff.) beschreibt ausführlich die steilstehende, parallel zur Längsachse des Aar-massives streichende «Druckschieferung» mit der steilen «Streckungsfaser» parallel zur Transportrichtung. LABHART (1965) und ich bezeichnen diese «Druckschieferung» als erste alpine Schieferung (S_1).

Die erste Schieferung fällt im Mittel mit Fallwinkel 70° genau gegen SE ein (Diagramm D9) und bildet mit den Apophysen des Zentralen Aaregranites, den Apliten im Altkristallin und den Quarzporphyren, die mit Fallazimut $150-154^\circ$ und Fallwinkel 60° nach SE einfallen (Diagramme D7 bis D10 und Fig. 32) einen spitzen Winkel. Diese Richtung ändert sich in der Regel je nach Art und Beschaffenheit der Gesteine. Durchsetzt die Schieferung eine Stoffbänderung oder ein Ganggestein diskordant, so wird im widerstandsfähigeren Gestein die Schieferung von der Materialgrenze weg abgelenkt, während sich diese in leicht deformierbaren Gesteinen der Grenzfläche anschmiegt. Im Aaregranit kann diese Erscheinung sehr schön an Apliten, als massige und sehr widerstandsfähige Gesteine einerseits und an Kersantiten und Quarzporphyren andererseits, die sehr leicht verschiefert werden, beobachtet werden. Es ist dies eine bekannte Erscheinung, die bereits ALB. HEIM (1921, S. 143, Fig. 45) beschreibt.

In dieser ersten Schieferung (S_1) liegt eine Mineralstreckung (L_1), welche an Biotit-Sericitstriemen gut erkenntlich ist, steil gegen Osten einfällt und mit der Falllinie einen Winkel von durchschnittlich 10° einschliesst. Die basischen Butzen und die Hornfelsschollen im Zentralen Aaregranit sind zu flachellipsoidförmigen Körpern verschiefert worden. Die kürzeste Achse der Ellipsoide steht senkrecht zur Schieferungsebene, die längste Achse ist parallel zur Streckungsrichtung (L_1) orientiert. Auf Fig. 25 kann man erkennen, dass basische Butzen gleich deformiert sind wie die Biotitnester im Aaregranit; d. h. die basischen Butzen und die Biotitnester wurden durch den gleichen Mechanismus geplättet. Im Dünnschliff von deformierten, biotitreichen Butzen erkennt man ellipsenförmige Querschnitte von Sericithäufchen (es handelt sich wahrscheinlich um sericitisierte Plagioklase), deren Form kongruent zum ellipsenförmigen Schollenumriss ist und die mit ihren Achsen gleich orientiert sind wie die Achsen des ellipsenförmigen Schollenquerschnittes. Die Schollen sind mit ihrer grössten Fläche deutlich diskordant, oft rechtwinklig zu den beim Einströmen gebildeten Schlieren im Granit orientiert. Ihre Deformation ist nach der Platznahme durch die Überprägung des Zentralen Aaregranites durch die erste alpine Schieferung (S_1) erfolgt.

Das relative Alter der ersten alpinen Schieferung (S_1) zu den späthercynischen Gesteinen kann bereits im Felde eindeutig bestimmt werden. Die erste Schieferung ist stets jünger als die späthercynischen Ganggesteine; im Zentralen Aaregranit konnte keine ältere Schieferung nachgewiesen werden. Beim ersten flüchtigen Betrachten von biotitarmen Aplitgängen im biotitreichen Aaregranit, hat man oft den Eindruck, dass die erste Schieferung im Granit von einem jüngeren Aplitgang abgeschnitten wird, wie dies ROSIER (1931) auf einer Zeichnung darstellt. Bereits mit der Lupe erkennt man aber, dass die Schieferung stets ebenfalls den Aplit durchsetzt und damit eindeutig jünger ist als der Gang. Es ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass in intensiv verschieferten Aaregranittypen eine vielleicht vorhanden gewesene alte Paralleltexur von der ersten alpinen Schieferung (S_1) bis zur Unkenntlichkeit überprägt wurde. Dies ist leicht möglich, da sich ja bereits verschieferte Gesteine von einer subparallel aufgeprägten jüngern Schieferung leichter deformieren lassen als richtungslos-körnige Gesteine.

Die verschiedenen Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes wurden gleichartig von S_1 betroffen. Die Intensität der Überprägung ist einerseits von der räumlichen Lage eines Gesteins, andererseits von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig. Glimmerreiche Gesteine sowie Quarzporphyre werden im allgemeinen am leichtesten deformiert. Auf die räumliche Verteilung der ersten Schieferung (S_1) wird in einem spätern Abschnitt eingegangen (S. 69). Mit der Verschieferung treten Mineralneubildungen auf; diese erfahren auf S. 83 ff. eine eingehende Beschreibung.

Die Überprägung der hercynischen und älteren Gesteine durch die erste alpine Schieferung (S_1) lässt sich an der homogenen, grobkörnigen Facies des Zentralen Aaregranites am besten beobachten; sie soll daher im nachfolgenden näher beschrieben werden. Im Zentralen Aaregranit kommen alle Übergänge von einem richtungslos körnigen Granit bis zu alpinen Blastomyloniten vor. Durch alpine Metamorphose am wenigsten überprägte Aaregranittypen wurden auf S. 29 ff. bereits erwähnt. In den Blastomyloniten – dunkelgrauen, sehr feinkörnigen, gut paralleltexturierten Gesteinen – sind nur noch vereinzelte Relikte des Granites erhalten. Auf den Schieferungsflächen, nach welchen sich das Gestein sehr leicht spalten lässt, erkennt man Sericithäute und eine Biotit-Sericitstriemung (L_1) parallel zur Streckungsrichtung des Gesteins. Im Dünnschliff können folgende Mineralien bestimmt werden: Quarz, Albit, der in der Regel unverzwillingt ist, nur vereinzelte Mikroklinkörner (als Relikte), Sericit, olivgrüner Biotit und accessorisch Epidot-Orthit, Titanit, alpiner Granat, Zirkon, Erz und Carbonat. Die Mineralien Quarz, Albit, Sericit, olivgrüner Biotit, Epidot-Orthit, Granat, Pyrit und Carbonat sind in den Blastomyloniten alpin neu gebildet worden. Diese Mineralneubildungen werden in einem spätern Kapitel eingehend beschrieben.

In den Blastomyloniten bilden der Quarz und der Albit ein polygonales Mosaikgefüge. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich 0,01–0,1 mm. Die einzelnen Körner weisen meist eine leichte Längung parallel zur Streckungsrichtung auf. Die Plagioklase sind in der Regel nicht polysynthetisch verzwilligt. Sericit und Biotit lassen mit ihren {001}-Flächen eine Orientierung parallel zur Schieferungsfläche (S_1) erkennen (Diagramm D 12). Die Zirkone sind in die Schieferungsebene externrotiert und oft durch die Streckung parallel ihrer Längsachse zerrissen worden.

Zwischen diesen Blastomyloniten und dem richtungslos-körnigen Zentralen Aaregranit bestehen alle Übergänge. Eine geringe Verschiebung ist makroskopisch schon an der Deformation der schwarzen Biotitnester im weissen Granit leicht nachzuweisen. Auf Fig. 16a ist ein unverschiefter und auf Fig. 25 ein nur schwach verschiefter Aaregranit-Typ dargestellt. Die basischen Butzen auf Fig. 25 sind gleich wie die kleinen Biotitnester gelängt. Man vermutet auf dieser Abbildung ein konjugiertes Scherflächensystem ($S_{1s} + S_{1a}$), das symmetrisch zur Längsachse der basischen Butzen angeordnet ist. Im stärker verschieften Granit entwickeln sich immer deutlichere Scherflächen, die unregelmässig den Korngrenzen folgen und die in ihrem Gesamtverlauf parallel S_1 orientiert sind. Der Biotit verteilt sich in kleinen Schüppchen auf diesen Flächen. An zerscherten und versetzten Aplitgängen kann man erkennen, dass an diesen Scherflächen (S_1) einscharige Gleitung parallel L_1 stattfand, indem jeweils südöstliche Teile gegenüber nordwestlichen relativ aufgeschoben wurden. Im Zentimeter- bis Meterbereich findet oft durch diese einscharige, laminare Gleitung eine affine Deformation statt. In grösseren Dimensionen ist dagegen der Versetzungsbetrag an den Scherflächen sehr unregelmässig, d. h. die Deformation ist nicht affin. Bereits makroskopisch erkennt man, dass durch die Verschiebung Mineralkörner zerbrochen und Mineralien neu gebildet werden. Es bilden sich Sericithäute auf den Scherflächen. Auf den Sericithäuten lassen sich gelegentlich einzelne, Bruchteile von Millimetern grosse, orange Granatkörner nachweisen. Neben der hier beschriebenen echten Schieferung beobachtet man oft auch einzelne zu S_1 parallele, mit Sericit belegte, ebene Scherflächen. Auf den Sericithäuten der Scherflächen erkennt man die steile Mineralstreckung und Sericit-Biotitstriemen (L_1). An solchen Scherflächen werden Aplitgänge oft um Meterbeträge zerschert, indem auch hier jeweils südöstliche Teile gegenüber nordwestlichen relativ aufgeschoben sind.

Der Dünnschliff zeigt, dass die Überprägung des Granites durch die erste alpine Schieferung (S_1) ein sehr komplizierter Vorgang ist. Man beobachtet mechanische Deformationen und chemische Auflösung der Granitmaterialien und andererseits Neubildung von Mineralien. Auffallend ist das gleichsinnige Verhalten der drei Vorgänge: Mit zunehmender Verschiebung nehmen die mechanische Deformation, die Auflösungserscheinungen und die Mineralneubildungen alle ungefähr proportional zu. Mechanisch zerschert und zerbrochen werden alle Mineralien, zuerst der Quarz und der Biotit; letzterer wird ausserdem verbogen. Aufgelöst werden Quarz, Biotit, Chlorit, Plagioklas und nur sehr schwer der Mikroklin. Neubildungen liegen vor bei Quarz, Albit, Sericit, grünem Biotit, Epidot-Orthit, alpinem Granat, Pyrit und Carbonat. Der alpin gebildete Stilpnomelan wurde nur in alpin nicht oder nur sehr wenig deformierten Proben gefunden. Die alpin neu gebildeten Mineralien können alle aufgelöst werden.

Auf Fig. 31 sind Dünnschliffbilder von alpin durch die erste alpine Schieferung (S_1) überprägtem Zentralem Aaregranit abgebildet. Die mechanischen Deformationen, die Lösungsvorgänge und die Mineralneu-

Masse aufgelöst. In den zerscherten Plagioklasen bildeten sich Sericitschüppchen. Die Einschlüsse der voralpinen Biotite (Titanit und Erz) verteilten sich über die Scherflächen. Auf diesen Bewegungsbahnen entstand überdies Sericit. Die Sericitblättchen sind parallel zur Scherfläche geregelt. Vorwiegend am Rande der Bewegungsbahnen und im Druckschatten von grossen Mineralkörnern bilden Quarz, Albit und Carbonat ein polygonales Mosaikgefüge. 0,05–0,3 mm grosse Epidot- und wolkige, rotbraune Orthitkörner, die regelmässig von einem Pistazitsaum umgeben sind, bildeten sich in den Sericitmassen der Scherflächen. Ein alpiner Granat kristallisierte in sehr kleinen, idiomorphen Rhombendodekaedern in den Bruchteilen von Millimetern breiten Scherzonen und in saussuritisierten Plagioklasen. Solche Granate in der Quarzporphyrprobe (SH 555) enthalten ein S-förmig verbogenes si (Fig. 43). Die alpinen Granate sind also wenigstens zum Teil sicher synkinematisch mit der Verschiebung gewachsen.

Am Biotit kann die Auflösung mit zunehmender Verschiebung des Granites sehr gut beobachtet werden (Fig. 31a–c). Die alten, voralpinen Biotite enthalten im Gegensatz zu alpinen Neubildungen kleinste Körner von Erz und Titanit auf der Kornoberfläche und auf {001}-Spaltflächen. In dem durch die erste Schieferung (S_1) überprägten Aaregranit beobachtete ich, dass die alte Biotitsubstanz mit zunehmender Deformation abgebaut und durch kleine Biotitschüppchen, Sericit, Quarz, Albit oder selten Epidot ersetzt wurde. Schliesslich bilden in einem polygonalen Mosaikgefüge von Quarz und Albit oft nur noch die Titanit- und Erzkriställchen die Form des alten Biotites ab. Durch die erste alpine Schieferung (S_1) verkrümmte, voralpine Biotite blieben nur sehr selten erhalten. Der Biotit bildete sich neu in Form von einschlussfreien, olivgrünen Schüppchen, die auf den Bewegungsbahnen mit ihren {001}-Flächen parallel zu den Scherflächen orientiert sind.

Die präexistierenden Mineralkörner des Aaregranites zwischen den Bewegungsbahnen wurden auseinandergerissen. In den entstandenen Zerrspalten und im Druckschatten der Körner bildete sich ein polygonales Mosaikgefüge von Quarz, Albit und Carbonat. Es entstand hier ebenfalls Biotit; die Biotitblättchen sind in den Zerrspalten parallel zur Streckungsrichtung (Öffnungsrichtung der Klüfte) orientiert.

Der Mikroklin ist im Gegensatz zu Quarz, Plagioklas und Biotit gegen mechanische Deformation und chemische Auflösung sehr widerstandsfähig. Nur bei stärkster Verschiebung wird er mechanisch zerrieben, aufgelöst und durch Sericit ersetzt. In den Blastomyloniten findet man in der Regel noch Reste von voralpinen, perthitischen Mikroklinkörnern.

Im folgenden sei noch kurz die *Überprägung der Quarzporphyre durch die erste alpine Schieferung (S_1)* beschrieben. Die Quarzporphyre wurden unter den verschiedenen Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes am intensivsten von der ersten Schieferung überprägt. Es entstanden weisse, gut paralleltexturierte Blastomylonite mit schwarzen Biotitstriemen auf den Schieferungsflächen. Bei den Biotitstriemen handelt es sich um ausgewalzte und feinschuppig rekristallisierte Biotit-Einsprenglinge. Die Grundmasse ist wie bei den Blastomyloniten sehr feinkörnig rekristallisiert. Die Korngrösse der Grundmasse variiert zwischen 0,01 und 0,1 mm. Die Quarz-, Albit- und Mikroklin-Einsprenglinge und die langprismatischen Zirkone sind mit ihren längsten Achsen (nach der Korngestalt) in die Schieferungsebene externrotiert worden. Parallel zur Streckungsrichtung orientierte Mineralkörner wurden oft durch Zug zerrissen, wobei die Zerrspalten mit Quarz, Albit, olivgrünem Biotit und Karbonat ausheilten. Die Biotitblätter in den Zerrspalten sind parallel zur Streckungsrichtung orientiert. Alpine Granate wurden in den Quarzporphyrgängen nur sehr selten gebildet. Die Probe SH 555 (Fig. 43) enthält einige Granatporphyroblasten, die während des Wachstums durch die Verschiebung externrotiert wurden. Das si ist S-förmig verbogen. An diesem Quarzporphyrgang wurden durch laminare Gleitung parallel zum steilen Linear L_1 ebenfalls südöstliche Teile gegenüber nordwestlichen relativ aufgeschoben.

Ein Amphibolit, der von der ersten alpinen Schieferung (S_1) überprägt wurde, wird auf S. 81 eingehend beschrieben.

Verbreitung der ersten alpinen Schieferung (S_1)

Die erste alpine Schieferung (S_1) wurde überall im kartierten Gebiet beobachtet. Einmal tritt sie als echte Schieferung mit parallelen Schieferungsflächen, die sehr engständig das Gestein durchsetzen, und ferner in allen Übergängen zu parallelen Scherflächen, die oft einige Dezimeter bis Meter auseinander liegen,

auf. Die Gesteine des Untersuchungsgebietes wurden verschieden stark durch die erste alpine Schieferung (S_1) überprägt. In den altkristallinen Hüllgesteinen südlich der Grisighorn-Granitzunge durchsetzt S_1 das Gestein in der Regel durchgehend als echte Schieferung. In zahlreichen Blastomylonitzonen ist diese Verschieferung stark gesteigert. Biotitreiche Gesteine und eingelagerte Quarzporphyre sind am stärksten verschiefert. Die erste alpine Schieferung (S_1) verläuft in der Regel parallel zum präzentralaargranitischen, flächigen Parallelgefüge der verschiedenen altkristallinen Gneise. In den gut aufgeschlossenen und wenig verwitterten Gesteinen der Grisighorn-Granitzunge und der altkristallinen Hüllgesteine nordwestlich davon wurde das Auftreten der ersten alpinen Schieferung (S_1) und der übrigen alpinen Gefügetypen besonders detailliert untersucht. Auf den beiden Kartenskizzen (Taf. II) ist die Verbreitung der verschiedenen Schieferungen dargestellt. Die Intensität von S_1 ist von Ort zu Ort sehr verschieden. In der Regel ist der Aaregranit am SE-Kontakt am stärksten beansprucht worden, während der Granit am NW-Kontakt oft keine Verschieferung zeigt. Es gibt Ausnahmen von dieser Regel; am SW-Kontakt, nordwestlich des Sparrhornes, zeigt der Granit an verschiedenen Stellen, oft in Meter- bis Dekameterbereichen, fast keine Verschieferung. Im Hohstock-Südgrat ist der gut zugängliche Aaregranit im Querprofil besonders schön aufgeschlossen (Fig. 32). Der Übergang vom südöstlichen, intensiv verschieferten zum nordwestlichen, wenig oder nicht deformierten Granit vollzieht sich sehr unregelmässig. In bestimmten Abständen treten Blastomylonitzonen auf, in denen die Verschieferung in S_1 stark gesteigert ist. 1–2 m mächtige Blastomylonitzonen, die in Abständen von 110–130 m auftreten, sind auf Fig. 32 deutlich als tiefe Felsrisse im Hohstock-Südgrat zu erkennen. Die Blöcke zwischen diesen Myloniten sind ihrerseits wieder von oft eruptivgangähnlichen, durchschnittlich 5 cm mächtigen Blastomylonitplatten in Abständen von 2–8 m durchsetzt. In gleicher Weise liegen ungefähr 5 mm mächtige Blastomylonite 10–30 cm auseinander. Die nächsten, durchschnittlich $\frac{1}{3}$ mm mächtigen Scherflächen folgen sich in Abständen von 5–10 mm. Schliesslich ist das Gestein fast überall bis in den Kornbereich verschiefert. Wir sehen aus dieser etwas schematisierenden Beschreibung, dass sich in der Regel die Mächtigkeit der Mylonitzonen und der dazwischenliegenden Gesteinsplatten ungefähr proportional zueinander verhält. Analog wird die 2 km breite Grisighorn-Granitzunge am NW- und SE-Kontakt von je 50 m mächtigen Mylonitzonen begrenzt.

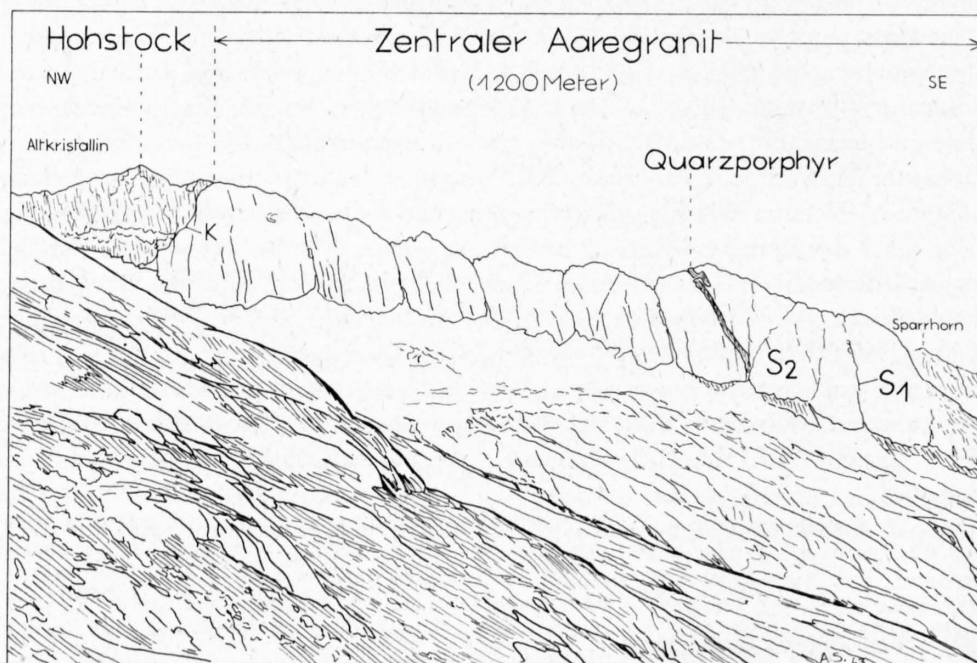


Fig. 32. Ansicht des Hohstock-Südgrates von Westen.
Orientierung der ersten alpinen Schieferung (S_1): Fallazimut 135° , Fallwinkel 70° ; der zweiten alpinen Schieferung (S_2): Fallazimut 180° , Fallwinkel 80° , und des Quarzporphyrganges Fallazimut 150° , Fallwinkel 60° .

Kleinfalten

Selten wird die erste alpine Schieferung (S_1) durch Biegegleitfalten gerunzelt. Es handelt sich um monokline Falten, die in der Regel eine Amplitude und Wellenlänge in der Grössenordnung 1 mm und kleiner besitzen und nur sehr selten bis 10 cm gross werden können (Hauptmylonitzone am Südkontakt der Grisighorn-Granitzunge). Die Faltenachsen fallen mit wechselnder Neigung von 0–40°, meist steiler als die Senkrechte auf die Mineralstreckung L_1 gegen SW ein. Die monoklinen Falten zeigen NW-Vergenz, also gleichen Rotationssinn wie die durch die Aufschiebung verursachte Internrotation an Scherflächen S_1 . Die bis 10 cm grossen Falten in der Hauptmylonitzone am SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge hatten sich zu Scherfalten mit einem syn- und antithetischen Scherflächensystem entwickelt. Dieses ungefähr senkrecht stehende System entspricht dem S_2 von LABHART (1965) in den permischen Sedimenten der Urserenzone am Südrand des Aarmassives. Zwei Beispiele von Biegegleitfalten aus der Hauptmylonitzone am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge kommen auf den Fig. 33 und 42 zur Darstellung.

Die hier beschriebenen Kleinfalten treten besonders in intensiv verschieferten Kersantiten und in den Hauptmylonitzone am NW- und SE-Kontakt des Zentralen Aaregranites auf. Als vereinzelte Runzeln auf Sericithäuten findet man sie an vielen Stellen im Untersuchungsgebiet.

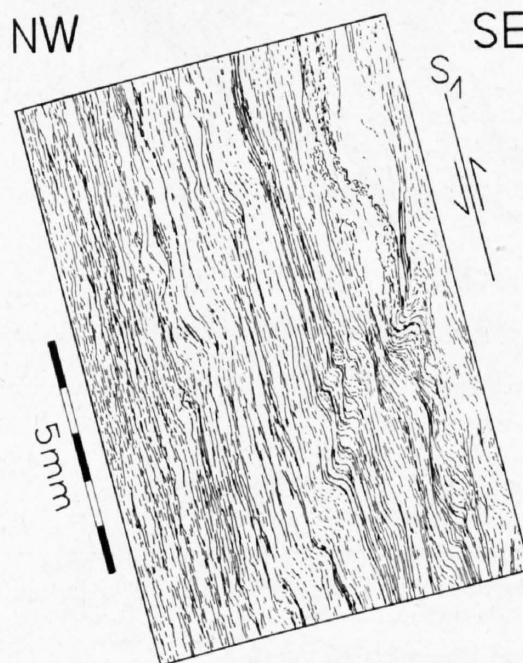


Fig. 33. Dünnschliffbild eines alpinen Blastomylonites (S_1) (Schnitt senkrecht zur Schieferung und parallel zur steilen Mineralstreckung L_1). Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Sericit, Aktinolith. Der Sericit ist parallel S_1 , der Aktinolith parallel L_1 geregelt. Biegegleitfalten verbiegen den Sericit und den Aktinolith. Die monoklinen Kleinfalten (Runzeln) zeigen NW-Vergenz, d. h. sie unterstützen in ihrem Rotationssinn die Aufschiebungsbewegungen an S_1 .

Vollständig mit Mineralien (meist Quarz) gefüllte Zerrklüfte

In wenig verschieferten, kompetenten Gesteinsbänken zwischen den einzelnen Mylonitzone (S_1) treten Zerrklüfte auf, die vollständig mit Quarz gefüllt sind. Die 0,5–10 cm mächtigen und im Querschnitt bis einige Meter langen Klüfte stehen ungefähr senkrecht auf der steilen Mineralstreckung L_1 (vgl. Diagramm D14). Durch diese Klüftbildung wurden die kompetenten Gesteinsbänke boudiniert. Die Boudinageachsen (Schnittgerade der Zerrklüfte mit der ersten Schieferung) stehen senkrecht auf der Lineation L_1 und fallen mit durchschnittlich 10° gegen SW ein (Fig. 34 und Diagramm D14). Die mit Mineralien gefüllten Klüfte schneiden die Schieferung (S_1) diskordant ab und sind nur sehr selten selbst schwach durch die erste Schieferung S_1 überprägt. Man muss deshalb annehmen, dass diese Zerrklüfte erst in einem fortgeschrittenen Stadium der Verschiebung (S_1) aufgerissen wurden. Ausser Quarz enthalten die Zerrklüfte in kleinen Mengen

Epidot, Biotit und in Amphiboliten auch Aktinolith. Die Epidotstengel und Aktinolithnadeln sind in der Regel parallel L_1 , d.h. in der Öffnungsrichtung der Klüfte orientiert. Beim Quarz in den Zerrklüften des Aaregranites handelt es sich um einen sehr blass gefärbten Rauchquarz. Eine Quarzzerrkluft, die eine hercynische Pyrrhotin-, Chalkopyrit-, Zinkblende-, Bleiglanzvererzung im Zentralen Aaregranit durchschlägt, enthält alpin gewachsene Zinkblende und Bleiglanzkristalle. Der grösste Zinkblendekristall misst 1 cm im Durchmesser. Der Bleiglanz ist nur mit der Lupe erkennbar.

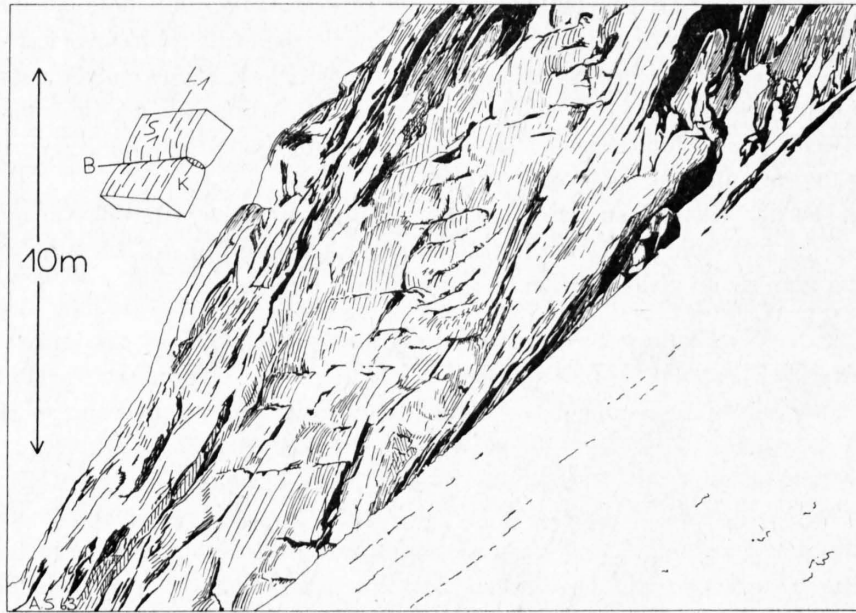


Fig. 34. Während der alpinen Schieferung (S_1) boudinierter Granodioritgang im Altkristallin. Die Boudinagachsen (B) fallen mit Fallazimut 238° und Fallwinkel 5° gegen SW ein. K = vollständig mit Mineralien – vorwiegend Quarz – gefüllte Zerrklüfte (Koordinaten 638 570/138 900/3300 [Aufschlusszeichnung]).

C. Zweite Phase

Zweite alpine Schieferung (S_2) und Mineralstreckung (L_2), Milchquarzgänge, mit Quarz gefüllte Zerrklüfte, Verbreitung der zweiten alpinen Schieferung (S_2)

Zweite alpine Schieferung (S_2) und Mineralstreckung (L_2)

Die zweite alpine Schieferung (S_2) streicht E–W und fällt mit 80° gegen S ein (Diagramm D16). S_2 ist stets jünger als S_1 . Die zweite Schieferung (S_2) tritt auch an Stellen auf, wo die erste (S_1) fehlt. Die Schnittgerade von S_2 mit S_1 bildet in der Regel einen spitzen Winkel mit der steilen Mineralstreckung L_1 auf S_1 . In S_2 liegt eine Mineralstreckung L_2 , die mit $30\text{--}40^\circ$ gegen W einfällt. Diese ist leicht an den Biotit-Sericitstriemen zu erkennen. Genau parallel L_2 ist die zweite Schieferung (S_2) fein gerunzelt. Diese Runzeln (Diagramme D18 und D19) sind gleich alt oder vielleicht etwas jünger als die Streckung. Parallel zur Mineralstreckung L_2 fand eine laminare, einscharige Gleitung statt. Südliche Teile wurden gegenüber den nördlichen relativ nach W verschoben. Die Überprägung durch die zweite alpine Schieferung (S_2) äussert sich in gleichen oder sehr ähnlichen mechanischen Deformationen, Lösungsvorgängen und Mineralneubildungen, wie bei der ersten Schieferung (S_1). Im Gegensatz zur ersten alpinen Schieferung (S_1) verschwindet gelegentlich mit der Verschiebung der Biotit.

Die Fig. 35 und 36 zeigen Dünnschliffbilder des Zentralen Aaregranites der Lokalität 24 und einer Quarzporphyrprobe der Lokalität 2 (vgl. Taf. II), die durch die erste und zweite alpine Schieferung zerschert wurden. Im Quarzporphyrang kann man die erste Schieferung fast nicht mehr erkennen. Am besten erhalten geblieben ist sie im Druckschatten von Einsprenglingen. Auf Fig. 37 sind zwei weitere Dünnschliffbilder einer

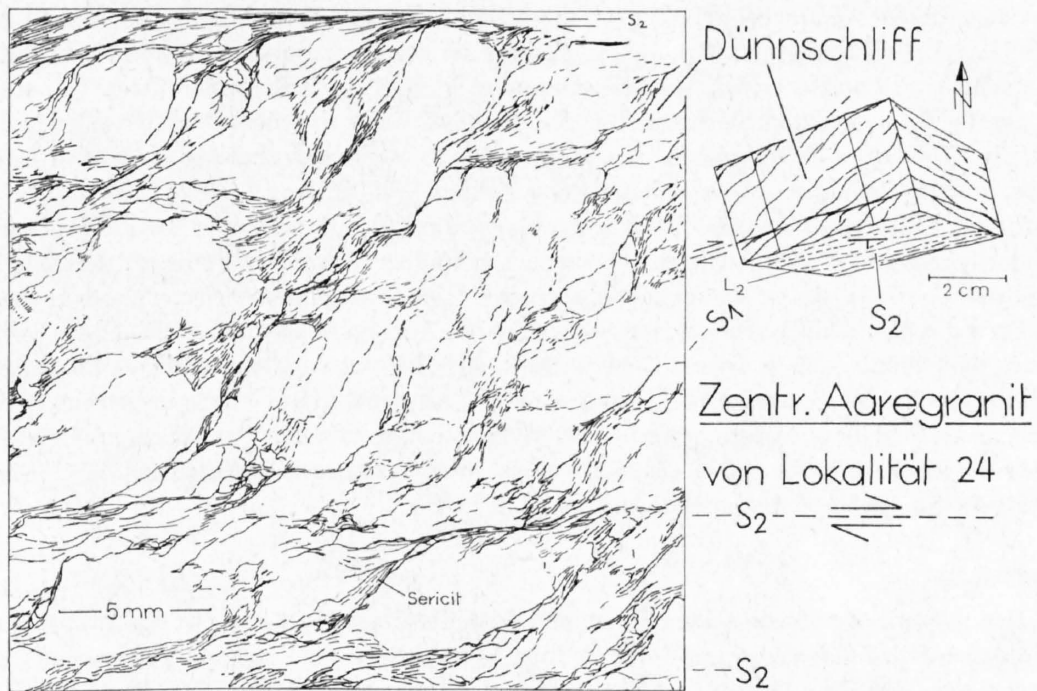


Fig. 35. Alpin zuerst nach S_1 und anschliessend nach S_2 verschieferter Zentraler Aaregranit (Lokalität 24, vgl. Taf. II).

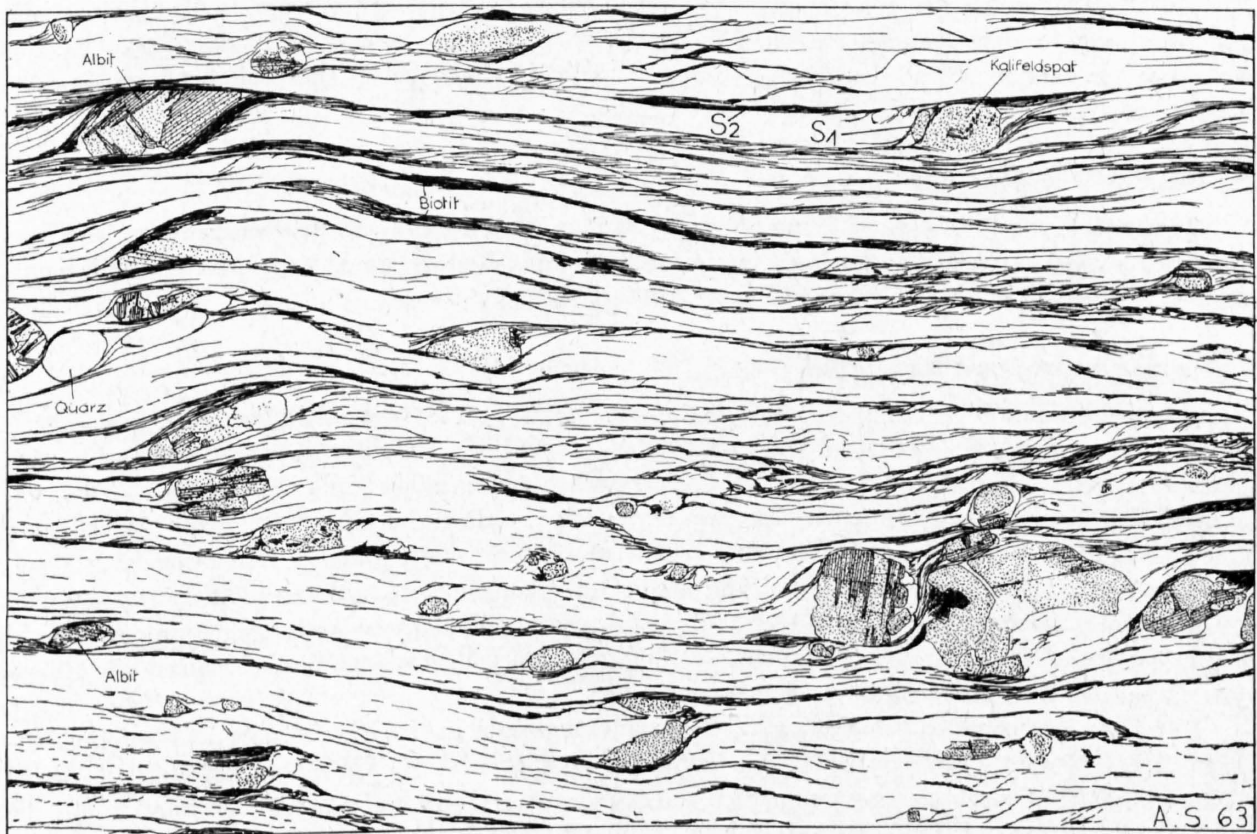


Fig. 36. Dünnschliffbild eines alpin zuerst nach S_1 und anschliessend nach S_2 verschieferten Quarzporphyrganges (Lokalität 2, vgl. Taf. II [ca. 10mal vergrössert]).

Probe aus dem grossen Quarzporphyrgang 100 m westlich der Lokalität 1 dargestellt. Im Gestein fehlt an dieser Stelle die erste Schieferung (S_1). In Fig. 37 oben ist der Quarzporphyr senkrecht, in Fig. 37 unten parallel zum Linear L_2 und in beiden Abbildungen senkrecht zur Schieferung geschnitten. Gut erkennt man die in S_2 parallel L_2 gestreckten Biotitstriemen. Das Ausmessen der einzelnen Biotitflatschen in den Dünnschliffen (Fig. 37 oben = 30 Messungen, Fig. 37 unten = 13 Messungen) hat für die halben Durchmesser a = Dicke, b = Breite und c = Länge ein mittleres Achsenverhältnis von 1:10:35 ergeben. Aus den Gleichungen für das Ellipsoidvolumen und das Kugelvolumen wurde der Radius einer Kugel mit gleichem Volumen wie eine bestimmte Biotitflatsche ausgerechnet. Der Radius r verhält sich zum mittleren halben Ellipsoiddurchmesser b wie 7:10. Der Radius sollte bei einer idealen einscharigen Gleitung gleich gross wie b sein. Da nun aber r deutlich kleiner als b ist, müssen sich neben der nachweisbaren, einscharigen Gleitung subparallel zur Schieferung S_2 noch andere Deformations- oder Lösungsvorgänge während der Verschiebung abgespielt haben. Wie bei der ersten Schieferung sind die Einsprenglinge und Zirkonprismen mit ihren längsten Achsen in die Schieferungsebene externrotiert worden. Selten entstehen parallel zur zweiten Schieferung nicht näher beschriebene Reibungsbreccien mit bis 2 cm grossen kantigen Bruchstücken, die in einer blastomylonitischen Grundmasse «schwimmen».

Milchquarzgänge

Ein charakteristisches Merkmal der zweiten und dritten alpinen Schieferung ist das Auftreten von schieferungsparallelen Milchquarzgängen, die während der Verschiebung tektonisiert wurden und dadurch ihr milchiges Aussehen erhalten haben. Die Mächtigkeit der Gänge variiert zwischen Bruchteilen von Millimetern und einem Meter. Die Gänge sind oft über einige hundert Meter verfolgbar, keilen oft unverhofft aus, oder der Quarz bildet nur kurze schieferungsparallele Linsen.

Auf dem Diagramm D20 sind die Flächenpole von Milchquarzgängen dargestellt. Nicht erklären kann ich das zweite deutliche Maximum, das mit Fallazimut 160° und Fallwinkel 80° gegen S einfällt, das ebenfalls auf D16 (S_2) auftritt. In den Gängen ist oft neben Quarz Carbonat kristallisiert. In die drusenartigen Hohlräume von breiten Quarzgängen ragen die Spitzen von idiomorph gewachsenen Quarzkristallen. Unweit einer hercynischen, hydrothermalen Vererzung wurden in einer solchen Druse bis 1 mm grosse gelbe Anatase und zentimetergrosse Bleiglanzwürfel gefunden.

Mit Quarz gefüllte Zerrklüfte

Zerrklüfte – ungefähr senkrecht zum Linear L_2 – treten sehr selten auf. Sie sind wie in der ersten Phase in einem fortgeschrittenen Stadium der Verschiebung in kompetenten, wenig verschieferten Bänken entstanden. Die Klüfte sind vollständig mit Quarz und Carbonat gefüllt.

Verbreitung der zweiten alpinen Schieferung (S_2)

Die zweite alpine Schieferung (S_2) durchsetzt nur in einer ungefähr 400 m mächtigen Zone, die unmittelbar nördlich an den Grisighorn-Ostgrat anschliesst, das Gestein in einer Dichte, die überall den Kornbereich erfasst (vgl. Taf. II). Von hier nimmt die Intensität der Verschiebung gegen N und S allmählich ab. Die nördlichsten W–E-Scherflächen wurden am Oberaletschgletscher, südlich des Chortalli, kartiert. In südlicher Richtung ist ihr Auftreten in den schlecht aufgeschlossenen, altkristallinen Gneisen nur schwer zu verfolgen. Östlich meines Untersuchungsgebietes tritt die zweite Schieferung an verschiedenen Stellen auf. Sieht man z. B. vom Hotel Belalp auf den Grossen Aletschgletscher und die Alphütten des Aletschji hinunter, so erkennt man in den Rundhöckern an der Gletscherzunge zwei sich unter einem spitzen Winkel schneidende Rillensysteme parallel der ersten und der zweiten Schieferung.

Gleich wie bei der ersten Schieferung (S_1) beobachtet man auch in dieser Phase, dass die Blastomylonitonen als Bereiche stark gesteigerter Verschiebung meist in regelmässigen Abständen auftreten. Die Rundhöcker südlich des Unterbächgletschers werden von zahlreichen E–W verlaufenden Gräben durchfurcht, die durch Herauswittern und Erodieren von einigen Dezimeter mächtigen Blastomyloniten der zweiten Schieferung entstanden sind. Nach den Messungen auf einer Luftphotographie liegen diese Blastomylonite in Abständen von 20–60 m auseinander.

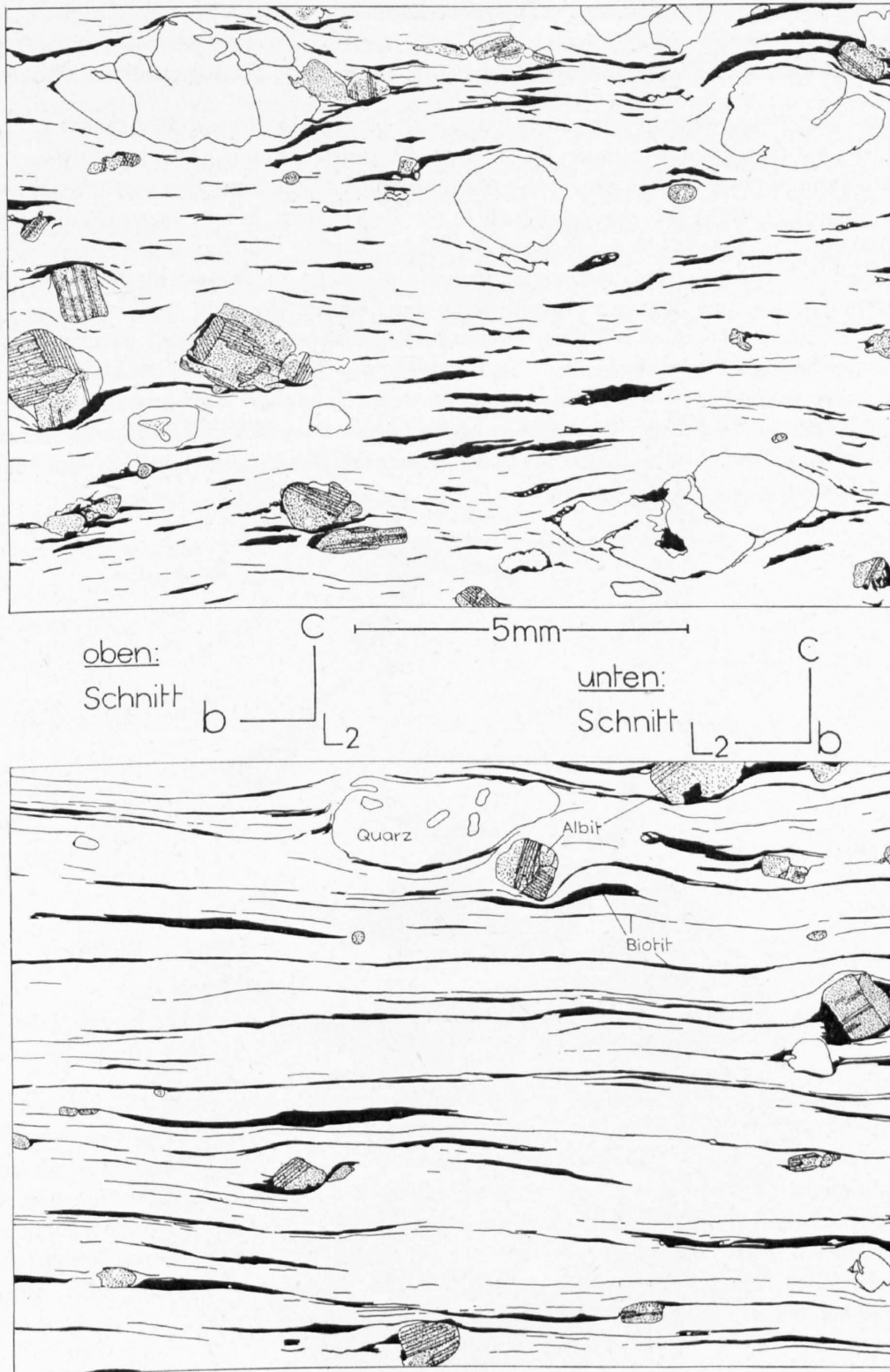


Fig. 37. Quarzporphyr, der nur durch die zweite alpine Schieferung (S_2) deformiert ist. Dünnschliffbild oben: Schnitt senkrecht zur Schieferungsebene (S_2) und zur Mineralstreckung L_2 . Dünnschliffbild unten: Schnitt senkrecht zur Schieferungsebene (S_2) und parallel zur Mineralstreckung L_2 (Lokalität 1, vgl. Taf. II).

D. Dritte Phase

Dritte alpine Schieferung (S_3) und Mineralstreckung (L_3), Verbreitung, Milchquarzgänge, Kleinfalten B_3

Die dritte Schieferung streicht sehr unregelmässig SE bis S und steht ungefähr senkrecht. In ihr liegt als lineares Element eine Mineralstreckung L_3 , die mit $0-30^\circ$ gegen S einfällt. An dieser dritten Schieferung wurden parallel zum Linear L_3 durch einscharige Gleitung östliche Teile gegenüber westlichen relativ nach N verschoben. Die dritte alpine Schieferung (S_3) ist in der Regel (siehe S. 64) jünger als die erste und die zweite (Fig. 30 und 38). S_3 tritt nur in schmalen Bereichen als echte Schieferung auf. Meist bildet sie vereinzelte parallele Scherflächen oder Blastomylonitzonen von einigen Millimetern bis 2 m Mächtigkeit. Eine solche ungefähr 2 m mächtige Blastomylonitzone zieht vom Chelli entlang dem Aaregranitkontakt gegen S. Beidseitig des Hohstock-Südgrates verlaufen vereinzelte Scherflächen und schmale Blastomylonite S_3 . Ihr lokales Auftreten ermöglichte wahrscheinlich das Entstehen des Grates während der glazialen Erosion. Im Unterschied zur ersten und zweiten Schieferung findet man auf S_3 häufiger alpin kristallisierten Granat, der sich während der dritten Schieferung bildete. Man beobachtet im Zusammenhang mit dieser Verschiebung die gleichen Um- und Neukristallisationen wie in den vorangehenden Phasen. Wie in S_2 sind häufig Milchquarzgänge schieferungsparallel angeordnet.

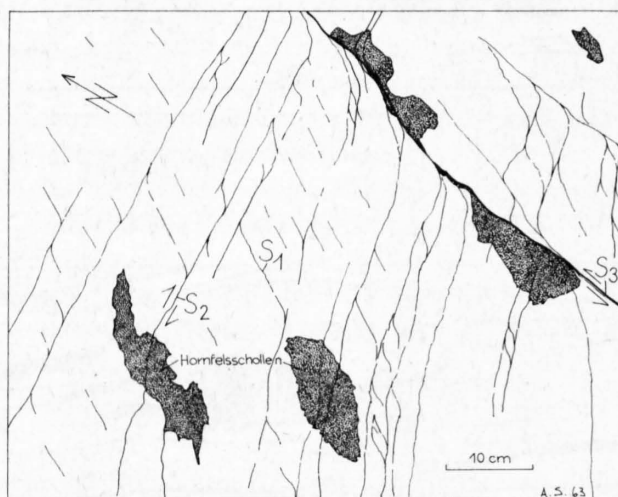


Fig. 38. Auf einem vom Gletscher polierten Rundhöcker im Zentralen Aaregranit erkennt man die erste, zweite und dritte alpine Schieferung. Die Aufschlussfläche liegt ungefähr horizontal (Lokalität 7, vgl. Taf. II).

Selten werden im Zusammenhang mit der dritten Schieferung (S_3) Kleinfalten B_3 gebildet. Zwischen Chelli und Sparrhorn kreuzen dritte Scherflächen einen in der zweiten Phase intensiv W-E-verschieberten Quarzporphyrgang. Hier wurde die zweite Schieferung durch Biegegleitung in Kleinfalten B_3 mit zentimetergrosser Amplitude und Wellenlänge gelegt. Die Kleinfaltenachsen fallen mit ungefähr 70° gegen N ein. Die Vergenz (Externrotation der asymmetrischen [monoklinen] Falten) ist gleichsinnig mit der Relativverschiebung (Internrotation) an den dritten Scherflächen. Wird die Faltung intensiver, so tritt Zerschierung auf. Es entstehen Scherfalten mit synthetischen Scherflächen S_{3s} , die die Blattverschiebung an S_3 unterstützen, und antithetischen Scherflächen S_{3a} , die ihr entgegenwirken.

E. Vierte Phase

Scherflächen und Harnischflächen (S_4), Rutschstriemen (L_4), Fiederklüfte, Verbreitung von S_4

Die Scher- und Harnischflächen S_4 sind subhorizontal; sie fallen mit $0-30^\circ$ gegen W ein. Die Rutschstriemen sind SE-NW-gerichtet. Das Hangende wurde an diesen Flächen jeweils relativ nach NW ver-

schoben. S_4 ist stets jünger als die erste, zweite und dritte alpine Schieferung (Ausnahmen siehe S. 64). Es fanden vorwiegend Überschiebungen an den vollständig mit Quarz gefüllten Zerrklüften der ersten Phase statt. Über 90 % der Harnischflächen (S_4) sind mit einer Bruchteile von Millimetern bis zentimeterdicken Granatschicht belegt. Auf dem Diagramm D21 sind mit schwarzen Punkten die Flächenpole von Granatharnischen auf Quarz-Zerrklüften der ersten Phase dargestellt. Mit Dreiecken sind die Durchstoßpunkte der Rutschstriemen dieser Flächen mit der untern Halbkugel bezeichnet. Vergleicht man dieses Diagramm mit dem Diagramm D14, so sieht man, dass nur Rauchquarz-Zerrklüfte der ersten Phase mit bestimmter Orientierung als Scherflächen S_4 benutzt wurden. Ich werde später diese Eigenschaft zu deuten versuchen (siehe S. 94). Auf Fig. 39 ist ein Handstück mit einer Granat-Quarz-harnischfläche skizziert. Man erkennt eine Scherzone mit Quarz-, Granat- und Biotitneubildungen. Der Zentrale Aaregranit ist durch die zwei Schieferungen S_1 und S_2 zerschert; diese sind an der Scherzone S_4 in der Transportrichtung geschleppt wor-

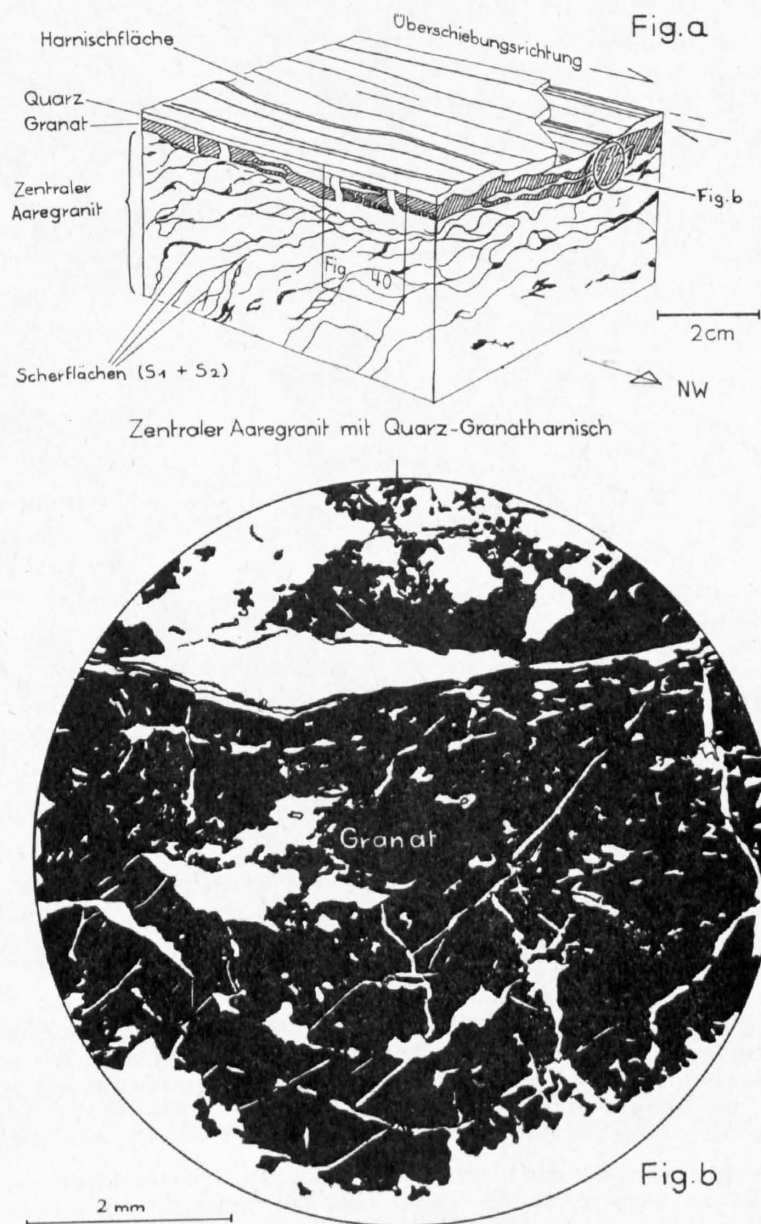


Fig. 39. Zentraler Aaregranit mit alpin gebildetem Quarz-Granatharnisch (Lokalität 7, vgl. Taf. II).

Fig. a: Handstückskizze.

Fig. b: Dünnschliffbild (Schnitt senkrecht S_4 und L_4).

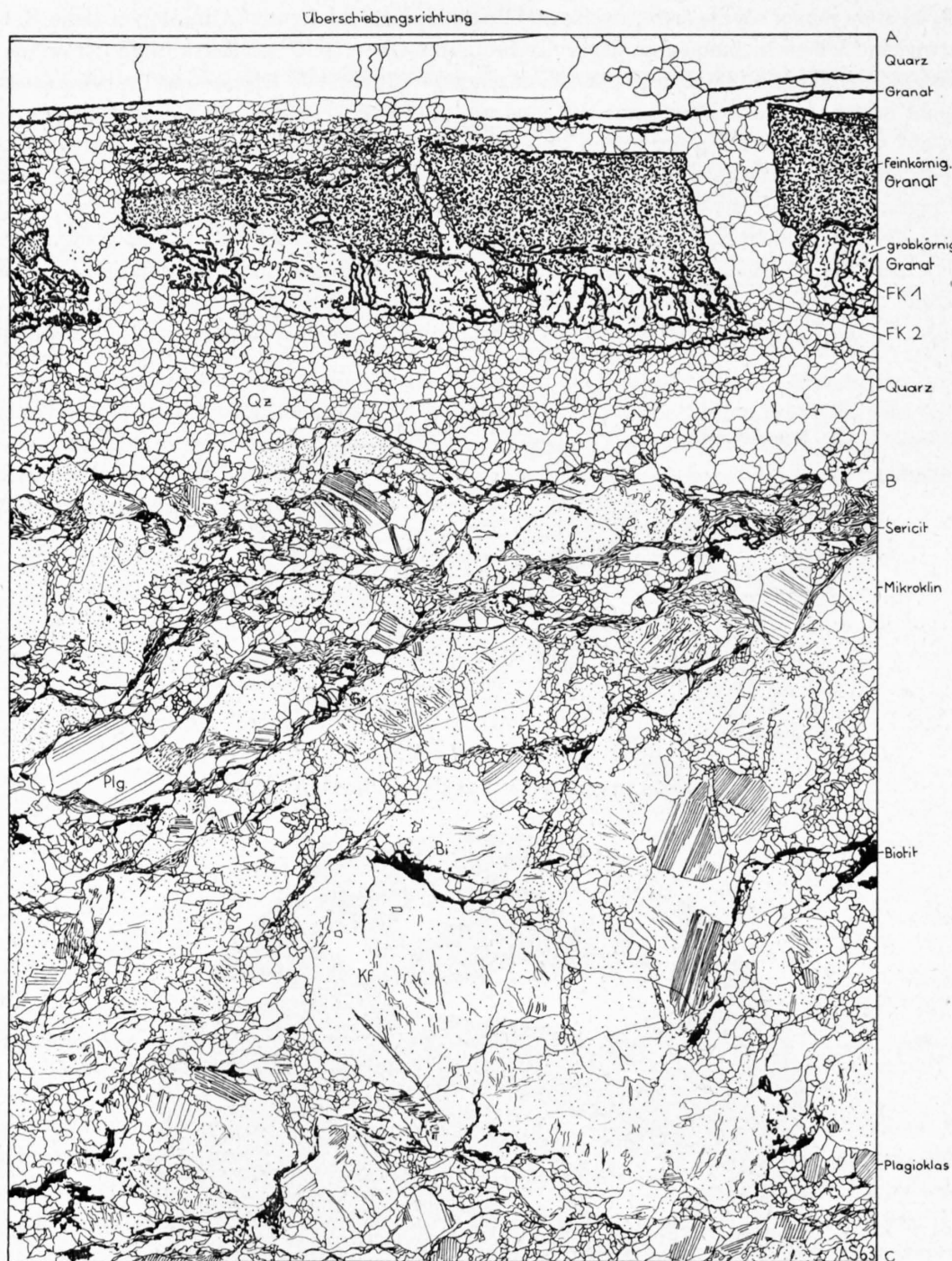


Fig. 40. Dünnschliffbild von einem alpin gebildeten Quarz-Granatharnisch im Zentralen Aaregranit (Schnitt senkrecht zur Harnischfläche S_1 und parallel zu den Rutschstriemen L_1). Die Lage des Dünnschliffes im Gestein ist auf Fig. 39 eingezeichnet. Der Granit (A–C) wird von ersten und zweiten alpinen Scherflächen (S_1 und S_2) durchsetzt. Auf den Scherflächen erkennt man alpin neu gebildeten, feinschuppigen Sericit, feinschuppigen Biotit, Granat, Quarz und Albit. Die grossen, präexistierenden Kalifeldspat- und Plagioklaskörner sind zerbrochen. Die Risse sind mit Quarz, Albit und Biotit ausgeheilt.

Der Harnisch liegt auf der Figur zwischen A und B. Hier wurde alpin Quarz, Granat und Biotit neu gebildet. Man erkennt eine ältere, grobkörnige und eine jüngere, feinkörnige Granatschicht. Die Fiederklüfte (FK 1) in der älteren Granatschicht wurden durch die Überschiebungsbewegung in eine vertikale Lage externrotiert. Diese Fiederklüfte sind mit Quarz, Biotit und Granat ausgeheilt. Die feinkörnige Granatschicht ist jünger als diese Fiederklüfte. Beide Granatschichten zusammen werden von jüngeren Fiederklüften (FK 2), die nur mit Quarz ausgeheilt sind, durchsetzt.

(ca. 6mal vergrössert)

den. Die Harnischflächen sind parallel zur Transportrichtung gewellt. Während der Überschiebung wurden in der Granatschicht Fiederklüfte aufgerissen (vgl. auch die Dünnschliffskizze auf Fig. 40). Die Schnittgerade der Fiederklüfte mit der Schieferungsebene S_4 steht senkrecht auf den Rutschstriemen.

Auf der Dünnschliffzeichnung Fig. 40 erkennt man zwei Generationen von solchen Fiederklüften. Die älteren (FK1), deren Spalten nur mit Quarz, Biotit und Granat ausgeheilt sind, haben nur die grobkörnige Granatschicht zerrissen. Die jüngeren, nur mit Quarz ausgeheilten Fiederklüfte (FK2) durchsetzen die ganze Granatschicht.

In bezug auf das relative Alter von Bewegung und Kristallisation in der vierten Phase kann man folgendes beobachten. Auf den Harnischflächen kristallisierte Granat, Biotit und Quarz synkinematisch. Der Granat bildet Bruchteile von Millimetern bis 1 cm dicke Lagen. Wie oben beschrieben, kristallisierte auf frühen Fiederklüften Granat, Biotit und Quarz und auf später gebildeten Klüften nur noch Quarz.

Die Orientierung der Granate auf einer Harnischfläche wurde röntgenographisch untersucht. Zu diesem Zweck liess ich von einer monomineralischen Granat-Harnischprobe einen orientierten Dünnschliff herstellen. Von der orientierten Probe wurden an verschiedenen Stellen mit Cu-Strahlung im Durchstrahlungs- und Rückstrahlungsverfahren Laue-Aufnahmen aufgenommen. Auf den Filmen liessen sich stets nur die gleichen konzentrischen Kreise beobachten, wie man sie bei Pulveraufnahmen erhält, d. h. auf den Filmen war keine bevorzugte Orientierung der Granate nach irgendeiner kristallographischen Richtung festzustellen. Dies bedeutet aber nicht, dass der Granat vollständig ungerichtet ist.

Verbreitung der Harnisch- und Scherflächen S_4 : Die Harnischflächen und Scherflächen S_4 treten selten, aber regelmässig verteilt in der ganzen Grisighorn-Granitzunge auf. Auf Taf. II sind diese Flächen gemeinsam mit den Fallzeichen der Rauchquarz-Zerrklüfte der ersten Phase und einem Pfeil, der die Richtung der Rutschstriemen angibt, nur an wenigen Stellen vermerkt, damit das Kartenbild nicht durch Zeichen überlastet und damit unlesbar wird.

F. Fünfte Phase

Alpine, offene, mineralführende Zerrklüfte

Die alpinen, offenen, mineralführenden Zerrklüfte sind meist flach linsenförmige Spalten mit einem kürzesten Durchmesser von 0–60 cm. Auf Diagramm D 22 sind die Flächenpole dieser offenen Spalten aus dem Gebiet des Unterbächgletschers zwischen Grisighorn und Hohstock auf der flächentreuen Projektion dargestellt. 70 % der Flächenpole scharen sich um ein Maximum mit Fallazimut 40° und Fallwinkel 45° ; 24 % der Flächenpole sind in einem zweiten Maximum mit der Orientierung Fallazimut 240° und Fallwinkel 25° konzentriert (Diagramm D 22). In der Regel treten diese fast senkrecht aufeinander stehenden Klüfte gemeinsam auf (Fig. 30).

Die Mineralparagenese ist stark abhängig vom Mineralbestand des Muttergesteins (vgl. Zusammenstellung auf Tab. 4, S. 84). Das Nebengestein der offenen Zerrspalten im Untersuchungsgebiet ist meist nur sehr schwach ausgelaugt. Dies ist wohl der Hauptgrund, warum diese Klüfte im Gegensatz zu solchen aus dem mittleren Teil des Aarmassives, die in der Regel von breiten Auslaugungszonen begleitet werden, so arm an Mineralarten sind.

Die regionale Verbreitung der offenen Mineralklüfte ist auf der kleinen Nebenkarte (1:40 000) auf Taf. II dargestellt. Zahlreiche Klüfte findet man in den alpin wenig zerscherten Gesteinen nördlich der Linie Grisighorn–Hohstock. Vereinzelt treten sie im Grat, der vom Grisighorn über das Hofathorn nach Süden zieht, und nördlich des Sparrhornes auf. An beiden Stellen sind die Klüfte an alpin wenig tektonisierte, massige Gesteine gebunden.

Die offenen Zerrklüfte sind aus folgenden Gründen nach der vierten Phase gebildet worden:

1. Im gegenteiligen Falle wären sie wie die vollständig mit Quarz gefüllten Spalten der ersten Phase sicher zum Teil durch die SE–NW–Überschiebungen der vierten Phase zerschert worden.

2. Auf Grund der Mineralneubildungen in den offenen Klüften muss angenommen werden, dass hier wahrscheinlich andere, niedrigere P-T-Bedingungen geherrscht haben als in den vorangehenden vier Phasen. So fehlen z. B. in den offenen Klüften die alpin gebildeten Granate und Biotite. Dafür wird Chlorit neu gebildet.

Nach der fünften Phase fanden noch Aufschiebungen in den Hauptmylonitzonen am Nord- und Süd-kontakt der Grisighorn-Granitzunge statt. Hier wurden auch offene Zerrklüfte durch Verschieferungen, die nur zur Neubildung von Quarz, Chlorit und Carbonat führten, und durch postkristalline Bewegungen zerschert.

G. Der als alpine Aufschiebungsfläche ausgebildete NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge am Oberaletschgletscher

Eine besondere Ausbildung und Entstehungsgeschichte besitzen die Hauptmylonitzonen am NW- und SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge. Wie schon einleitend erwähnt, fanden an diesen Aufschiebungs-zonen S_1 auch noch Bewegungen nach der fünften Phase statt. Die beiden Mylonitzonen werden deshalb in diesem bzw. im nächsten Kapitel separat beschrieben.

Im Norden, am Oberaletschgletscher, trennt ein NE-streichender Bruch den grobkörnigen Zentralen Aaregranit von den altkristallinen Migmatiten. Der Granit ist an dieser Fläche zerschert und gegenüber dem nordwestlich gelegenen Altkristallin relativ aufgeschoben worden. Schon aus grosser Distanz ist dieser Kontakt am linken Ufer des Oberaletschgletschers im Grat zwischen der SAC-Hütte und dem grossen Fusshorn sehr gut zu sehen: Hellcremefarben hebt sich an einer scharfen Begrenzungslinie der Aaregranit von den dunklen, grünlich-schwarzen Migmatiten ab. Die ebene Kontaktfläche fällt hier mit Fallazimut 122° und Fallwinkel 70° steil gegen SE ein. Die Mineralstreckung L_1 parallel der Aufschiebungsrichtung fällt steil nach E ein und bildet mit der Fallinie einen Winkel von durchschnittlich 10° . Die aufgeschlossene minimale Sprunghöhe der Aufschiebung misst 400 m. Die Migmatite wurden unmittelbar am Kontakt auf einer Breite

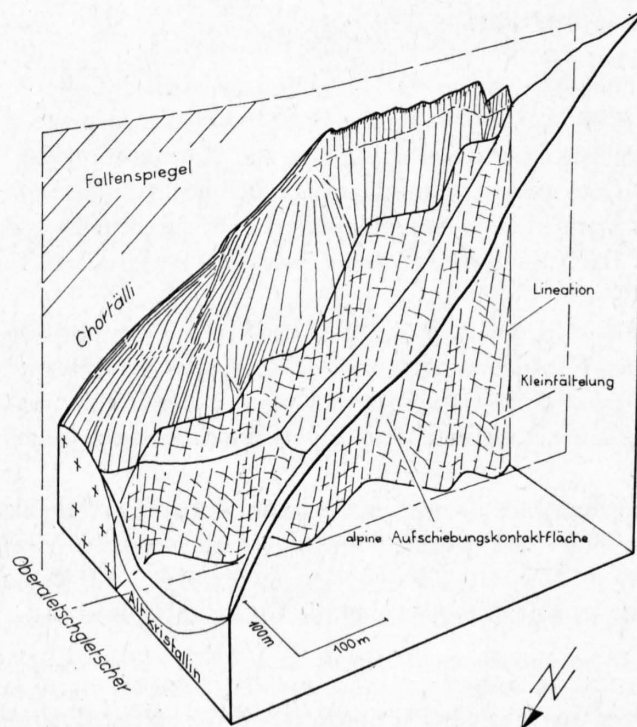


Fig. 41. Blockdiagramm der alpinen Aufschiebungskontaktfläche des Zentralen Aaregranites gegen das nordwestliche Altkristallin (NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge am Oberaletschgletscher = Pt.15 auf Taf. II).

von ungefähr 50 m intensiv zerschert. Das Gestein ist als regelmässig gebänderter Blastomylonit rekristallisiert. Etwas komplizierter ist die Ausbildung dieser Gesteinsgrenze am rechten Ufer des Oberaletschgletschers nördlich des Chortälli. Auf Fig. 41 ist dieser Kontakt im Blockdiagramm dargestellt. Die wahrscheinliche Lage der Kontaktfläche ist aus den eingemessenen Gefügeelementen (an der Oberfläche) konstruiert worden. Die Aufschiebungsfläche mit der Blastomylonitschieferung S_1 ist um vertikale Faltenachsen gekrümmt. Wie diese Falten entstanden sind, konnte nicht abgeklärt werden. Die Faltenschenkel streichen N-S bzw. W-E. Der Faltenspiegel hat gleiches Streichen und Fallen wie derselbe Bruch südöstlich der Oberaletschhütte. Die Blastomylonitzone am Kontakt ist hier ungefähr 30 m mächtig. Die Lineation L_1 fällt auch hier steil gegen N bzw. E ein und bildet mit der Fallinie einen Winkel von 5–15°, selten bis 40°. Mit den senkrechten Faltenachsen schliesst L_1 ebenfalls einen spitzen Winkel ein. Auf den Schieferungsflächen (S_1) sind oft Kleinfalten und Runzeln ausgebildet, deren Faltenachsen mit wechselnder Neigung von 0–40° gegen S bzw. W einfallen, d. h. ungefähr senkrecht auf dem steilen Linear L_1 stehen. Es handelt sich um die monoklinen Biegegleitfalten (siehe S. 71), die nur in Blastomyloniten der ersten Schieferung auftreten, welche sehr viele in S_1 geregelte Glimmer oder Aktinolithnadeln enthalten.

An diesem Kontakt grenzt der Aaregranit an Amphibolite und Hornblendite des Altkristallins. Die mylonitisierten Amphibolite und Hornblendite sind als Aktinolithschiefer rekristallisiert. Im folgenden wird ein Aktinolithschiefer aus dieser Mylonitzone beschrieben. Auf Fig. 42 ist ein Handstück und ein Dünnschliff parallel der ac-Ebene des Handstückes gezeichnet. Die Schieferung S_1 fällt hier mit Fallazimut 106° und Fallwinkel 78° steil gegen E ein. Die c-Achsen der in L_1 parallel geregelten Aktinolithnadeln fallen steil nach N und bilden mit der Fallinie einen Winkel von 10°. Monokline, westvergente Kleinfalten biegen und knicken die Aktinolithnadeln. Die Achsen der Kleinfalten stehen senkrecht auf L_1 und fallen durchschnittlich mit 10° gegen S ein. Die Axialflächen der monoklinen Falten sind symmetriekonstant, parallel zur ac-Ebene verbogen. Die Externrotation der Verbiegung verläuft gleichsinnig wie die Internrotation, die durch die laminare Gleitung an L_1 erzeugt wird. Über 90 % der Biotite sind in den Faltenscheiteln gewachsen. Die Achsenflächen zeichnen sich dadurch im Handstückanschliff als dunkle Linien ab. Der Biotit in den Falten-

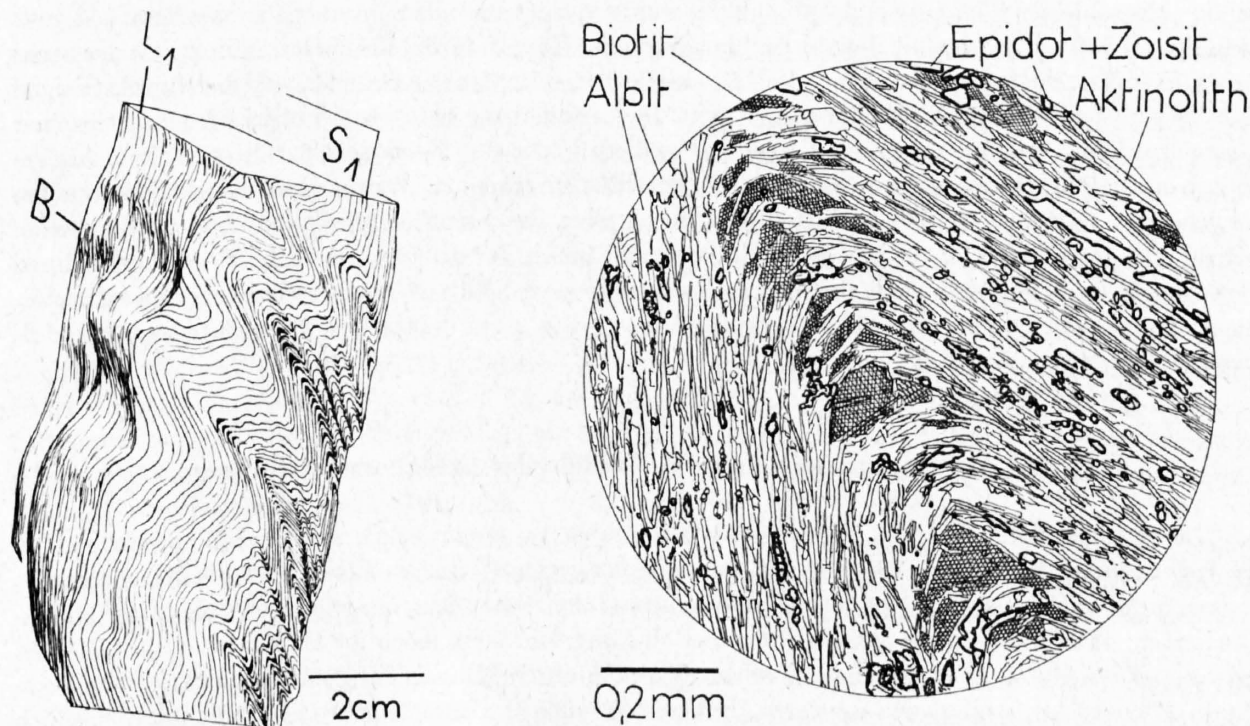


Fig. 42. Alpin metamorpher Amphibolit aus der Blastomylonitzone am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge am Oberaletschgletscher (640 740/140 560/2580).

Fig. 42a: Handstück.

Fig. 42b: Dünnschliffbild (Schnitt senkrecht S_1 und B).

scheiteln bildet richtungslose, postkinematisch kristallisierte Aggregate. Randliche Biotite sind oft parallel der Schieferung orientiert (Anlagerungswachstum). Die einzelnen Biotitblättchen wurden nicht verbogen. Der übrige Biotit kristallisierte ausserhalb der Faltenscheitel, unregelmässig verteilt, oft im Druckschatten von grossen Pistazitkörnern aus. Der Albit – in der Regel nicht polysynthetisch verzwilligt – ist in einem polygonalen Mosaikgefüge gewachsen. Einzelne Kristalle umschliessen oft mehrere geregelte Aktinolithnadeln. Das si in den Albiten verläuft parallel zum se. Daneben gibt es aber auch einzelne Albitkristalle, deren geregelte Aktinolith einschüsse gegenüber se verdreht sind.

Auf Grund der Dünnschliffuntersuchungen ergaben sich folgende Beziehungen zwischen Kinematik und Kristallisation:

1. Der Aktinolith ist in feinen Nadeln parallel der allgemeinen Gleitrichtung L_1 gewachsen.
2. Anschliessend kristallisierte Albit, Pistazit und Zoisit. Es handelt sich um Einsprenglinge, die Aktinolithnadeln umschliessen und die durch die laminare Gleitung an S_1 verdreht wurden (si ist gegenüber se verdreht).
3. Unter Biegegleitung entstehen die monoklinen Kleinfalten. Durch selektive Stoffwanderung wächst in den Faltenscheiteln Biotit. In seiner endgültigen Form ist er aber erst nach der Verfaltung (postkinematisch) kristallisiert.
4. Postkinematisch kristallisierte als letztes Mineral Albit in einem polygonalen Mosaikgefüge.

Diese Beziehungen zwischen Kinematik und Kristallisation gelten nicht für alle Bereiche innerhalb der 30 m mächtigen Blastomylonitzone. In einer *zentralen Ruschelzone* innerhalb der Blastomylonite überdauerte die Aufschiebung die Kristallisation. Diese Ruschelzone zieht vom Kontakt im Grat in der Geländefalllinie durch eine tiefe Runse zum Oberaletschgletscher hinunter. Der Graben ist auf dem Blockdiagramm (vgl. Fig. 41) als Linie eingezeichnet. Der Mylonit fällt ungefähr mit dem Faltenspiegel der senkrechten Grossfalten der Kontaktfläche zusammen. Auf der Südseite des Grates im Chortälli ist dieses Gestein besonders schön aufgeschlossen: Der zerscherte Amphibolit wurde in einer zentralen, 50 cm mächtigen Lage fast vollständig zu Kluftlehm zermalmt. Von hier nimmt gegen das Hangende und Liegende die Intensität der nachkristallinen Verschiebung allmählich ab. Die Scherflächen verlaufen parallel zu S_1 und die Rutschstriemen parallel zum steilen Linear L_1 des Blastomylonites. Das zerscherte Gestein wurde unter Zerbrechen einzelner Gesteinsplatten verfaltet. Quarz- und Karbonatknuern bilden den Kern einzelner dieser Falten. Andere Falten lassen makroskopisch keine Spur von Rekristallisation erkennen. Werden diese Knickfalten von den umgebenden Gesteinen befreit, so zerfallen sie in einzelne Bruchstücke. Alle Falten sind asymmetrisch gebaut und zeigen NW-Vergenz wie die Kleinfalten und Runzeln der Blastomylonite S_1 . Die nachkristallinen Bewegungen am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge sind also die gleichen wie die para- und vorkristallinen: Stets fand eine relative Aufschiebung des Aaregranites gegen die nordwestlich gelegenen, altkristallinen Hüllgesteine statt.

H. Die Aufschiebungszone am SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge

Der primäre Eruptivkontakt, der im SE den Zentralen Aaregranit begrenzt, streicht ungefähr parallel zur ersten alpinen Schieferung (S_1) und fällt etwas flacher gegen SE ein. An dieser wichtigen Materialgrenze zwischen dem widerstandsfähigen, massiven Granit und den viel weicheren, glimmerreichen Altkristallin-Gneisen entstand während der alpinen Orogenese eine ungefähr 50 m mächtige Mylonitzone. Im SW zieht sie vom «roten Rufeli», wie die einheimischen Jäger die durch Limonit rot gefärbten Granitfelsen beim Punkt 2749 auf der Landeskarte benennen, durch einen tiefen Graben ins Gredetschtal hinunter. Nördlich der Belalp ist diese Zone meist durch Moränenschutt bedeckt. Besonders schön ist sie am Aletschbord in einer tiefen Runse (Koordinaten 642 450/139 200/2430), die ins Sparrhorn hinaufzieht, aufgeschlossen. Die Mylonitzone fällt mit Fallazimut 140° und Fallwinkel $70-80^\circ$ gegen SE ein. Ihr Verlauf ist auf Taf. I, auf dem Blockdiagramm Fig. 13 und auf dem Profil Fig. 14 eingezeichnet. Im Prinzip ist diese Mylonitzone gleich

gebaut wie die Aufschiebungszone am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge. In der ungefähr 50 m mächtigen Blastomylonitzone ist zentral eine ungefähr 1 m mächtige postkristallin gebildete Ruschelzone eingelagert.

Ob in der Mylonitzone schon voralpine Bewegungen stattgefunden hatten, kann in den stark verschieferten Gesteinen nicht festgestellt werden. Alpin begannen die Bewegungen mit der Anlage der ersten Schieferung (S_1). Parallel der steilen Mineralstreckung (L_1), die auf S_1 mit $40-90^\circ$ gegen E einfällt, wurden südöstliche Teile gegenüber den nordwestlichen durch laminare Gleitung relativ aufgeschoben. Bei fortschreitender Deformation wurde an verschiedenen Stellen die erste alpine Schieferung (S_1) durch Biegegleitung in NW-vergente, monokline Kleinfalten und Runzeln gelegt. Die Achsen dieser Kleinfalten fallen mit wechselnder Neigung von $0-40^\circ$ gegen SW ein. Die Biegegleitfalten sind gleich ausgebildet wie in der Blastomylonitzone am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge (Fig. 33 und 42). Aus den Biegegleitfalten entwickelten sich gelegentlich Scherfalten. Die syn- und antithetischen Scherflächen der Scherfalten bilden unter sich einen spitzen Winkel; sie streichen gleich wie die erste alpine Schieferung (S_1) und stehen ungefähr senkrecht oder fallen steil gegen NW ein. Diese ungefähr senkrecht stehenden Scherflächen entsprechen wahrscheinlich der zweiten alpinen Schieferung (S_2) nach LABHART (1965) in den permischen Sedimenten der Urserenzone am SE-Rand des Aarmassives. Wie in der alpinen Aufschiebungszone am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge überdauerte in dieser Mylonitzone – mit Ausnahme einer ungefähr 1 m mächtigen, zentralen Kluftlehmzone – die Kristallisation von Quarz, Biotit und Albit die Aufschiebungsbewegungen. Die Ruschelzone ist jünger als die Bildung der offenen Zerrklüfte (fünfte Phase). Es ist nicht ausgeschlossen, dass hier sowie am NW-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge quartäre Brüche durchziehen, wie solche von JÄCKLI (1951) und ECKARDT (1957) zwischen Gotthard und Aarmassiv gefunden wurden.

I. Die alpinen Mineralbildungen und ihre Altersbeziehung zu den alpinen Gesteinsdeformationen

Während der Bildung der alpinen Schieferungen sind verschiedene Mineralien neu kristallisiert. Ausserdem gibt es aber auch Mineralneubildungen und Mineralveränderungen in alpin nicht deformierten Gesteinen, die meiner Ansicht nach ebenfalls als Produkte der alpinen Metamorphose anzusehen sind. Ich betrachte folgende Erscheinungen im richtungslos körnigen Zentralen Aaregranit als Produkte der Überprägung des Granites durch die alpine Metamorphose: Die Quarze zeigen undulöse Auslöschung bis Kataklaste und Böhmsche Streifung. Nach P. NIGGLI (1950) fand die Umwandlung der Plagioklase in Albit, Epidot-Zoisit und Sericit (Saussuritisation) ebenfalls während der alpinen Metamorphose statt. Die Biotite sind wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose grün verfärbt worden. JÄGER (1961) vermutet, dass die rotbraune Farbe des Kernes einiger grüner Biotite im Mittagfluhgranit die primäre Farbe des Biotites des Zentralen Aaregranites darstellt. Diese Annahme ist evident, da die Rb-Sr-Altersbestimmung an grünen Biotiten aus dem Aaregranit stets alpine Alter ergibt, während die grün und rotbraun gefärbten Biotite des Mittagfluhgranites ein als Mischalter gedeutetes Alter von 77 Millionen Jahren (JÄGER, 1961) bzw. 54 Millionen Jahren (Wüthrich, 1963) zwischen hercynischen und alpinen Vorgängen ergaben. Nach JÄGER enthalten die Biotite, die alpine Alter ergaben, als Einschlüsse zahlreiche Sagenitnadeln. Diese Beobachtung wurde von ARNOLD in ARNOLD & JÄGER (1965) an Biotiten aus dem Gotthardmassiv durch quantitative Bestimmung des Sagenitgehaltes bestätigt.

In meinem Untersuchungsgebiet fand ich Stilpnomelan nur in alpin nicht oder nur sehr wenig deformierten Gesteinen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass dieser Stilpnomelan alpin gebildet wurde. Das Vorkommen liegt innerhalb der Stilpnomelanzone der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen (vgl. E. NIGGLI, 1960).

Im folgenden werden die alpinen Mineralneubildungen und ihre Altersbeziehung zu den alpinen Gesteinsdeformationen behandelt. Auf Tab. 4 sind die für verschiedene Gesteinstypen charakteristischen, alpin gebildeten Mineralien zusammengestellt. In der linken Kolonne der Tabelle sind die während der ersten, zweiten, dritten und vierten Phase im wesentlichen synkinematisch gewachsenen Mineralien aufgeführt. Die Mineralien der rechten Kolonne sind nach dem Aufreissen der offenen Zerrklüfte in der fünften Phase in den offenen Hohlräumen gewachsen.

Tabelle 4. Alpine Mineralneubildungen in verschiedenen Gesteinen des Untersuchungsgebietes während der verschiedenen Phasen.

Phasen I–IV			Phase V	
mit den Gefügeelementen			offene Zerrklüfte	
	Fallaazimut	Fallwinkel	Fallaazimut	Fallwinkel
S ₁	135°	70°	40°	45°
S ₂	180°	80°	230°	25°
S ₃	45–90°	90°		
S ₄	subhorizontal			

In Amphiboliten und Hornblenditen:

Quarz, Albit, Sericit, gelbbrauner Biotit, Aktinolith, Pistazit und Orthit.	Quarz, Adular, Albit, Chlorit, Aktionolith, Epidot, Titanit, Apatit, Calcit, Skolezit, Limonit pseudomorph nach Pyrrhotin.
---	--

In Quarzdioriten und Granodioriten:

Quarz, Albit, Sericit, olivgrüner und gelbbrauner Biotit, Epidot, Orthit und sehr selten Granat; in Hornblende führenden Gesteinen Aktinolith.	Quarz, Adular, Chlorit, Epidot, Titanit, Fluorit, Calcit, Anatas, Brookit, Rutil, Hämatit, Bleiglanz und Pyrit.
--	---

In Graniten (z. B. Zentraler Aaregranit):

Quarz, Albit, Sericit, olivgrüner Biotit, Epidot, Orthit, Granat.	Quarz, Adular, Chlorit, Calcit, Anatas, Rutil, Hämatit, Bleiglanz, Pyrit.
---	---

Die Mineralien der offenen Zerrklüfte wurden nur makroskopisch bestimmt. Im einzelnen sei zu den Mineralneubildungen folgendes bemerkt:

Der *Quarz* wurde in allen fünf Phasen neu gebildet. So tritt er z. B. als Füllung von Zerrspalten in alpin durch die verschiedenen Verschieferungen gestreckten Mineralkörnern auf. Mit dem Gipsblättchen erkennt man, dass die Quarze in den Blastomyloniten bevorzugte Orientierungen der c-Achsen zeigen.

Der *Albit* ist ebenfalls oft zusammen mit Quarz in den verschiedenen Schieferungsphasen als Füllung von Zerrspalten in den alpin gestreckten Mineralkörnern neu gebildet worden. Dieser neu gebildete Albit ist in der Regel nicht polysynthetisch verzwilligt. Die voralpin gebildeten Plagioklase – stets mit den Umwandlungsprodukten Klinozoisit und Sericit gefüllt – sind alpin am Rand als Albit mit gleicher Orientierung weitergewachsen. Dieser Albitanwachssaum ist gleich verzwilligt wie das präexistierende Korn. In der Streckungsrichtung der Schieferung ist der Anwuchssaum stets am breitesten, senkrecht zur Schieferungsebene am schmalsten. Nach P. NIGGLI (1950) fand die Umwandlung der Plagioklase in Albit, Klinozoisit und Sericit während der alpinen Metamorphose statt. Diese Saussuritisation ist praktisch überall vorhanden; man beobachtet sie, wie oben erwähnt, auch in alpin nicht verschieften Gesteinen. Die Saussuritisation kann keiner der verschiedenen alpinen Gesteinsdeformationen mit Sicherheit zugeordnet werden. Die Schachbrett-Albitisierung der Kalifeldspäte besitzt nach HUTTENLOCHER (1947), ZBINDEN (1949) und LABHART (1965) alpines Alter. Nach diesen Autoren sind die Kalifeldspäte in den nur durch die alpine Metamorphose überprägten, permischen Konglomeratgneisen der Urserenzone häufig Schachbrett-albitisiert. In meinem Untersuchungsgebiet ist nach eigenen Beobachtungen die Schachbrett-Albitisierung der Kalifeldspäte in Apliten, Graniten und Quarzporphyren nur sehr selten, in an basischem Plagioklas reichen und Kalifeldspat armen, granodioritischen Gneisen und Granodioriten dagegen häufig und sehr schön ausgebildet. Die alpine Albitbildung in den aarmassivischen Gesteinen ist nach HUTTENLOCHER (1947) durch eine grossräumige Zufuhr von Na-haltigen Lösungen verursacht worden. Nach den eigenen mikroskopischen Untersuchungen fand aber während der alpinen Metamorphose nur eine Umwandlung der voralpinen Plagioklase in Albit, Sericit und Epidot statt, wobei die Albitsubstanz teilweise mobilisiert wurde. So beobachtet man in primär plagioklasreichen Gesteinen stets mehr neu gebildeten Albit als in plagioklasarmen Gesteinen. Ich nehme mit STALDER (1964) an, dass die alpine Metamorphose weitgehend isochemisch vor sich gegangen ist und dass Stoffwanderungen in der Regel nur im kleinen (im Maximum Zentimeter- bis Meterbereich) stattfanden.

Der *Sericit* wurde alpin einerseits bei der Umwandlung der Plagioklase in Albit, Sericit und Klinozoisit (Saussuritisation), andererseits während der mechanischen Deformation der Plagioklase und Kalifeldspäte neu gebildet. Der Sericit entstand während der ersten, zweiten, dritten und vierten Phase der alpinen Gefügeprägung. In Blastomyloniten und auf Scherflächen sind die Sericitschüppchen mit den {001}-Flächen parallel zu den Schieferungsflächen orientiert (Diagramm D 18). Die Kleinfalten und Runzeln auf den ersten Schieferungsflächen verbiegen die Sericithäute (Fig. 33). Ebenfalls verbiegt die zweite Schieferung die Sericithäute auf den ersten Schieferungsflächen, die dritte Schieferung diejenige der ersten und zweiten Schieferung und die vierten Scherflächen die Sericithäute der ersten, zweiten und dritten Schieferung.

Der *Chlorit* tritt oft in grosser Menge als häufige alpine Neubildung in den Zerrklüften der fünften Phase auf. Dieser Chlorit wurde nicht näher untersucht. Bei der Überprägung des Aaregranites durch die alpinen Schieferungen wurde der wahrscheinlich hercynisch autometamorph gebildete Chlorit aufgelöst (siehe S. 32).

Der *Biotit* ist im Zentralen Aaregranit, in den Apliten, Granitporphyren, Quarzporphyren und Kersantiten in olivgrünen und im Altkristallin in olivgrünen oder gelbbraunen, einschlussfreien Blättchen syn- und postkinematisch neu gewachsen. Die Biotite des Aaregranites werden auf S. 32 eingehend beschrieben. Die alpin neu gebildeten Biotitblättchen sind in der Regel subparallel zu den alpinen Schieferungsflächen orientiert. Sicher synkinematisch sind die Biotite in Zerrspalten von alpin gestreckten und zerrissenen Mineralkörnern gewachsen. Diese Biotitblättchen sind in der Regel mit den {001}-Flächen parallel zur Streckungsrichtung, d.h. in der Öffnungsrichtung der Zerrspalte orientiert. Auf S. 81 sind Biotite beschrieben, die postkinematisch in den Faltenscheiteln von Biegegleitfalten, die die erste Schieferung (S_1) verfallen, gewachsen sind.

Der *Stilpnomelan* wurde nur in unverschieften Aplit- und Zentralaaregranit-Proben gefunden (S. 33). Die Gesteine des Untersuchungsgebietes gehören in die Stilpnomelanzone der alpinen Regionalmetamorphose in den Zentralalpen (E. NIGGLI, 1960).

Der *Aktinolith* ist in altkristallinen Hornblendegesteinen synkinematisch mit der Ausbildung der ersten Schieferung (S_1) in feinen Nadeln parallel zur steilen Mineralstreckung, der «Faser» (L_1) gewachsen. Die Nadeln wurden durch subhorizontale Biegegleitfalten leicht verbogen und meist geknickt (vgl. Fig. 42 und Diagramm D13). In den geschlossenen Quarz-Epidot-Aktinolithzerrklüften senkrecht zu L_1 , die während der ersten Schieferung entstanden, sind die Aktinolithnadeln mit ihren c-Achsen parallel zur Öffnungsrichtung der Kluft geregelt. In der zweiten, dritten oder vierten Phase verschiefte oder zerscherte Hornblendegesteine wurden von mir nicht beobachtet. In den offenen Zerrklüften der fünften Phase ist der Aktinolith in Hornblendegesteinen ein sehr häufiges Mineral. Er bildet meist dichte Büschel von haarfeinen Nadeln (Bysololith).

Epidot wurde in allen fünf Phasen neu gebildet. In den geschlossenen Quarz-Zerrklüften der ersten Phase ist er, wie der Aktinolith, in Stengeln parallel zur Öffnungsrichtung der Kluft gewachsen.

Den *Orthit* fand ich als Neubildung in nach S_1 verschieften Gesteinen, wahrscheinlich entstand er auch in späteren Phasen neu. Der alpine Orthit bildet in der Regel xenomorphe, wolkig-rotbraun gefärbte Körner mit sehr wechselnder Doppelbrechung. Die Körner sind oft z.T. isotrop. Alle Orthite sind von einem Pistazit, selten Klinozoisitsaum umgeben.

Ein *alpinen Granat* kristallisierte synkinematisch während der ersten, zweiten, dritten und vierten Phase neu. Auf den vierten Scherflächen wurde er aber auch durch postkristallin andauernde Bewegungen zerrieben. Der alpin gebildete Granat wird auf S. 85 ff. eingehend beschrieben.

Gelbbraune, keilförmige *Titanitkristalle* wurden häufig in offenen Zerrklüften in Hornblendegesteinen gefunden.

In einem quarzdioritischen Gneis haben sich *Turmalinrosetten* auf den ersten Schieferungsflächen (S_1) gebildet (vgl. S. 9).

Pyrit ist hier und da in Quarzporphyren und Kersantiten in bis 1 cm grossen Würfeln postkinematisch nach der ersten oder zweiten Schieferung (S_1 oder S_2) gewachsen. Pyrit ist in den offenen Zerrklüften des Zentralen Aaregranites häufig.

Bleiglanz tritt gelegentlich in offenen Zerrklüften des Aaregranites auf. Bleiglanz und Zinkblende wurden in einer geschlossenen Quarz-Zerrkluft der ersten Phase – in unmittelbarer Nähe einer hercynischen sulfidischen Vererzung – gefunden (siehe S. 72).

Carbonate wurden in allen fünf Phasen der alpinen Gefügeprägung gebildet. Ein auf S. 9 beschriebener, alpin verschiefter Quarzdiorit braust mit verdünnter Salzsäure (1:10). Die neu entstandenen Carbonatkörner bilden oft zusammen mit Quarz und Albit ein polygonales Mosaikgefüge vorwiegend im Druckschatten und auf Zugspalten von Körnern des präalpinen Mineralbestandes.

J. Der alpin gebildete Granat

Vorkommen

Der alpin gebildete Granat ist vorwiegend an granitische Gesteine gebunden; im Zentralen Aaregranit ist er häufig. In Quarzporphyren, altkristallinen Granodioriten und Quarzdioriten tritt er jedoch nur selten auf. Man findet den alpinen Granat vorwiegend auf Scherflächen der verschiedenen alpinen Schieferungen S_1 , S_2 , S_3 und S_4 . Auf den ersten und zweiten Scherflächen erkennt man stets nur vereinzelte Körner, auf dritten Scherflächen schon etwas mehr, und fast jede Harnischfläche S_4 ist mit einer Granatschicht belegt, die Bruchteile von Millimetern bis 0,5 cm, selten bis 1 cm Dicke erreicht. Oft führt eine einige Millimeter bis 3 cm breite Zone, die parallel zu einer vierten Scherfläche verläuft, bis 20 Vol.-% alpin gebildete Granatkörner. Die Granate kristallisierten ausser auf alpinen Scherflächen auch in nicht deformierten saussuritierten Plagioklasen in alpin verschieften Graniten (Fig. 31).

Alpiner Granat wurde an verschiedenen Stellen am Südrand des Aarmassives zwischen Göschenen und Brig gefunden. STALDER (1964) beschreibt aus dem südlichsten Zentralen Aaregranitzug des Grimselprofiles (dem «südlichen Aaregranit», siehe S. 25) und der nördlich anschliessenden Zone der kristallinen Schiefer je einen Granat, der an alpine Scherflächen gebunden ist. Im südlichen Aaregranitzug bildet dieser Granat einen charakteristischen Gesteinsgemengteil. STALDER (1964, S. 251) betrachtet diesen Granat als alpine Neubildung:

«Die wahrscheinlichste Erklärung für die Genese ist die, dass der Granat als epimetamorphes Mineral alpidisch neu gebildet worden ist. Dafür spricht sein Vorkommen in zwei ganz verschiedenen Gesteinszonen und seine Anreicherung auf Kluftflächen: In der GSZ (= Zone der kristallinen Schiefer zwischen Grimselgranodiorit und südlichem Aaregranit) auf der alpidischen Schieferungsfläche und im südlichen Aaregranit auf dem Kluftsystem N 160° E/steil W.»

Im Zentralen Aaregranit in der Reusschlucht (Schöllenen) zwischen Andermatt und Göschenen fand ich an einer einzigen Stelle alpin gebildeten Granat. Eine Aaregranitprobe aus der Sammlung LIECHTI (1933) von der Göschenalp enthält ebenfalls alpin gebildeten Granat.

Die Lichtbrechung und die Gitterkonstanten aller alpinen Granate im Aarmassiv sind sehr ähnlich. Die jungen Granatporphyroblasten in den alpin metamorphen mesozoischen Sedimenten südlich des Gott-hardmassives sind nach STEIGER (1962) almandinreiche Granate des Dreikomponentensystems Alm-Pyr-Gro. Wahrscheinlich fällt die Südgrenze des Verbreitungsgebietes des Granates mit je einem Drittel Almandin, Grossular und Spessartin ungefähr mit der Linie Urserental-Rhonetal zusammen. Diese «Granatsubzone» überdeckt den südlichen Teil der Stilpnomelanzone (E. NIGGLI, 1960).

Mineralbeschreibung

Die idiomorph gewachsenen Granatporphyroblasten werden selten 1 mm gross, meist sind sie kleiner. An Körnerpräparaten von Granatproben wurde unter dem Binokular die Tracht der Kristalle bestimmt. Stets ist die Rhombendodekaederfläche $\{110\}$ vorhanden; diese ist gelegentlich kombiniert mit dem Deltoidikositetraeder $\{211\}$.

Probe SH 610: An 183 Körnern wurde das Rhombendodekaeder als einzige Form bestimmt.

Probe SH 510: 3 Rhombendodekaeder $\{110\}$ und 97 Rhombendodekaeder, deren Kanten durch das Deltoidikositetraeder $\{211\}$ abgestumpft sind, wurden ausgezählt.

Probe SH 551: An den wahrscheinlich alpin rekristallisierten Granaten dieser Erzgangprobe wurde an 200 Körnern nur das Rhombendodekaeder als Form beobachtet.

Die Granate enthalten Einschlüsse vor allem von Quarz und Biotit. Selten sind die Einschlüsse als S-förmige Wirbel angeordnet. So enthalten die Granate in der Quarzporphyprobe SH 555, die durch die erste alpine Schieferung intensiv laminiert wurde, Einschlusswirbel (Fig. 43). Diese Granate sind als Porphyroblasten während des Wachstums externrotiert worden; d.h. die Granate sind synkinematisch während der laminaren Gleitung parallel S_1 und in Richtung L_1 gewachsen.

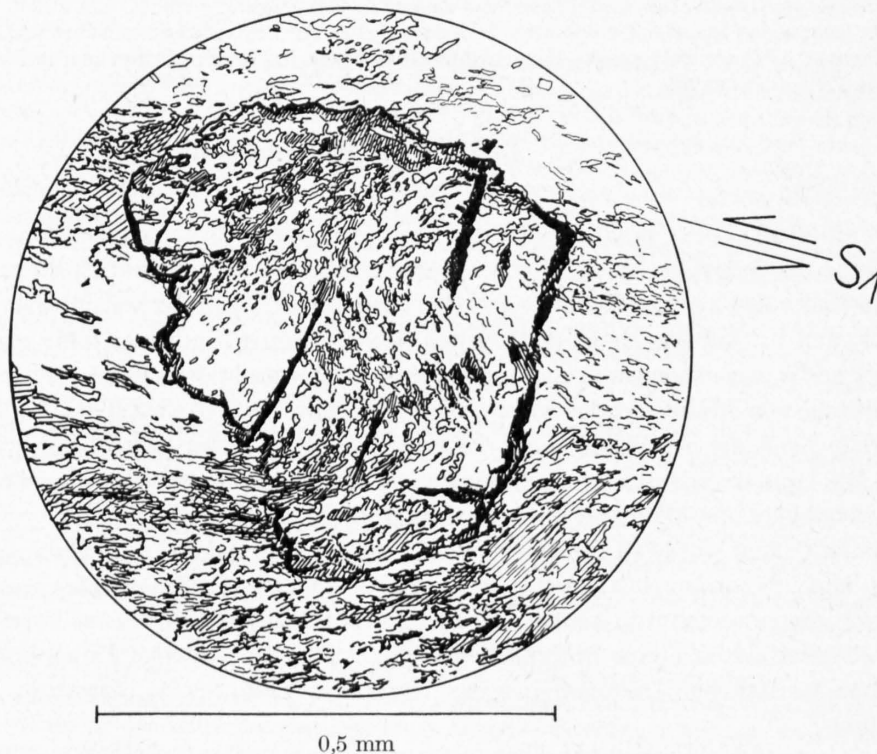


Fig. 43. Dünnschliffzeichnung von einem alpinen Granatporphyroblasten in einem durch die erste alpine Schieferung (S_1) laminierten Quarzporphyr. Die Einschlüsse im Granat (si) sind S-förmig angeordnet. Der Granat wurde während des Wachstums externrotiert (Probe SH 555) (Koordinaten 638 550/136 720/2740).

Die alpin gebildeten Granate sind durch folgende optischen und röntgenographischen Eigenschaften gekennzeichnet: Sie haben makroskopisch eine orangerote bis gelbbraune Färbung; sie sind gelegentlich schwach doppelbrechend und zeigen dann eine undeutliche Felderteilung. Die Lichtbrechung der alpinen Granate ist sehr konstant; die mittlere Lichtbrechung $n = 1,785$. Ebenfalls die Gitterkonstante variiert nur wenig; $a_0 = 11,700 \text{ \AA}$. Die Linien auf den Debye-Scherrer-Aufnahmen sind, im Gegensatz zu den scharfen Linien der hercynischen Almandine aus den zentralaargranitischen Apliten, stets leicht verschwommen.

Gelegentlich beobachtet man eine pseudomorphe Umwandlung von hercynischen Granaten in alpine Granate. Es bestehen keine Mischglieder zwischen den alten, hercynischen und den jungen alpinen Granaten. Die pseudomorphe Umwandlung kann ein altes Korn teilweise (z. B. SH 218 und SH 451 a) oder vollständig (z. B. SH 451 b) erfassen. Auf den Pulver-Röntgenaufnahmen der Proben SH 218 und SH 451 a erkennt man nebeneinander die Linien des alten und des jungen Granates. Bei der Lichtbrechungsbestimmung des Granates der Probe SH 451 a konnten nebeneinander zwei Granate mit den Lichtbrechungen 1,815 und 1,783 bestimmt werden. Die Probe SH 451 a wurde im Laboratorium für Mikroröntgenspektroskopie der Universität Bern mit der *elektronischen Mikrosonde* (CAMECA MS 85) näher untersucht (vgl. auch S. 87). Die Probe SH 451 a entstammt einer pegmatitischen Schliere des Zentralen Aaregranites. Der Granat ist schriftgranitisch mit Quarz verwachsen. Die einzelnen Granatbänder sind ungefähr 1 mm breit. Für die Untersuchung auf der Mikrosonde wurde ein Dünnschliff von der Grösse $1,2 \times 1,7 \text{ cm}$ hergestellt. Wir untersuchten die qualitative Verteilung der Elemente Fe, Mn, Ca, Mg, Al, Si.

Wir stellten fest, dass der alte Granat in vielen unregelmässig verteilten Flecken in alpinen Granat umgewandelt wurde. An der Grenze gehen die beiden Granate in einer Zone von 3μ ineinander über. Wahrscheinlich ist die Grenzzone noch schmaler. Die beiden Granate sind chemisch homogen.

Photometrische Bestimmung des Eisen-, Mangan- und Siliziumgehaltes

Aus sechs verschiedenen Gesteinsproben wurde der Granat separiert und spektral-photometrisch nach den Vorschriften des geochemischen Labors unseres Institutes (maschinenschriftliche Vervielfältigung) der Eisen-, Mangan- und Siliziumgehalt bestimmt, und zwar handelt es sich bei den ersten drei Proben um hercynisch gebildete Granate aus dem Aaregranit bzw. einem Aplit aus dem Aaregranit und bei den drei restlichen Proben um alpin gebildete Granate aus dem Aaregranit. Die Granate der Proben SH 668 und SH 599 stammen aus Pegmatitnestern der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites; in beiden Fällen ist der Granat schriftgranitisch mit Quarz verwachsen. Der Granat der Probe SH 224 stammt aus einem Aplit, der von der alpinen Metamorphose praktisch nicht beeinflusst ist. Die drei jungen Granate der Proben SH 436, SH 510 und SH 659 sind auf alpinen Scherflächen im Aaregranit gewachsen. Es war sehr schwierig, ein reines Konzentrat zu bekommen, da die Granate erstens sehr feinkörnig sind (kleiner $0,3 \text{ mm}$) und zweitens meist zahlreiche Einschlüsse von Gesteinsmineralien enthalten. Röntgenographisch konnten in den Granatkonzentraten keine anderen Mineralien nachgewiesen werden. In der untenstehenden Tabelle sind die Bestimmungsdaten für die sechs verschiedenen Granatproben zusammengestellt.

Tabelle 5.

Probe	Gew.-% SiO_2	Gew.-% Fe_2O_3	Mol.-% Almandin	Gew.-% MnO	Mol.-% Spessartin	n	a_0 (Å)
<i>hercynische Granate:</i>							
SH 599	37,76	21,0	48	21,0	49,5	1,815	11,583
SH 668	38,70	25,51	59	16,5	38,8	1,825	11,580
SH 224	38,8	25,0	57	7,47	17	1,818	11,572
<i>alpine Granate:</i>							
SH 436	37,43	13,38	31	11,68	28	1,780	11,720
SH 510	38,00	12,6	29	15,95	37,5	1,785	11,718
SH 659	37,89	12,16	29,5	11,80	28	1,785	11,710

Nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) besteht der alpine Granat ungefähr zu gleichen Teilen aus Almandin, Spessartin und Grossular. Mit der elektronischen Mikrosonde konnte durch qualitative Bestimmungen der Elemente Si, Al, Fe, Mn, Mg und Ca an einer Verwachsung von alpinem und hercynischem Granat (siehe S. 87, Probe SH 451 a) bestätigt werden, dass im speziellen Falle der hercynische Granat im wesentlichen aus Almandin- und Spessartinkomponenten zusammengesetzt ist, während es sich beim alpinen Granat um einen Almandin-Spessartin-Grossular-Mischkristall handelt. Es ist vorgesehen, den alpinen Granat noch genauer chemisch und physikalisch zu untersuchen.

Tabelle 6. Daten sämtlicher Granate des Untersuchungsgebietes (alpine und ältere).

A. Voralpine Granate			
Probe	Lichtbrechung n	Gitterkonstante a ₀ (Å)	Fundort
I. Granat als Einschluss in grauem Mikroklin aus Altkristallinpegmatit (Farbe: weinrot)			
SH 636	1,810	11,542	640 660/140 650/2520
II. Granat aus einer Kalksilikatfelslinse des Altkristallins (Farbe: gelbbraun)			
II 40	1,785	11,718	642 200/142 750/3020
III. Granate aus der aplitisch-pegmatitischen Facies des Zentralen Aaregranites (Farbe: weinrot)			
IIIa. Granat schriftgranitisch mit Quarz verwachsen			
SH 218	1,810	11,595	639 750/138 750/2920
	?	11,701 ¹⁾	
SH 451 a	1,815	11,589	641 600/139 400/2880
	1,783 ¹⁾	11,704 ¹⁾	
SH 599	1,815	11,583	641 660/139 400/2900
SH 668	1,825	11,580	641 500/139 400/2870
IIIb. Granat aus Miarolen			
SH 451 b ¹⁾	1,782	11,720	641 600/139 400/2880
SH 552	1,822	11,57	642 000/140 050/2520
SH 602	1,795	11,660	641 700/139 500/2960
IIIc. Granat aus Biotit-Granatnestern der aplitischen Randfacies			
SH 472	1,815	11,582	638 550/137 750/3020
IV. Granat aus Hornfelschollen des Zentralen Aaregranites (Farbe: weinrot)			
SH 466	1,818	11,559	638 950/138 100/2910
SH 467 b	1,823	11,56	638 950/138 100/2910
SH 485	1,820	11,568	638 800/138 080/2940
V. Granat aus zentralaargranitischen Apliten (Farbe: weinrot)			
SH 210	1,815	11,57	639 800/138 750/2880
SH 214	1,815	11,576	639 870/138 780/2880
SH 221	1,817	11,580	639 750/138 750/2920
SH 224	1,818	11,580	639 750/138 960/2990
SH 224	1,812	11,572	639 750/138 960/2990

¹⁾ Es handelt sich um Pseudomorphosen von alpinem Granat nach alten hercynischen Granaten.

SH 329	1,815	11,595	640 600/138 500/2720
SH 337	1,825	11,570	641 300/139 250/2830
SH 460	1,815	11,580	639 720/138 900/2970
SH 467 a	1,822	11,570	638 950/138 100/2910
SH 484	1,815	11,590	639 400/138 200/2820
SH 505	1,815	11,581	640 650/140 150/2770
VIa. Granate aus hydrothermalen, metasomatischen Erzgängen (Farbe: weinrot)			
SH 474	1,815	11,56	638 550/137 700/3020
	?	11,668 ¹⁾	
SH 529 {211}	1,810	11,557	638 800/137 400/2880
{110}	1,818	11,555	
VIb. Granat aus alpin überprägten, spaltenfüllenden Erzgängen (Farbe: gelbbraun)			
SH 551 a ¹⁾	1,785	11,674	638 550/137 700/3020
B. Alpin gebildete Granate			
VII. Alpine Granate auf Scherflächen S ₁ , S ₂ und S ₃ im Zentralen Aaregranit (Farbe: orangerot)			
SH 212	1,785	11,704	639 920/138 660/2810
SH 233 a	1,785	11,690	639 780/139 120/3000
SH 506	1,792	11,690	641 600/140 200/2460
SH 507	1,782	11,70	641 600/140 200/2460
SH 517	1,785	11,694	640 800/139 800/2900
SH 648	1,785	11,70	639 500/137 900/2680
SH 649	1,780	11,682	639 500/137 900/2680
SH 664	1,785	11,68	640 300/139 300/3000
VIII. Alpine Granate auf Scherflächen S ₄ auf Quarz-Zerrklüften der ersten Phase (Farbe: orangerot)			
SH 436	1,780	11,720	641 200/139 700/3050
SH 510	1,785	11,718	641 100/140 050/2700
SH 511	1,785	11,702	641 100/140 050/2700
SH 657	1,785	11,720	640 700/138 450/2740
SH 659	1,785	11,710	640 950/139 000/2820
SH 661	1,785	11,705	641 050/139 050/2780
SH 663	1,775	11,743	640 300/139 300/3000
SH 665	1,775	11,716	640 520/138 750/2820
SH 666	1,785	11,704	640 950/139 000/2820
SH 667	1,785	11,708	641 050/139 050/2780
IX. Granat mit Einschlusswirbel, synkinematisch mit der ersten Verschiebung in Quarzporphyr gewachsen (Farbe: orangerot)			
SH 555	1,790	11,660	638 500/136 700/2750
X. Granate auf ersten Scherflächen S ₁ in altkristallinen Granodioriten (Farbe: orangerot)			
SH 360	1,780	11,710	643 210/135 655/1400
SH 357	1,783	11,70	643 210/135 655/1400
XI. Granat auf Scherfläche S ₁ in altkristallinem Quarzdiorit (Farbe: orangerot)			
SH 472	1,787	11,68	638 550/137 750/3000
	?	11,59 ²⁾	

¹⁾ Es handelt sich wahrscheinlich um eine Pseudomorphose von alten hercynischen Granaten in alpine Granate.

²⁾ Es handelt sich wahrscheinlich um einen alten Granat, der als Kristallisationskeim für den alpinen Granat gedient hat.

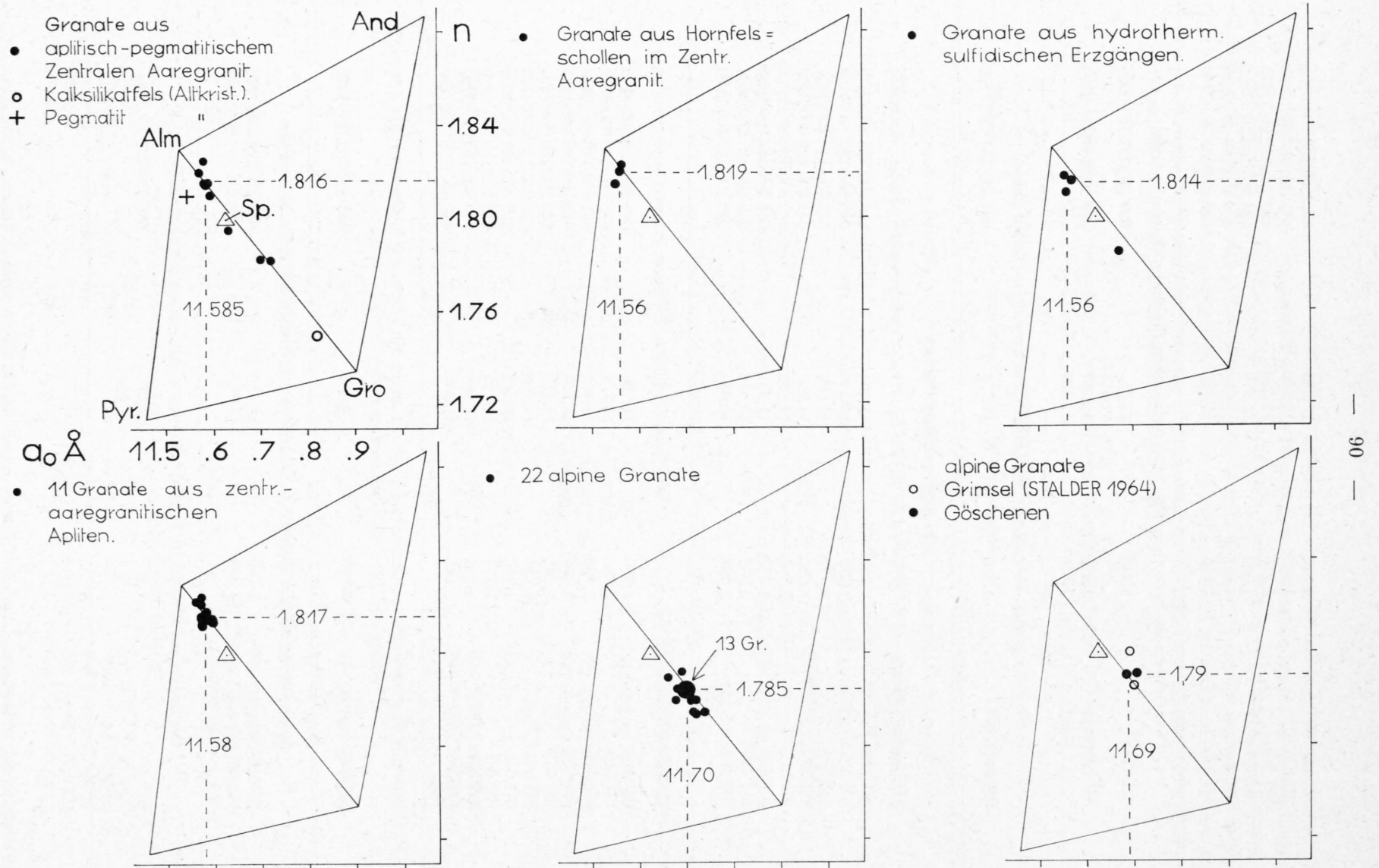


Fig. 44. Darstellung der Lichtbrechung und der Gitterkonstanten der von mir untersuchten Granate und von zwei Granaten aus dem Grimselgebiet (STALDER, 1964) auf dem Diagramm von H. WINCHELL (1958).

Tabelle 7. Daten der alpinen Granate aus dem mittleren Aarmassiv.

Probe	n	a_0 (Å)	MnO ₂ -Gehalt Gew.-%	Spessartin Mol.-%	Fundort
I. Granate aus dem Grimselgebiet (STALDER, 1964)					
Ia. Granat aus der GSZ von der Grimselstrasse					
	1,786	11,706	10,1	24,5	
Ib. Granat aus dem südlichen Zentralen Aaregranitzug («südlicher Aaregranit»)					
	1,800	11,69	10,4		
II. Alpine Granate aus der Umgebung von Göschenen (Zentraler Aaregranit) (Farbe: orangerot)					
SH 669	1,79	11,680			687 850/167 100/1340
Li	1,790	11,706			

K. Geometrische Beziehungen zwischen alpinen, hercynischen und älteren Gefügeelementen

Die erste alpine Schieferung S_1 (mittleres Fallazimut 135° /mittlerer Fallwinkel 70°) ist gleich orientiert wie die steilstehenden Faltenschenkel der vormigmatisch gebildeten, isoklinalen Falten im Altkristallin und wie die hercynische Deformationsbreccie im Grat zwischen dem Grisighorn und dem Unterbächhorn. Diese Beobachtung bestätigt im wesentlichen folgende Ansicht von ZBINDEN (1949, S. 268):

«Die Strukturanlage der südlichen Gneise des Aarmassives ist älter als die Intrusion des Zentralen Aaregranites. Da aber weiterhin die Injektion in den Mischgneisen ebenfalls diese Richtung aufweist, selber aber auch schon älter als die zentralaargranitische Intrusion ist, ist die alte Strukturanlage entweder synchron mit der älteren Injektion bzw. Intrusion oder gar noch älter als diese. Die alpine Struktur hält sich somit an eine alte, vorgezeichnete. Die Schieferigkeit der südlichen Gneise ist nicht das Produkt bloss einer, nämlich alpinen Dislokationsmetamorphose, sondern von mindestens deren zwei.» Mit «alpine Struktur» bezeichnet ZBINDEN (1949) die erste alpine Schieferung S_1 .

Die Aplite (im Altkristallin), die Quarzporphyre und die Vogesite (Diagramme D5, D6, D7, D8; mittleres Fallazimut 150° /mittlerer Fallwinkel 60°) werden von der ersten alpinen Schieferung S_1 (mittleres Fallazimut 135° /mittlerer Fallwinkel 70°) unter einem spitzen Winkel geschnitten. Diese Winkeldiskordanz erkennt man z.B. sehr schön an sämtlichen Quarzporphyrgängen im Kelchbachgraben, an den Quarzporphyren, Apliten und Vogesiten des Sparrhornes und am Quarzporphyrgang im Hohstock-Südgrat (Fig. 32). Diese wichtige Beobachtung steht im Gegensatz zu der Ansicht von ZBINDEN (1949, S. 249) für sein Untersuchungsgebiet: «Sie (saure und basische Ganggesteine) sind den Granitgneisen parallel eingelagert und gleichsinnig mit ihnen verschiefert. Diskordanzen sind keine festzustellen.»

Die zweite alpine Schieferung S_2 verläuft parallel zu den E-streichenden und senkrecht stehenden, hercynischen sulfidischen Erzgängen östlich des Grisighornes und in der Massaschlucht (FELLENBERG, 1893). Der Zentrale Aaregranit ist dort am intensivsten durch die zweite alpine Schieferung (S_2) deformiert, wo die hercynischen Erzgänge auftreten und wo ebenfalls ein Quarzporphyrgang über eine Distanz von ungefähr 2 km genau E-W streicht (Taf. II).

L. Vergleich mit benachbarten Gebieten

ALB. HEIM (1921) beschreibt in der «Geologie der Schweiz» die *erste alpine Schieferung* (S_1) als Druckschieferung mit steiler Faser parallel zur Transportrichtung (= L_1) als ein Produkt der alpinen Dislokationsmetamorphose. In den Profilen auf den Taf. VII und XVIII wird die Druckschieferung als dominierendes Gefügeelement im Bau der helvetischen Alpen dargestellt. Die erste alpine Schieferung (S_1) fällt im NE des

Aarmassives, bei Tamins, nach VOLL (in NABHOLZ & VOLL, 1963) mit Fallazimut 165° und Fallwinkel 70° gegen SSE ein. Von hier biegt die Streichrichtung von S_1 gegen WSW allmählich parallel zur Massivachse in SW-Richtung am Westende des Aarmassives um (ALB. HEIM, 1921). Die steile Mineralstreckung L_1 auf S_1 ist längs des ganzen Aarmassives als gegen oben offener Fächer angeordnet (KVALE, 1957, NABHOLZ & VOLL, 1963, LABHART, 1965), gleich wie dies PLESSMANN (1958) für den Südrand des Gotthardmassives beschrieben hat. Im NE, bei Tamins, fällt die Mineralstreckung L_1 auf S_1 mit 75° gegen SW ein (NABHOLZ & VOLL, 1963). In zentralen Gebieten, Schöllenen und Haslital, steht L_1 senkrecht (MINDER, 1932, LIECHTI, 1933, KVALE, 1957, und STALDER, 1964), und im Gebiet von Brig fällt sie mit 75° , gegen E ein (BAER, 1959, LABHART, 1965, und eigene Beobachtungen). Die erste alpine Schieferung (S_1), die in den Kristallinmassiven steil nach SE einfällt, biegt nach ALB. HEIM (1921) und ROHR (1926) in den überlagernden, mesozoischen Sedimenten gegen NW um und geht, allmählich flacher werdend, in die flachen Überschiebungsbahnen der helvetischen Decken über.

Die erste alpine Schieferung (S_1) in den permischen Sedimenten der Urserenzone, südöstlich meines Untersuchungsgebietes, ist nach LABHART (1965) in der Regel intensiv verfaltet. Es handelt sich um monokline, NW-vergente Scherfallen, deren Achsen mit durchschnittlich 15° nach SW einfallen. Die Scherflächen durchsetzen oft engständig als echte Schieferung (S_2 von LABHART) das Gestein. Diese Schieferung streicht gleich wie S_1 und steht senkrecht oder fällt steil nach NW ein. Die B_2 -*Falten* (Bezeichnung nach LABHART, 1965) bilden nach PLESSMANN (1958), CHATTERJEE (1961) und LABHART das dominierende Strukturelement im Gefügebild der permischen und mesozoischen Sedimente am Südrande des Aarmassives zwischen Fiesch und Brig. Die Kleinfalten und Runzeln in den Hauptmylonitzonen (S_1) am NW- und SE-Kontakt der Grishorn-Granitzunge entsprechen meiner Ansicht nach den B_2 -Falten von LABHART am Südrand des Aarmassives. Die Kleinfalten und Runzeln in meinem Untersuchungsgebiet sind aber in der Regel als *Biegegleitfalten* (Fig. 33 und 42) und nur sehr selten, ähnlich wie in den permischen und mesozoischen Sedimenten der Urserenzone, als Scherfallen ausgebildet. Die Scherflächen dieser Falten treten nie als eigentliche Schieferung auf. Die zweite Schieferung (S_2) von LABHART kann deshalb in meinem Untersuchungsgebiet nicht als Schieferung ausgeschieden werden.

Die E-streichende, *zweite alpine Schieferung* (S_2) (es handelt sich nicht um S_2 von LABHART!!), die in meinem Untersuchungsgebiet nach der ersten alpinen Schieferung (S_1) entstanden ist, wird in gleicher Ausbildung von BAER (1959) aus dem abtauchenden Westende des Aarmassives beschrieben. Auch hier ist nach BAER S_2 stets jünger als S_1 . Die zweite alpine Schieferung S_2 tritt nach eigenen Beobachtungen auch in gleicher Ausbildung in zentralen Teilen des Aarmassives auf. Auch hier ist S_2 stets jünger als S_1 . Im Gebiet des Haslitales wird diese Schieferung von gleichaltrigen, zu S_2 parallelen *Milchquarzgängen* begleitet, wie in meinem Untersuchungsgebiet. MINDER (1932) und LIECHTI (1933) beschreiben E-streichende Quarzitgänge aus dem oberen Haslital und dem Tal von Göschenen. Beide Autoren betrachten diese Gesteine als letzte hydrothermale Förderungen im Anschluss an die Intrusion des Zentralen Aaregranites, da sie parallel zu den sicher hercynischen Apliten und Lamprophyren verlaufen. Nach eigenen Feldbeobachtungen im mittleren Aarmassiv handelt es sich auch dort um alpine Milchquarzgänge der zweiten alpinen Schieferung (S_2).

Ebenfalls die *dritten alpinen Scherflächen und Mylonitzonen* (S_3) treten nach eigenen Beobachtungen im mittleren Aarmassiv auf. Diese Scherflächen sind im Gebiet des Haslitales stets jünger als S_2 , und es fanden an ihnen ebenfalls Blattverschiebungen statt, wobei stets östliche Teile relativ nach Norden verschoben wurden.

Die *offenen Zerrklüfte* meines Untersuchungsgebietes sind nach zwei verschiedenen Raumlagen orientiert. Die meisten Klüfte fallen mit Fallazimut 40° und Fallwinkel 45° gegen NE ein. Sie sind gleich orientiert wie die offenen Klüfte am äussersten Westende des Aarmassives (BAER, 1959, und eigene Beobachtungen). Die übrigen offenen Klüfte in meinem Untersuchungsgebiet fallen mit 25° flach gegen SW ein. Ihre Lage entspricht ungefähr der Lage der subhorizontalen Zerrklüfte im mittleren Teil des Aarmassives (MINDER, 1932, LIECHTI, 1933, P. NIGGLI, KÖNIGSBERGER & PARKER, 1940, STALDER, 1965, und eigene Beobachtungen). Mein Untersuchungsgebiet befindet sich also in einem Übergangsgebiet, in welchem beide Systeme von offenen Zerrklüften auftreten. P. NIGGLI, KÖNIGSBERGER & PARKER (1940) nehmen an, dass die offenen Zerrklüfte im Aarmassiv im ganzen Areal gleichzeitig, und zwar in einer abschliessenden Phase der alpinen Gebirgsbildung, entstanden sind.

M. Alter und Genese des alpinen Baues und der alpinen Metamorphose

Das älteste alpine Gefügeelement, die erste alpine Schieferung (S_1), ist in meinem Untersuchungsgebiet stets jünger als die hercynischen Ganggesteine, die Aplite, Granitporphyre, Quarzporphyre und Lamprophyre. Die erste Schieferung (S_1) tritt nach den geologischen Aufnahmen von ALB. HEIM (1921), KVALE (1957) und andern als dominierendes Gefügeelement fast überall im ganzen Aarmassiv auf und durchsetzt kontinuierlich das Kristallin und die überlagernden, autochthonen und parautochthonen mesozoischen Sedimente (Malmkalke in der Urserenzone), womit das alpine Alter dieser Schieferung nachgewiesen ist. Im III. Teil dieser Arbeit wurde gezeigt, dass die alpine Gefügeprägung und die alpine Metamorphose gleichaltrig sind. Es handelt sich um die Äusserungen der gleichen Dislokationsmetamorphose. Das tertiäre Alter der alpinen Metamorphose im mittleren Aarmassiv wurde von JÄGER (1961) und WÜTHRICH (1963) an alpin gebildeten Biotiten mit K-Ar- und Rb-Sr-Alter nachgewiesen.

Die postkristallinen Mylonite am NW- und SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge sind möglicherweise quartäre Bildungen.

Ich versuche nun, ein Modell zu entwerfen, das auf einfache Weise die verschiedenen Gefüge und Gesteinsbildungsvorgänge in meinem Untersuchungsgebiet erklärt und das im Einklang mit der Tektonik der umliegenden Gebiete steht (vgl. hierzu auch Fig. 30 und Taf. II).

Das Modell

In der *ersten Phase* entstand im Untersuchungsgebiet die erste alpine Schieferung (S_1), die durchschnittlich mit Fallazimut 135° und Fallwinkel 70° steil gegen SE einfällt. Die Gesteine wurden senkrecht zur Schieferungsfläche (S_1) zusammengepresst und in der Schieferungsebene, vorwiegend parallel zum steilen Linear (L_1) gedehnt. Ausserdem wurden südöstliche Teile durch laminare Gleitung parallel dem steilen Linear (L_1) gegenüber nordwestlichen Teilen relativ aufgeschoben. Die erste Schieferung (S_1) folgte subparallel den hercynisch gebildeten Paralleltexturen in den altkristallinen Gneisen.

Die Einengung senkrecht zur Schieferungsebene (S_1) und Dehnung in der Schieferungsebene, vorwiegend parallel zum steilen Linear (L_1), verursachte eine beträchtliche Hebung des Aarmassives. Gleichzeitig wurde das Massiv bogenförmig nach NW vorgeschoben. Mit grosser Wahrscheinlichkeit entstand die erste Schieferung (S_1) durch einen Horizontalschub aus südöstlicher Richtung. Die Annahme, dass ein stets gleichgerichteter Horizontalschub aus südöstlicher Richtung während der ersten vier Phasen die Gesteinsdeformationen verursacht hat, ist wahrscheinlich und hat bei der Deutung der alpinen Tektonik zu keinerlei Widersprüchen geführt. Die Verbiegung des ganzen Aarmassives erzeugte tangentielle Zugspannungen ungefähr parallel zur Massivachse.

Zu einem bestimmten Zeitpunkt bildeten in der *zweiten Phase* E-W-Scherflächen (S_2) den Ort des geringsten Scherwiderstandes; sie verlaufen parallel zu hercynischen Erzgängen als bereits vorgezeichneten Schwachstellen. Die Kristallingesteine wurden durch Blattverschiebungen an S_2 in der Massiv-Längsachse gedehnt, quer dazu eingengt und gleichzeitig im Uhrzeigersinn internrotiert. Mit Beginn dieser Phase hörten die Bewegungen an der ersten Schieferung auf. Die Aufschiebungen an S_1 dauerten wahrscheinlich nur an wenigen Mylonitzonen, wie z.B. am NW- und SE-Kontakt des Zentralen Aaregranites (Grisighorn-Granitzunge) weiter an. Schliesslich «erlöschten» die Blattverschiebungen an S_2 – wahrscheinlich weil das Gestein nicht beliebig, der Internrotation entsprechend, ausweichen konnte.

In der folgenden *dritten Phase* entwickelten sich vereinzelte, auf S_2 ungefähr senkrecht stehende und ungefähr N-S-streichende Scherflächen (S_3). An diesen Scherflächen (S_3) fanden wieder Blattverschiebungen statt, die erstens die Drehung des Massives durch eine entgegengesetzte Internrotation im Gegenuhrzeigersinn ausglich und zweitens ebenfalls zu einer Dehnung parallel und Einengung senkrecht zum Massivstreichen führten. Parallel zu den zweiten und dritten Scherflächen entstanden synkinematisch «Milchquarzgänge». In der ersten Schieferung (S_1) fehlen solche Gänge, wahrscheinlich weil durch den SE-NW-Zusammenschub in S_1 keine schieferungsparallelen Spalten entstehen konnten. Die selten auftretenden Reibungsbreccien mit gerollten Komponenten auf den zweiten Scherflächen bestätigen, dass während der Blattverschiebungen nur eine geringe Druckkomponente senkrecht auf den zweiten Scherflächen lastete.

In der *vierten Phase* waren die Gesteinsdeformationen sehr unbedeutend. Nur an vereinzelten 0–30° gegen SW geneigten Scherflächen (S_4) wurde das Hangende in nordwestlicher Richtung über das Liegende geschoben. Meist fanden die Verschiebungen an den geschlossenen Quarz-Zerrklüften der ersten Phase statt. Und zwar wurden nur Quarz-Zerrklüfte mit bestimmter Orientierung als Scherflächen benützt (Diagramme D14 und D21). Ich nehme an, dass das Aarmassiv zu Beginn der vierten Phase bereits einen langgezogenen Rücken bildete. Das Massiv wurde im wesentlichen während der Anlage der ersten alpinen Schieferung (S_1) aufgewölbt. Erst in dieser gehobenen Lage fanden die horizontalen Abscherungen an S_4 statt.

Mit P. NIGGLI (1940), WEGMANN (1957), BAER (1959) und andern vertrete ich die Ansicht, dass nach der alpinen Gefügeprägung durch gesteigerte Erosion im alpinen Gebirge, das wahrscheinlich ungefähr um diese Zeit seine höchste vertikale Ausdehnung erreichte, und eine isostatische Ausgleichsbewegung eine weitere Hebung des Aarmassives stattfand. Die Fächerstellung der steilen Mineralstreckung L_1 auf S_1 im Aarmassiv (S. 92) entstand durch die Hebung während und nach der alpinen Gefügeprägung. Während der letzten Hebung und der gleichzeitigen Erosion nahmen der Belastungsdruck und die Gesteinstemperaturen allmählich ab. Tangentialspannungen parallel zur gekrümmten Massivachse führten im Untersuchungsgebiet beim Überschreiten der Reissfestigkeit des Gesteins zum Aufreissen von offenen Zerrklüften. Die Mineralien, die in den offenen Klüften aus hydrothermalen Lösungen auskristallisierten, dürften unter andern physikalischen Bedingungen – wahrscheinlich bei deutlich niedrigeren Temperaturen – gebildet worden sein als die synkinematisch, während der ersten bis vierten Phase gebildeten Mineralien. In den offenen Zerrklüften kristallisierten z. T. andere Mineralien als während der ersten vier Phasen. So fehlt z. B. der alpin gebildete Granat in den offenen Klüften, und an Stelle von grünem Biotit wurde Chlorit gebildet.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die Petrographie und die Tektonik einer Granitzunge des Zentralen Aaregranites (Grisighorn-Granitzunge) und ihrer altkristallinen Hüllgesteine beschrieben. Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen Aarmassiv nördlich von Brig; es wird durch die Linie Blatten (bei Naters)–Gebidem (Massaschlucht)–Oberaletschgletscher–Unterbächhorn–Gredetschtal–Hofathorn–Bel–Blatten begrenzt. Von diesem Gebiet wurde eine geologische Karte im Massstab 1:20000 erstellt (vgl. Taf. I).

Die vorliegende Arbeit ist in drei Abschnitte unterteilt: Der I. Teil befasst sich mit den altkristallinen Hüllgesteinen des Zentralen Aaregranites. Im II. Teil folgt eine Beschreibung des Zentralen Aaregranites und der jungen Ganggesteine. Der alpine Bau, die alpinen Bewegungen und die alpinen Mineralneubildungen werden getrennt im III. Teil erörtert. Die Beschreibung des Altkristallins im I. Teil ist möglichst kurz gehalten. Ausführlich wird dagegen der Zentrale Aaregranit im II. Teil und die Überprägung der verschiedenen Gesteine durch die alpine Metamorphose im III. Teil behandelt.

Die Entwicklungsgeschichte der verschiedenen Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes ist kurz folgende:

Im Paläozoikum wurden die damals vorhandenen Altkristallingesteine – es handelte sich um verschiedene Gneise von granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung sowie um Amphibolite, Hornblendite und Serpentine – isoklinal verfaltet. Das Planargefüge der Faltenschenkel streicht NE–SW und fällt steil gegen SE ein. Die Faltenachsen fallen, wie im südlich anschliessenden Gebiet LABHART (1965), mit wechselnder Neigung gegen SW ein.

Anschliessend wurden die verschiedenen Gesteine in einer oder in mehreren Phasen migmatisiert. Es entstanden echte Migmatite im Sinne SEDERHOLMS, bestehend aus einem Paläosom und einem granitoiden Neosom. Das granitoide Neosom befand sich zum Teil sicher im schmelzflüssigen Zustand. Gleichzeitig erstarrten aus Schmelzen Granodiorite und Quarzdiorite, die randlich meist fliessend in die Migmatite übergehen, aber gelegentlich auch kleine Intrusivstöcke mit scharfen Kontakten bilden. Es konnte nicht fest-

gestellt werden, ob die granitoiden Schmelzen nur an Ort durch eine Metatexis entstanden oder ob die Schmelzen zum Teil auch aus grösserer Tiefe emporgedrungen sind. Kleipe Intrusionen im Dekameter- bis Hektometerbereich fanden sicher statt. Die Bildung der Augengneise am Südrand des Untersuchungsgebietes ist wahrscheinlich ungefähr gleich alt, vielleicht etwas jünger als die Migmatisation.

Während späthercynischer Zeit intrudierte der Zentrale Aaregranit, ein homogener Biotitgranit, in ein NE-streichendes Kluftsystem. Im Untersuchungsgebiet ist eine 2 km breite und 5 km lange Granitzunge, die Grisighorn-Granitzunge, am SW-Ende des 100 km langen lanzettförmigen Zentral-Aaregranitareals aufgeschlossen. Das späthercynische Alter des Aaregranites wurde von WÜTHRICH (1963) mit der Rb-Sr-Methode bestimmt. Der Granit erstarrte unter Ausbildung einer aplitischen Randfacies und von messerscharfen Eruptivkontakten. Die altkristallinen Hüllgesteine wurden nur sehr schwach von einer Kontaktmetamorphose überprägt. Es konnte mit klassischen Methoden nur eine Umwandlung der Amphibole in Biotit in einem dezimeter- bis meterbreiten Streifen längs des Eruptivkontaktes festgestellt werden. Andererseits diffundierten Stoffe aus dem Nebengestein in die aplitische Randfacies; dadurch entstanden hier an verschiedenen Stellen Biotit-Granatnester.

Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren bilden ein konzentrisches Schlierengewölbe im Innern der Grisighorn-Granitzunge.

Im Zentralen Aaregranit kommen drei Schollentypen vor: Die xenolithischen Hornfelsschollen treten vorwiegend in Kontaktnähe und in einem schmalen, NE-streichenden Streifen im Innern der Granitzunge auf. Die Schollen eines etwas dunkleren Zentralen Aaregranites wurden nur an drei Stellen im Granit beobachtet. Die basischen Butzen, es handelt sich um Agglomerate von Erstkristallisaten, treten nur im Zentrum der Granitzunge am Oberaletschgletscher auf.

Unmittelbar nach der Platznahme des Zentralen Aaregranites entstanden sulfidische Vererzungen mit den Erzmineralien Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende und Molybdänglanz. Die Vererzungen treten im Dach der Granitzunge, im Zentralen Aaregranit und in den altkristallinen Hüllgesteinen auf. Sie bilden echte, spaltenfüllende Gänge und – hinsichtlich ihrer Erscheinungsweise – greisenähnliche, metasomatische Gänge, die alle E–W streichen und senkrecht stehen.

Aplitgänge durchziehen in vielen verschiedenen Richtungen den Granit. Im Altkristallin füllen die gleichen Apliten ein System von parallelen Spalten, das – wie die Apophysen des Zentralen Aaregranites – durchschnittlich mit Fallazimut 154° und Fallwinkel 60° gegen SE einfällt. Ungefähr gleich alt wie die Apliten sind einige wenige Granitporphyrgänge in der Umgebung des Grisighornes.

Jünger als die Apliten sind die Quarzporphyre und Lamprophyre, die im Gegensatz zu den Apliten im Zentralen Aaregranit auf dem gleichen Spaltensystem intrudiert sind wie in den altkristallinen Hüllgesteinen. Die Quarzporphyryplatten fallen durchschnittlich mit Fallazimut 146° und Fallwinkel 70° gegen SE ein. Die Lamprophyre sind weniger gut geregelt als die Quarzporphyre. Die meisten Lamprophyre sind Kersantite; etwas seltener sind Spessartite, und nur an einer Stelle wurden zwei Vogesite beobachtet.

Nach der Intrusion der Ganggesteine entstanden in Kontaktnähe, im Dach der Grisighorn-Granitzunge (im Altkristallin sowie im Zentralen Aaregranit), Molybdänit-Quarzgänge und -nester.

Während der tertiären, alpinen Orogenese wurden alle Gesteine des Untersuchungsgebietes verschieden stark, unter gleichzeitiger mechanischer Verformung, von einer epizonalen Metamorphose überprägt.

Die alpine Gefügeprägung begann in einer *ersten Phase* mit der Ausbildung der dominierenden NE-streichenden und steil nach SE einfallenden ersten alpinen Schieferung (S_1), die subparallel dem hercynischen Parallelgefüge folgt. In S_1 liegt eine Mineralstreckung (L_1), die mit der Fallinie auf der Schieferungsebene einen Winkel von 10° bildet und steil nach E einfällt. Die Schieferung ist in zahlreichen, zum Teil bis 50 m mächtigen Blastomylonitzonen stark gesteigert. An S_1 fanden parallel zu L_1 Aufschiebungen von SE her statt. Die Grisighorn-Granitzunge wird am NW-Rand durch einen S_1 -parallelen, alpinen Bruch begrenzt. Dieser Bruch schneidet das Schlierengewölbe der Grisighorn-Granitzunge diskordant ab. Der Zentrale Aaregranit wurde hier gegenüber den nordwestlich anschliessenden, altkristallinen Hüllgesteinen um minimal 400 m aufgeschoben.

In einer *zweiten Phase* fanden Blattverschiebungen an einer E-streichenden und mit 80° gegen S einfallenden zweiten alpinen Schieferung (S_2) statt. Eine Mineralstreckung (L_2) in S_2 fällt mit 40° gegen W ein. Südliche Gesteinspakete wurden an S_2 parallel L_2 stets relativ nach W verschoben.

In einer *dritten Phase* fanden Blattverschiebungen an einzelnen N-streichenden Scherzonen (S_3) statt. Längs dieser Scherzonen wurden jeweils östliche Gesteinspakete, parallel einer Mineralstreckung, die flach nach S einfällt, relativ nach N verschoben.

In einer *vierten Phase* wurde an horizontalen bis wenig geneigten Scherflächen (S_4) das Hangende in nordwestlicher Richtung überschoben.

Vielleicht schon während, sicher aber nach den Bewegungen an S_2 , S_3 und S_4 , fanden an den grössten Blastomylonitzonen, z.B. am NW- und SE-Kontakt der Grisighorn-Granitzunge, noch Aufhebungen an S_1 statt.

Ich nehme an, dass das Aarmassiv während dieser vier Phasen in der NW–SE-Richtung stark zusammengestaucht wurde, indem es sich gleichzeitig gegen oben und in der Längsachse ausdehnte.

Synkinematisch mit der Ausbildung von S_1 , S_2 , S_3 und S_4 wurden alpin folgende Mineralien gebildet: Quarz, Albit, Sericit, olivgrüner und gelbbrauner Biotit, Aktinolith, Epidot, Zoisit, Orthit, Turmalin und ein Granat, der zu gleichen Teilen aus Almandin, Spessartin und Grossular zusammengesetzt ist.

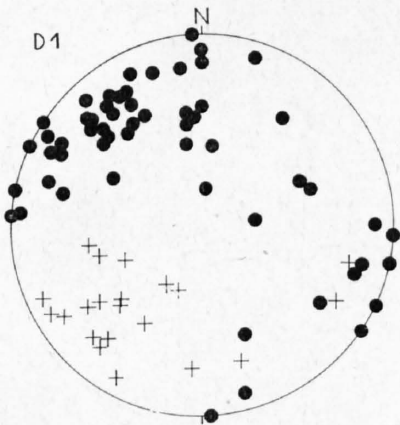
STALDER (1964) beschreibt erstmals alpin gebildete Granate (zwei Proben) aus dem Aarmassiv. In der vorliegenden Arbeit wurde nun an 51 Granatproben gezeigt, dass alle alpin gebildeten Granate im Aarmassiv durch die gleiche Farbe, gleiche Lichtbrechung, gleiche Gitterkonstante und gleiche Tracht charakterisiert sind. Die alpin gebildeten Granate unterscheiden sich in diesen Eigenschaften deutlich von den hercynisch gebildeten aus den gleichen Gesteinstypen. Es lässt sich nun im südöstlichen Teil der Stilpnomelanzone (E. NIGGLI, 1960) im Aarmassiv eine Granatsubzone ausscheiden.

Ich nehme mit verschiedenen Autoren an, dass nach der alpinen Gefügeprägung eine gesteigerte Erosion im alpinen Hochgebirge eine isostatische Ausgleichsbewegung auslöste, die zur weitem Hebung des Aarmassives führte. In dieser *fünften Phase* wurden Zerrklüfte aufgerissen. Die Mineralien, die in diesen offenen Zerrklüften aus hydrothermalen Lösungen auskristallisierten, dürften unter andern physikalischen Bedingungen, wahrscheinlich bei deutlich niedrigeren Temperaturen, gebildet worden sein als die synkinematisch während der ersten bis vierten Phase kristallisierten Mineralien. Als häufigste Zerrklüftmineralien sind fast in jeder Kluft Quarz, Chlorit und Adular zu finden. Biotit und Granat fehlen in den offenen Zerrklüften.

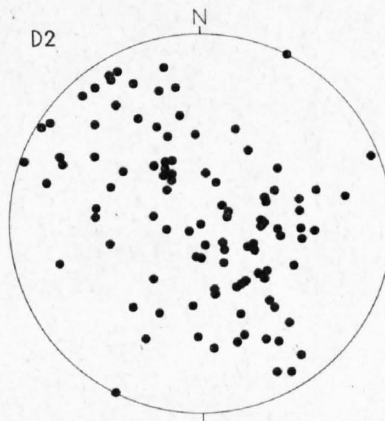
An verschiedenen Stellen im Untersuchungsgebiet treten zu S_1 parallele Kluft-Lehmzonen auf. Es handelt sich möglicherweise um quartäre Brüche.

Diagramme 1-8

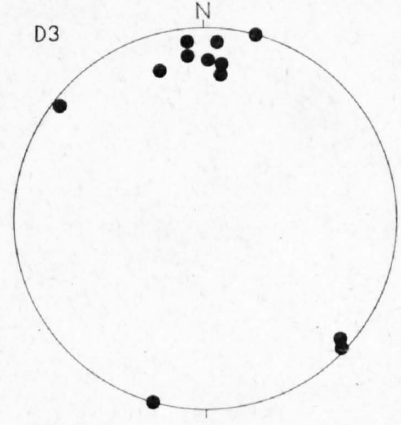
(Darstellung auf der *unteren* Halbkugel)



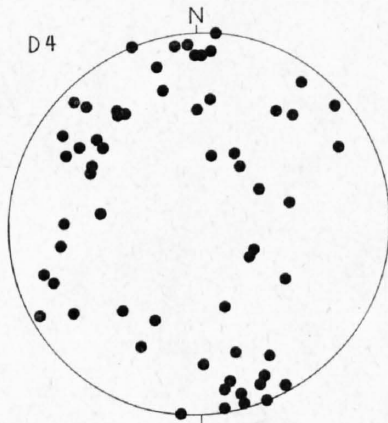
- Flächenpole der Gesteinsbänderung im Altkristallin
- + Faltenachsen im Altkristallin (vgl. S. 22).



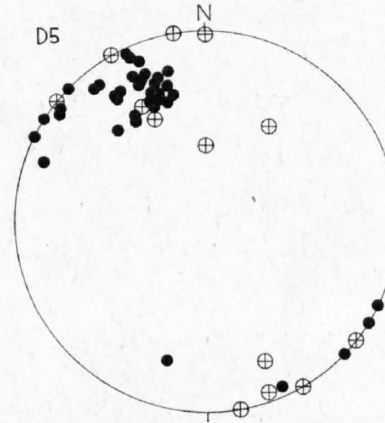
- Flächenpole von Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 42).



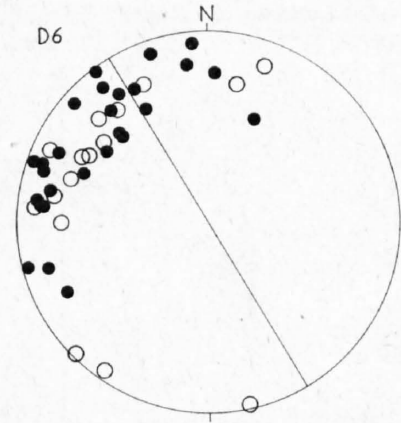
- Flächenpole von sulfidischen Fe-Cu-Erzgängen im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 49).



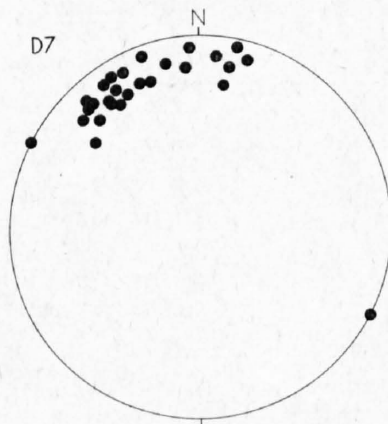
- Flächenpole von Aplitgängen im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 50).



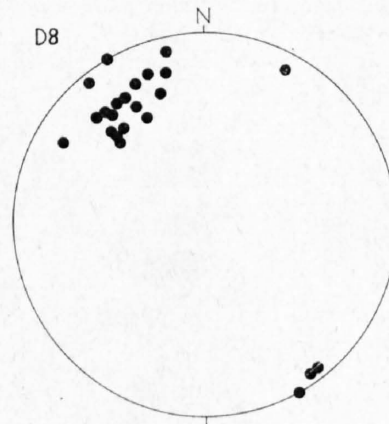
- Zentral-Aaregranit-Aplite im Altkristallin
- ⊕ Apophysen des Zentralen Aaregranites im Altkristallin (vgl. S. 27).



- Lamprophyre im Altkristallin
- Lamprophyre im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 56).



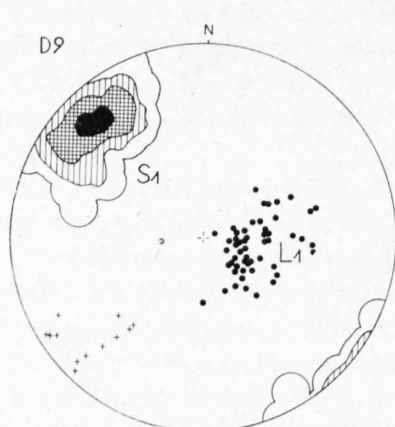
- Quarzporphyrgänge im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 54).



- Quarzporphyrgänge im Altkristallin (vgl. S. 54).

Diagramme 9–15

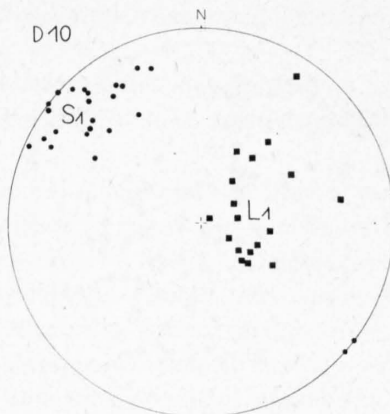
(Darstellung auf der unteren Halbkugel)



100 Flächenpole der ersten alpinen Schieferung (S_1) (1 % – 5 % – 10 % – 15 % –), vgl. S. 66).

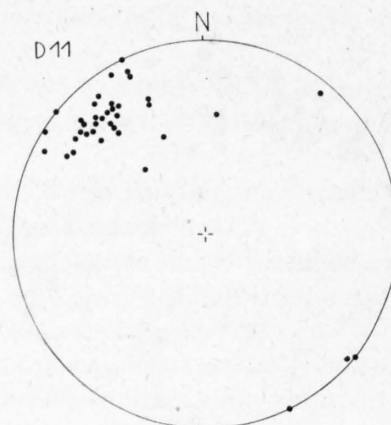
● Mineralstreckung L_1 auf S_1 (98 Punkte)

+ Kleinfalten und Ranzeln auf S_1

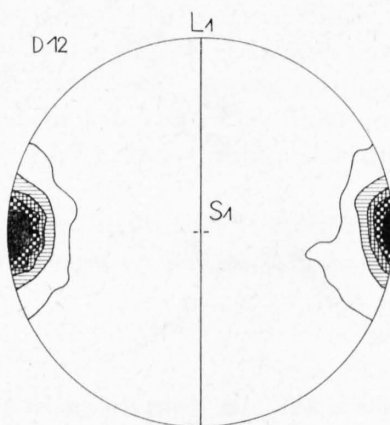


● Flächenpole der ersten alpinen Schieferung (S_1) im grossen Quarzporphyrgang im Zentralen Aaregranit

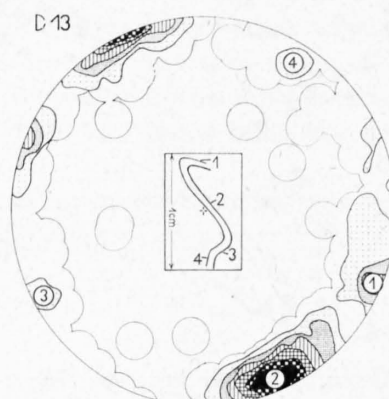
■ Mineralstreckung L_1 auf S_1 (vgl. S. 66).



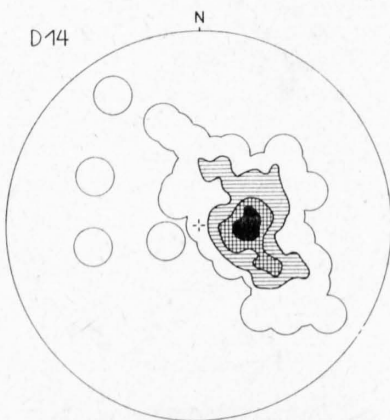
● Flächenpole von parallel S_1 geplätteten Hornfelschollen und basischen Butzen im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 66).



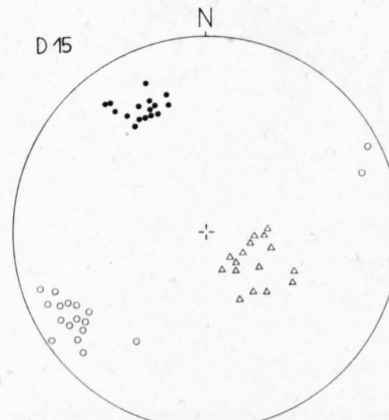
345 {001}-Flächenpole von Biotiten aus einem Blastomylonit (S_1) im Zentralen Aaregranit (1 % – 5 % – 10 % – 15 % – 20 % –) (vgl. S. 66).



228 c-Achsen von Aktinolithnadeln aus verfaltetem Aktinolithschiefer (S_1) (Fig. 42). Die c-Achsen sind parallel L_1 in S_1 geregelt (0,5 % – 2 % – 4 % – 6 % – 9 % – 12 % – 15 % –) (vgl. S. 81).



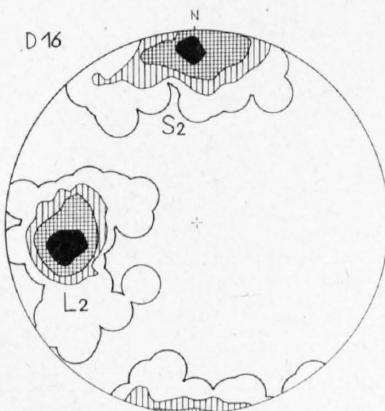
100 Flächenpole von vollständig mit Quarz gefüllten Zerrklüften (senkrecht L_1) im Zentralen Aaregranit (1 % – 5 % – 10 % – 15 % –) (vgl. S. 71).



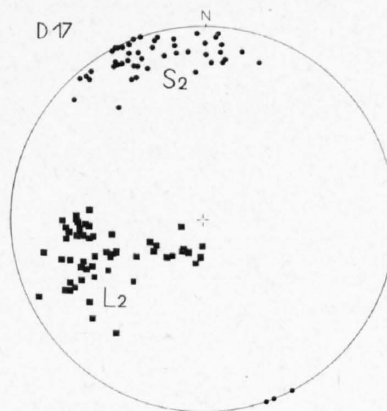
● Flächenpole von S_1
 △ vollständig mit Quarz gefüllte Zerrklüfte
 ○ Boudinageachsen (Schnitt Zerrklüfte/ S_1) } im Sparrhorngrat (vgl. S. 71).

Diagramme 16–22

(Darstellung auf der unteren Halbkugel)

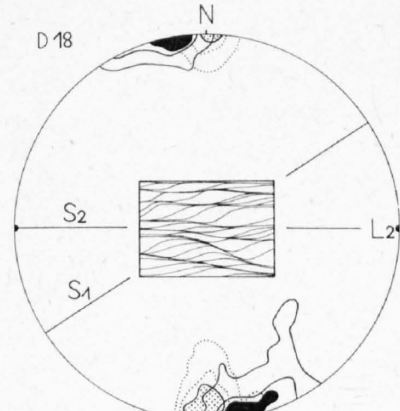


115 Flächenpole der zweiten alpinen Schieferung (S_2) im Zentralen Aaregranit. Mineralstreckung L_2 auf S_2 (72 Punkte). (1 % – 5 % – 10 % – 20 % –) (vgl. S. 72).

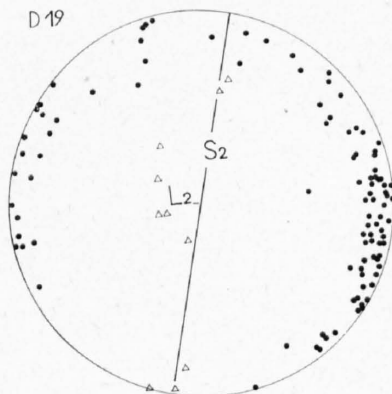


- Flächenpole der zweiten alpinen Schieferung (S_2)
- Mineralstreckung L_2 auf S_2

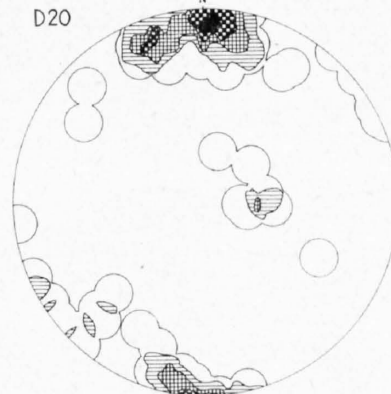
im grossen Quarzporphyrgang im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 72).



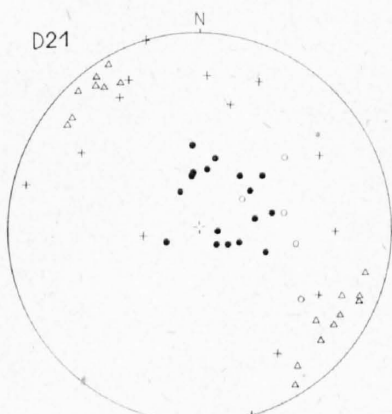
{001}-Flächenpole von Sericit aus einer nach S_1 und S_2 verschieferten Zentralen Aaregranitprobe von der Lokalität 24 (vgl. Taf. II). 81 Flächenpole in S_1 (ausgezogene Linien), 58 Pole in S_2 (punktierte Linien) (5 % – 15 % – 20 % –) (vgl. S. 72).



- {001}-Flächenpole von Biotit; nach S_2 verschieferten Quarzporphyr
- △ c-Achsen von Zirkon (vgl. S. 72 und Fig. 42).

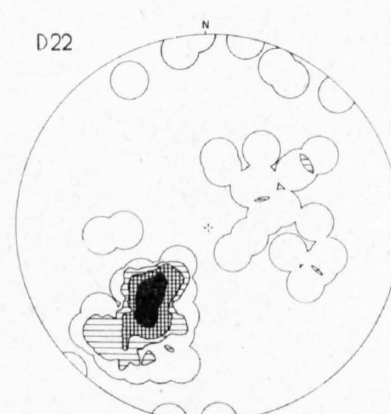


«Milchquarzgänge» parallel S_2 im Zentralen Aaregranit (73 Flächenpole), vgl. S. 74 (1,4 % – 3,5 % – 6,4 % – 9,2 % – 12,1 % – 17 %).

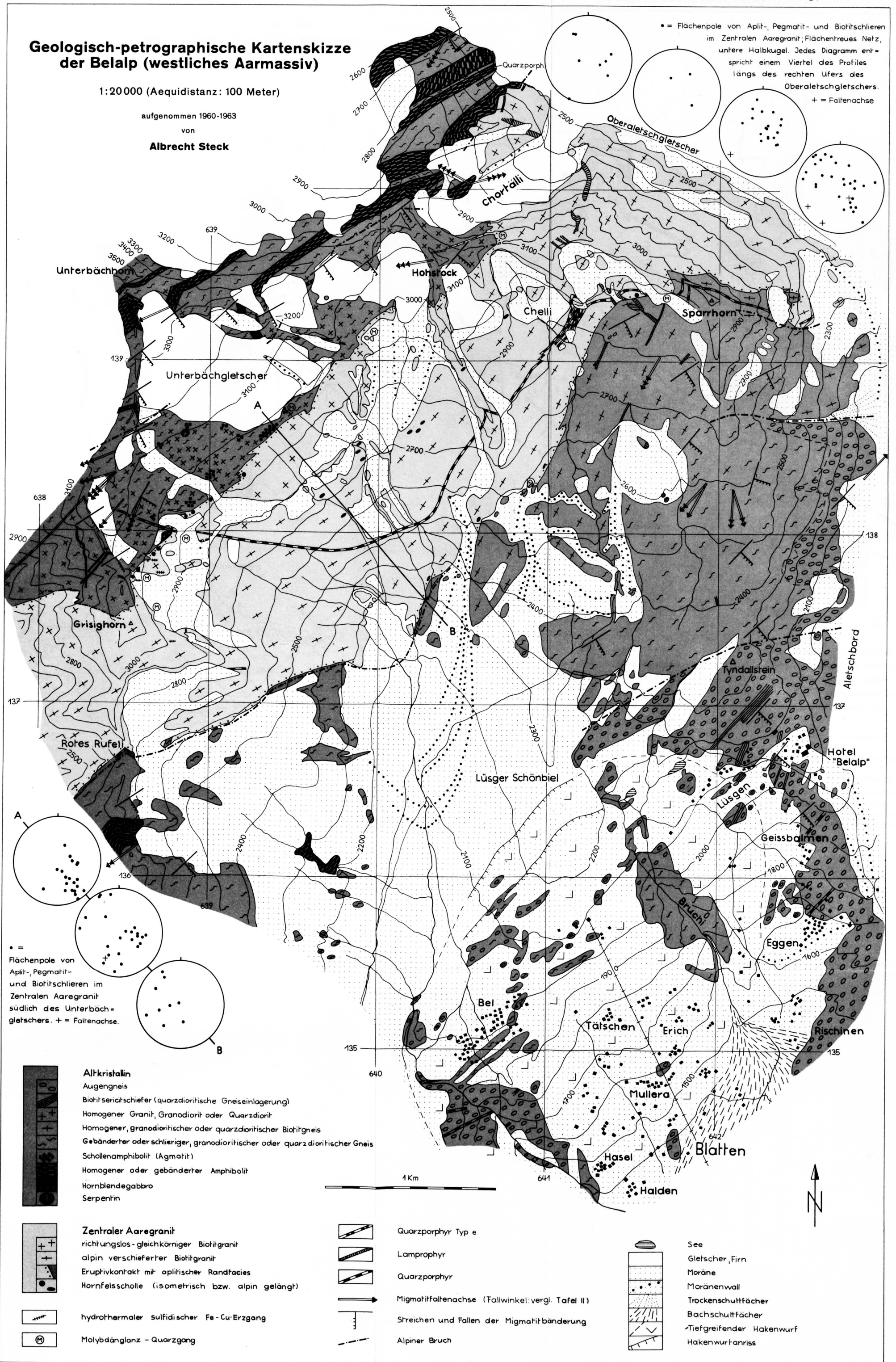


- Harnischflächen S_4 mit Granatbelag auf Quarz-Zerrklüften der ersten Phase
- Harnischflächen S_4 mit Granatbelag
- △ Rutschströmen L_4 auf S_4

im Zentralen Aaregranit (vgl. S. 76).



Zerrklüfte offen mit Quarz, Chlorit, Adular usw. (70 Flächenpole) – Dach des Zentralen Aaregranites (vgl. S. 79) (1,4 % – 3,5 % – 6,4 % – 12,1 % – 18,5 %).

Albrecht Steck

aufgenommen von **A. Steck** (1960-1963)

