

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, 96. Lieferung

Des ganzen Werkes 126. Lieferung

Geologie und Petrographie des Monte Rosa

Mit 40 Textfiguren und 14 Tafeln

Von

Peter Bearth

Basel

BERN

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

1952

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Schweizerischen Geologischen Kommission

Im Jahre 1934 beauftragte die Schweizerische Geologische Kommission Herrn P.-D. Dr. P. BEARTH mit der geologischen Kartierung der Gebiete der Siegfriedblätter 534 Saas und 536 Monte Moro; später — von 1938 an — wurden in diese Untersuchungen auch die westlich angrenzenden Siegfriedblätter 533 Mischabel und 535 Zermatt einbezogen.

Als Unterlage für die geologische Kartierung wurden aber nicht die Siegfriedblätter benützt, sondern es konnte die viel genauere, auf 1 : 25 000 vergrösserte neue «Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000» benützt werden, welche für dieses selbe Gebiet nunmehr die Bezeichnung «Blatt 568 Mischabel-West» und «569 Mischabel-Ost» verwendet.

Um eine befriedigende Deutung speziell der tektonischen Verhältnisse zu erlangen, war es unbedingt geboten, die Untersuchungen gegen Osten zu auf das angrenzende italienische Gebiet fortzusetzen, im besondern auf die oberen Abschnitte der Täler von Anzasca, Antrona und Bognanco. Diese Untersuchungen wurden ermöglicht durch Zuwendungen, die Herrn Dr. BEARTH aus dem «Zentralfonds der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft» gewährt werden konnten und die auch an dieser Stelle bestens verdankt seien.

Auf Grund der von 1934–1950 durchgeführten geologischen Aufnahmen und der in diesen Jahren erfolgten petrographisch-chemischen Untersuchung des gesammelten Materials verfasste Herr Dr. BEARTH die vorliegende Arbeit: «*Geologie und Petrographie des Monte Rosa*», die sich — wie aus dem Titel ersichtlich — speziell mit dem SW-Teil seines Untersuchungsgebietes befasst, im wesentlichen mit dem Bereich der Blätter Zermatt, Saas und Monte Moro, und viele neue Ergebnisse geliefert hat. Das Manuskript wurde unserer Kommission in der Sitzung vom 3. März 1951 vorgelegt; sie beschloss, die Arbeit in der Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» zu veröffentlichen. Die Belegsammlungen befinden sich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel.

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

Ergänzend sei noch beigefügt, dass ein grosser Teil des in diesem «Beitrag» beschriebenen Gebietes auf «Blatt Zermatt des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000» entfällt, dessen Drucklegung im Jahre 1952 fertiggestellt sein wird.

Basel, im Juli 1951.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Der Präsident:

Dr. A. BUXTORF, a. Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit ist auf einen Kartierungsauftrag zurückzuführen, den mir die Schweizerische Geologische Kommission im Jahre 1934 erteilt hat. Diese Kartierung erstreckte sich über das Gebiet der Blätter 533 Mischabel, 534 Saas, 535 Zermatt und 536 Monte Moro des Siegfriedatlas bzw. der Normalblätter 568 Mischabel-West und 569 Mischabel-Ost der neuen Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000. Diese neue topographische Unterlage konnte bei meinen Geländeaufnahmen benützt werden. Die Südhälfte des Blattes Mischabel-West steht als «Blatt 535 Zermatt des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000» zur Zeit im Druck und wird 1952 erscheinen; dieses Blatt umfasst einen wesentlichen Anteil des Gebietes, dessen Geologie in der vorliegenden Arbeit behandelt werden soll.

Über diese ausgedehnte Region existieren in der älteren Literatur nur spärliche Angaben. Eine petrographische Bearbeitung haben nur einzelne Teile der mesozoischen Ophiolithe erfahren, während das «Altkristallin» bis heute nicht näher untersucht worden ist. Es schien mir daher gerechtfertigt, diese Lücke durch eine besondere Bearbeitung des «Altkristallins» zu schliessen.

Die Durchführung dieser Untersuchung wäre ohne das Verständnis und die Unterstützung der oben genannten Kommission undenkbar gewesen. Ihr und ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, sei deshalb herzlich gedankt.

Die mikroskopische und chemische Bearbeitung des Materials erfolgte im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel, dessen Leiter, Herr Prof. Dr. M. REINHARD, mir die Mittel dieses Institutes zur Verfügung stellte; auch ihm möchte ich an dieser Stelle danken; ebenso den Herren Dr. J. v. STEIGER, Dr. W. VOEGTLI und H. SCHWANDER, welche die Gesteinsanalysen ausführten. Bei den mikroskopischen Bestimmungen habe ich mehrfach Rat bei meinem Kollegen Dr. O. GRÜTTER gefunden; ihm sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Bei der Druckvorbereitung war mir Herr Dr. A. SPICHER, Adjunkt der Schweizerischen Geologischen Kommission, behilflich; für seine sorgfältige Arbeit möchte ich ihm ebenfalls danken.

Ganz besonders freut es mich, den Freunden danken zu können, die mir geholfen und mich ermutigt haben; vor allem Herrn RUDOLF SERKIN in Guilford-Center, Vermont (USA.), in dessen gastfreundlichem Hause ich im Winter 1949/50 einen grossen Teil dieser Arbeit schreiben konnte, und Fräulein PAULINE MÜLLER, meiner früheren Kollegin am Mädchengymnasium in Basel.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III	Quarzbänder	45
Vorwort des Verfassers	IV	Muskowitschiefer	45
Verzeichnis der Textfiguren	VI	Bemerkungen zur Entstehung der Muskowit-	
Verzeichnis der Tafeln	VIII	schiefer	47
Literaturverzeichnis	IX	Zusammenfassende Bemerkungen über die granitischen	
Bemerkungen zur Tektonik	1	Gesteine	48
Die Abgrenzung des Altkristallins gegen die Zone von		<i>Zur Entstehung der Granite</i>	<i>51</i>
Zermatt-Saas-Fee	3	Die prägranitischen Schiefer	51
Zur Innentektonik des Altkristallins	5	<i>Die Alumosilikatgneise</i>	<i>51</i>
Die Gliederung der granitischen Massen	8	Petrographische Beschreibung	52
Der Granitgneis des Monte Rosa	9	Granat-führende Sillimanit-Biotitgneise	52
Physiographie	10	Biotit-Andesingneise	54
Chemische Analyse und mikroskopische Beschrei-		Die metatektischen Pegmatite der Sillimanit-	
bung	11	biotitgneiszone	55
Schiefer einschüsse	12	Bemerkungen zur Umwandlung der Pegma-	
Deformationserscheinungen	13	tit in Muskowitschiefer	56
Blastomylonite	14	Granat-Muskowitschiefer	59
Klüftung	15	Disthen-führende Granat-Muskowit-Sericit-	
Zusammenfassende Bemerkungen über Schieferung		schiefer	62
und Deformation des Granitgneises	16	Bemerkungen zur Entstehung der Alumosilikat-	
<i>Aplitgranite</i>	<i>17</i>	gneise	62
Aplitgranit der Unteren Plattje	17	<i>Feinkörnige Bändergneise</i>	<i>64</i>
Mikroskopische Beobachtungen	18	Mikroskopische Beschreibung	65
<i>Ganggesteine</i>	<i>18</i>	Bemerkungen zur Genese der Bändergneise	66
Aplit- und Pegmatitgänge	18	Die postgranitisch umgeprägten Schiefer	67
Aplite	19	<i>Glimmerschiefer</i>	<i>68</i>
Pegmatite	20	Disthen-führende Muskowitschiefer	68
<i>Die Verhältnisse am Südwestgrat der Dufourspitze .</i>	<i>23</i>	Disthen-führende Chloritoid-Muskowitschiefer	68
Kontakterscheinungen im Nebengestein	26	Bemerkungen zur Entstehung der Disthen- und	
Deformationserscheinungen	26	Chloritoid-führenden Muskowitschiefer	69
<i>Der Granit des Seewjnenberges und sein Kontakt .</i>	<i>27</i>	Granatglimmerschiefer	69
Granitgänge	28	Granat- und Albit-führende Chlorit-Muskowit-	
Deformationserscheinungen	29	schiefer	70
<i>Die Migmatite im Rottal</i>	<i>29</i>	Chloritoid-führende Granatglimmerschiefer	71
Mikroskopische Beobachtungen	30	Albitschiefer	72
<i>Der Granit-Hornfelskontakt am Ghiacciaio del Pic-</i>		Karbonat-führende Albitschiefer	76
<i>colo Fillar</i>	<i>31</i>	Hornblende-führende Albitschiefer	77
<i>Die sill- und dykeartigen Intrusionen der Monte</i>		<i>Amphibolite</i>	<i>77</i>
<i>Rosa-Ostwand</i>	<i>32</i>	Amphibolprasinite	78
Mineralogische und chemische Zusammensetzung	33	Calcit-Zoisit-Amphibolit	79
Deformationserscheinungen	33	Granatamphibolit vom Ostgrat der Signalkuppe	79
Die Augengneise von Macugnaga	35	<i>Karbonatgesteine</i>	<i>80</i>
Die nördlichen Ausläufer der Augengneise von		<i>Die Lazulithfundstelle am Stockhorn-Westgrat</i>	<i>80</i>
Macugnaga	36	Zusammenfassung	84
Die Gesteinstypen	37	Die prägranitische Metamorphose	84
Mikroskopische Beobachtungen	37	Die postgranitische Metamorphose	85
Die Stelli-Zone	38	Vergleich der beiden Metamorphosen	86
Das Material	39	Beziehung zwischen Metamorphose und Tektonik	87
Epi-Granitmylonite	40	Versuch einer tektonischen Synthese	88
Mikrokin-führende Albitgneise	41	Zunahme der Metamorphose mit der Tiefe	89
Albitgneise	42	Metasomatose	90
Albitite	42	Die Rolle der Lösungen	92
Aplite und Pegmatite der Stelli-Zone	43	Das Alter der Metamorphosen	93
		Das Alter der Granite	93
		Vergleich mit andern alpinen Zonen	94

Verzeichnis der Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Topographische und tektonische Übersicht des Monte Rosa-Gebietes. 1 : 250 000	1
» 2 Sammelprofil durch die Monte Rosa - Bernhard-Decke. 1 : 300 000:	
a) Interpretation von E. ARGAND 1911	2
b) Interpretation P. BEARTH 1951.	2
» 3a Verteilung der prägranitisch und postgranitisch metamorphen Elemente in der Monte Rosa-Teildecke. 1 : 250 000.	6
» 3b Schematisches Profil durch die Monte Rosa-Teildecke	6
» 4a-d Profile durch die Monte Rosa-Teildecke. 1 : 100 000	8
» 5 Gneisscholle in grobporphyrischem Monte Rosa-Granit. Obere Plattje	12
» 6a-c Relikte von Mikroklinkörnern. Zeichnung nach Dünnschliff	13
» 7 Verschiefter Injektionskontakt. Aufstieg von der Untern zur Obern Plattje	14
» 8 Postkristalline Zerschierung in flaserigem Monte Rosa-Granitgneis. Untere Plattje	15
» 8a Detail von Fig. 8	15
» 9 Apophyse von mittelkörnigem Granit in grobflaserigem Granodioritgneis. Untere Plattje	17
» 10 Nachkristalline Zerschierung eines mittelkörnigen «jüngeren» Granits. Untere Plattje	17
» 11 Bruchstück eines deformierten Pegmatits	21
» 12 Mikroklinrelikt in deformiertem Pegmatit. Südwestgrat der Dufourspitze. Zeichnung nach Dünnschliff	21
» 13 Aplit- und Pegmatitgänge in Biotitgneis. Südwestgrat der Dufourspitze, von Nordwesten gesehen	23
» 14 Aplitgranit in vorgranitisch gefaltetem Biotitgneis. Am Südwestgrat der Dufourspitze	24
» 15 Gefalteter Aplitgang (schematisiert). Südwestgrat der Dufourspitze	25
» 16 Blockdiagramm der Intrusionsverhältnisse am Südwestgrat der Dufourspitze	25
» 17a Geologisches Detailkärtchen des Granitkontakts am Seewjinenberg. 1 : 12 500	28
» 17b West-Ost-Profil durch den Seewjinenberg	28
» 18 Migmatit mit Bändergneis-Schollen, Biotitputzen und -schlieren. Rottal	29
» 19a Abscherung eines Schollenkontakts längs s. Basis des Crestone Marinelli	34
» 19b Detail von Fig. 19a	34
» 20 Ausschnitt aus dem Augengneis von Macugnaga. Östlich Alp Schena (2300 m), Val Quarazza	36
» 21 Schliere von Granat-führendem Muskowit-Biotitgneis im Augengneis von Macugnaga. Östlich Alp Schena, Val Quarazza	36
» 22 Zerfall eines deformierten Plagioklases in ein Gemenge von Albit, Quarz und Sericit. Augengneis von Macugnaga, Ofental. Zeichnung nach Dünnschliff	37
» 23 Kartenskizze des Verlaufs der Stelli-Zone. 1 : 400 000.	39
» 24 Verdrängung von Mikroklin durch Albit und Quarz. Zeichnung nach Dünnschliff	42
» 25 Tektonische Breccie im Augengneis. Kehrenrück	44
» 26a Zerrissener Turmalin, durch Quarz verheilt und korrodiert. Seewjinenberg. Zeichnung nach Dünnschliff	44
» 26b Detail von Fig. 26a	44
» 26c Detail von Fig. 26b	44
» 27 In Quarzband eingebettete und z. T. resorbierte Schieferlage. Seewjinenberg. Zeichnung nach Dünnschliff	45
» 28a Zerscherte Granitbank (schematisch). Südwand Corno Rosso.	46
» 28b Detail von Fig. 28a	46
» 29a Variationsdiagramm der granitischen Gesteine des Monte Rosa	49
» 29b k-mg-Diagramm	49
» 30 Sillimanit-Biotitgneis. Basis des Crestone Marinelli. Zeichnung nach Dünnschliff.	52
a Kalifeldspat von Sillimanitbüscheln durchsetzt	
b Sillimanit, z. T. in Sericit umgewandelt	
c Sericitpseudomorphose nach Sillimanit	
» 31a Braune Sillimanit-Sericitknoten mit farblosem Sericitrand	53
» 31b Umwandlung der Knoten in feinschuppigen Sericit und — entlang einem Riss — in parallelschuppigen Muskowit. Südwestgrat der Dufourspitze. Zeichnung nach Dünnschliff	53
» 32a Korrosion von Plagioklas und Biotit durch Quarz	55
» 32b Orthoklasrand um Andesin. Zeichnung nach Dünnschliff	55

	Seite
Fig. 33 Sillimanit-Biotit-Scholle in Pegmatit. Untere Felsen des Crestone Marinelli	55
» 34a, b Auflösung von Granat-Sillimanit-Biotitgneis durch Turmalinpegmatit. Basis des Crestone Marinelli . .	56
» 35 c-al-alk-Diagramm der Alumosilikatgneise des Monte Rosa	63
» 36 Übersichtskarte der wichtigsten Albitisierungs-zonen in der Monte Rosa-Teildecke. 1:400 000	72
» 37 Detailprofil aus der Albitschiefer-Zone bei der Capanna Quintino Sella	73
» 38a Korrosion eines schwach verbogenen Muskowits durch Albit	74
» 38b Stark vergrößertes Detail von Fig. 38a	74
» 38c Verdrängung von Muskowit durch Albit. Zeichnung nach Dünnschliff	74
» 39a Verdrängung von Lazulith durch Apatit	82
» 39b Verdrängung des unbekannten Phosphats durch Albit	82
» 39c Verdrängung des unbekannten Phosphats durch Lazulith und beider durch Apatit. Zeichnung nach Dünnschliff	82
» 40 Schematisches Profil der Innenstruktur der Monte Rosa-Teildecke	88



Verzeichnis der Tafeln

Tafel	I	Monte Rosa vom Gornergrat aus gesehen. Phot. der Eidg. Landestopographie.
»	II	Mikrophotographische Dünnschliff-Aufnahmen:
	Fig. 1	Granitgneis. Seewjinenberg.
	» 2	Alumosilikatgneis. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand.
	» 3	Alumosilikatgneis. Südwestgrat der Dufourspitze.
	» 4	Chloritoid-führender Granatglimmerschiefer. Jägerrücken (P. 3026), Monte Rosa-Ostwand.
»	III	Mikrophotographische Dünnschliff-Aufnahmen:
	» 5	Disthen-Chloritoid-führender Quarz-Muskowitschiefer. Aus Moräne des Gornergletschers.
	» 6	Biotit-Klinochlor-Albitschiefer. Alpe Montevecchio, Val Quarazza.
	» 7	Quarz-Muskowit-Albitschiefer. Stockhorn-Südflanke.
»	IV	Photographische Aufnahmen:
	» 8	Granitgneis des Monte Rosa mit Pegmatit- und Quarzbändern. Untere Plattje, östlich Monte Rosa-hütte.
	» 9	Verschiefter Pegmatit in flaserigem Granitgneis des Monte Rosa. Untere Plattje, östlich Monte Rosahütte.
	» 10	Südwestgrat der Dufourspitze von P. 3696 im Grenzgletscher aus gesehen.
	» 11	Südwestgrat der Dufourspitze.
»	V	Photographische Aufnahmen:
	» 12	Südwestgrat der Dufourspitze.
	» 13	Detail von Fig. 12.
	» 14	Granitkontakt am Seewjinenberg, nordwestlich P. 3015,4.
	» 15	Am Aufstieg zum Rifugio Marinelli, Monte Rosa-Ostwand.
»	VI	Photographische Aufnahmen:
	» 16	Schollenmigmatit. Rottal, westlich Seeflüh, Mattmark.
	» 17	Abgescherte und deformierte Migmatitlinse in Bändergneis. Rottal.
	» 18	Nordgrat Pizzo Bianco, ESE Rifugio Zamboni.
»	VII	Photographische Aufnahmen:
	» 19	Granodiorit-Hornfelskontakt. Ghiacciaio del Piccolo Fillar, P. 3030, Monte Rosa-Ostwand.
	» 20/21	Details von Fig. 19.
	» 22	Nordgrat Pizzo Bianco, östlich Rifugio Zamboni.
»	VIII	Photographische Aufnahmen:
	» 23–25	Durchaderte Sillimanit-Biotitgneise. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand.
»	IX	Photographische Aufnahmen:
	» 26	Zerscherter und in Linsen aufgelöster Granit. Basis der Felswand ca. 500 m WSW des Rothorns nördlich Macugnaga.
	» 27	Granitgang, z. T. verschiefter. Ghiacciaio del Nordend, P. 2747, Monte Rosa-Ostwand.
	» 28	Detail aus Fig. 26.
»	X	Photographische Aufnahmen:
	» 29/30	Granitkontakt. Seewjinenberg.
»	XI	Photographische Aufnahmen:
	» 31	Seewjinenberg-Osthang, von Süden gesehen.
	» 32	Augengneis-Tektonik, stark albitisiert. Schwarzberggletscher, Ostufer (in 2700 m Höhe).
»	XII	Detailkarte des Granitkontaktes am Seewjinenberg. 1:200.
»	XIII	Ansicht der Monte Rosa-Ostwand von der Alp Bil (NW Macugnaga) aus.
»	XIV	Kartenskizze der Granitgneise der Monte Rosa-Teildecke. 1:75 000.

Literaturverzeichnis

- Angel Fr.** (1929): Gesteine vom südlichen Grossvenediger. N. J. f. Min., B. B. 59, Abt. A.
- Argand E.** (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, N° 166.
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte géol. Suisse, nouv. série, 31^e livr.
- (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. géol. Helv., Vol. 14.
- (1934): La zone pennique. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. III, Basel (Wepf).
- Backlund H. G.** (1943): Einblicke in das geologische Geschehen des Präkambriums. Geol. Rundschau, Bd. 34, S. 79.
- Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P.** (1939): Die Entstehung der Gesteine. Berlin (Springer).
- Bearth P.** (1939): Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. Ecl. géol. Helv., Vol. 32.
- (1945): Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 25, S. 1.
- (1946): Bemerkungen zur Arbeit von Fr. Roesli: «Zur Frage der Existenz unterostalpinen Elemente im Westalpenbogen.» Ecl. géol. Helv., Vol. 39, S. 221.
- (1948): Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, S. 140–145.
- (1949): Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte Rosa-Gebiet. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, S. 193–197.
- Cadisch J.** (1942): Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 54.
- (1946): On some Problems of Alpine Tectonics. Experientia, Vol. 2.
- Christa E.** (1931): Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. Bundesanst., 81, S. 533.
- Cornelius H. P.** (1920): Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau, Bd. 11.
- (1930): Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23.
- (1935 a): Profile aus der oberen Val Tournanche. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23.
- (1935 b): Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 70. Lfg., 1. Teil.
- (1933): Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteingebiet von Zermatt (Wallis). Mitt. Geol. Ges. Wien, 26.
- (1936 a): Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, S. 27.
- (1936 b): Ein Vorkommen von Lazulith am Graulahnerkopf. Verh. Geol. Bundesanst., 4, S. 115.
- (1939): Geologie des Grossglocknergebietes. Abh. Reichst. Bodenforschung, 25, Heft 1.
- (1940): Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Ztschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 42, S. 271.
- (1941 a): Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber. Reichst. Bodenforsch., Heft 1 und 2.
- (1941 b): Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. Reichst. Bodenforsch., S. 89–94.
- (1942): Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. Petr. Mitt., 54, S. 178 bis 182.
- Dal Piaz Gb.** (1928): Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon. Padova.
- (1939): La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. Boll. Soc. geol. Ital., 58, S. 105.
- Diehl E.** (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 18.
- Eichenberger R.** (1926): Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales. In: O. Lutschg: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Verbandsschrift Nr. 14 d. Schweiz. Wirtsch. Verbandes. Veröff. d. Hydrol. Abt. d. Schweiz. Meteorolog. Zentralanst. Zürich.

- Gamper J.** (1875): Alpine Phosphate. Jahrb. K. K. Geol. R. A., 28, S. 611–618.
- Gansser A.** (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17, S. 291.
- Gerlach H.** (1883): Die penninischen Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1. Serie, Lief. 27.
- Grütter O. und Preiswerk H.** (1936): Das Gebiet der penninischen Decken westlich des Ticino. In: Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 71. Lfg., S. 1.
- Güller A.** (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. Ecl. geol. Helv., Vol. 40.
- Hagen T.** (1948): Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis). Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 90. Lfg.
- Hermann Fr.** (1938): Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali. Milano 1938.
- Hoenes D. und Mehnert K. R.** (1949): Das Grundgebirge des Schwarzwaldes. Geol. Exkursion im Schwarzwald u. Kaiserstuhl. Stuttgart.
- Huang T.-K.** (1935): Etude géologique de la région Weissmies–Portjengrat (Valais). Bull. Soc. neuchât. Sc. nat., t. 60.
- Huttenlocher H. F.** (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- Koelbl L.** (1932): Das Nordostende des Grossvenedigermassivs. Sitzungsber. Akad. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. Abt. I, Bd. 141, S. 39.
- Lugeon M.** (1903): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. C. R. Congr. géol. intern. Vienne.
- Masson R.** (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen im untern Valpelline. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 18.
- Meixner H.** (1937): Das Mineral Lazulith und sein Lagerstättentypus. Berg. u. Hüttenm. Jb., 85, S. 1–22 u. 33–49.
- Nabholz W. K.** (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald-, Valser- und Safiental. Ecl. Geol. Helv., Vol. 38, S. 1.
- Niggli P.** (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 36. Lfg.
- (1934): Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- (1936): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16, S. 295–317.
- (1942): Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22, S. 1–84.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten I. Birkhäuser, Basel.
- (1950): Der Meso- und Epimineralbestand der Alumosilikatgesteine I. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 30.
- Niggli P., de Quervain F., Winterhalter R. U.** (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, 14. Lfg.
- — — (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweiz. Gesteine. **de Quervain F.** und **Friedländer C.** Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, 20. Lfg.
- Pecara W. T. and Fahey J. J.** (1950): The lazulite-scorzalite isomorphous series. Jour. Min. Soc. Am., Vol. 35, S. 1.
- Reinhard M.** (1934/35): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarboek Mijnbouw. Vereen. Delft, S. 39.
- Roesli F.** (1946): Zur Frage der Existenz unterostalpinen Elemente im Westalpenbogen. Ecl. geol. Helv., Vol. 39, S. 55. (Siehe auch Bemerkungen **Bearth** 1946.)
- Sander B.** (1920): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. Jber. geol. Staatsanst. Wien, 70, S. 273.
- Scheumann K. H.** (1936): Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 48.
- (1924): Die magmatisch-orogenetische Stellung der Frankenberger Gneisgesteine. Verh. Math.-Physik. Kl. d. Sächs. Akad. Wissensch., Bd. 39, I.
- Schmidt C.** (1907): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv., Vol. 9, S. 484.
- Schueller A.** (1934): Über epizonal verformte Magmatite. Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wissensch., 17.
- Staub R.** (1936): Des raccords tectoniques entre les nappes Valaisannes et Grisonnes. C. R. S. Soc. Géol. France, S. 56.
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I. Teil. Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 82.

- Staub R.** (1942): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, II. Teil. Vierteljahrsehr. Natf. Ges. Zürich, 87.
- (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 28, S. 422.
- Stutz A.** (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20, S. 117.
- Stutz A. und Masson R.** (1938): Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 18, S. 40.
- Termier P.** (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France, 4, sér. 3, S. 711.
- (1910): Sur la genèse des terrains cristallophylliens. C. R. XI. Intern. Geol.-Kongr. Stockholm.
- Tschopp H.** (1923): Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis). Ecl. geol. Helv., Vol. 18.
- Turner F. J.** (1942): Current views on the Origin and Tectonics Signification of Schistosity. Trans. R. Soc. N. Z. 72, S. 119–140.
- (1948): Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Am. Memoir, 30.
- Wegmann E.** (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke. Thèse, Neuchâtel.
- (1930): Über die Metamorphose der Prasinite der St. Bernharddecke im Wallis. Ecl. geol. Helv., Vol. 23.
- Wenk E.** (1940): Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 28, S. 761.
- Wimmenauer W.** (1950): Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. 80, Abt. A.
- Woyno T. J.** (1908): Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnes-Tales. N. Jahrb. Min. etc., Bd. 33.

Geologische Karten und Profile

- Argand E.**: Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1 : 50 000. Carte spéciale N° 52, 1908.
- Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale. 1 : 500 000. Carte spéciale N° 64. Avec 3 planches de profils. 1911.
- Carte géologique de la région du Grand Combin. 1 : 50 000. Carte spéciale N° 93, 1934.
- Cornelius H. P.**: Geologische Karte der Err-Juliergruppe in 2 Blättern. 1 : 25 000, Westblatt. Spezialkarte Nr. 115 A, 1932.
- Eichenberger R.**: Geologische Karte des obern Saastales (Mattmarkgebiet). 1 : 50 000. Zürich 1926. In Lit. 1926.
- Geologische Kommission der Schweiz. Natf. Ges.**: Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500 000, 2. Auflage, 1911.
- Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt 6, Sion, 1942.
- Gerlach H.**: Geologische Karte der Penninischen Alpen. 1 : 200 000. Neue Denkschriften der allg. schweiz. Gesellsch. f. d. gesamten Naturwissenschaften, Bd. XXIII, 1869.
- Hagen T.**: Geologische Karte des Mont Dolin und seiner Umgebung (Val d'Arolla, Wallis), 1 : 5000. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 90. Lfg., Taf. I, Spezialkarte Nr. 119, 1948.
- Hermann Fr.**: Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1 : 200 000, Milano 1937.
- Huang T.-K.**: Carte géologique de la région Weissmies-Portjengrat (Valais), 1 : 25 000, Kümmerly & Frey, Bern, 1935.
- Mattirolo E., Novarese V., Franchi S., Stella A.**: Carta geologica d'Italia 1 : 100 000, Fo. Monte Rosa, Fo. Aosta, 1912, Fo. Domodossola 1913, Fo. Varallo.
- — — — Carta geologica delle Alpi Occidentali 1 : 400 000. Ufficio Geol. d'Italia, Roma 1908.
- Schmidt C. u. Preiswerk H.**: Geologische Karte der Simplongruppe. 1 : 50 000. Spezialkarte Nr. 48, 1908.

Bemerkungen zur Tektonik¹⁾

Eine erste tektonische Gliederung der Schubmassen zwischen Val Sesia und dem Rhonetal geht auf E. ARGAND zurück. Nach dieser klassischen Konzeption, die in viele Lehrbücher aufgenommen worden ist, bildet der südliche Teil des Kristallins den Kern der Monte Rosa-Decke, die von den nördlichen Schiefermassen der Bernhard-Decke durch die Synklinalzone Saas Fee–Zwischbergen getrennt ist.

Die Elemente der Bernhard-Decke sind nach dieser Auffassung durch die eintauchende Stirne der Monte Rosa-Decke steilgestellt und in Rückfalten gezwungen worden (siehe Fig. 2, S. 2 Profil b).

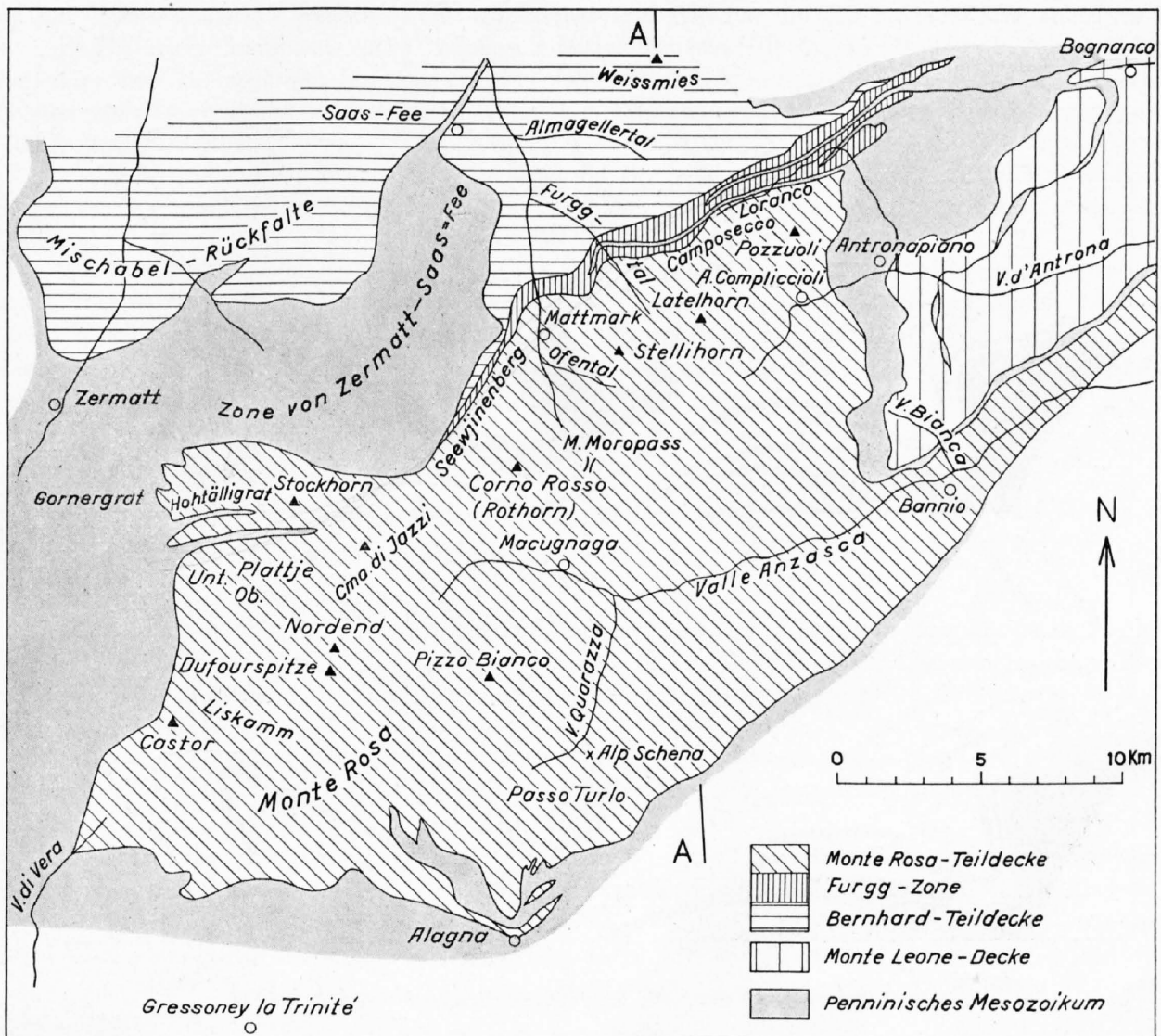


Fig. 1. Topographische und tektonische Übersicht des Monte Rosa-Gebietes. 1 : 250 000

A-A Profil in Fig. 2.

¹⁾ Die wichtigsten Ortsangaben, die im folgenden Text erwähnt werden, sind in Fig. 1 enthalten.

An der Existenz dieser Rückfalten ist nicht zu zweifeln. Die Deutung ARGANDS ist aber höchst problematisch geworden, nachdem es sich gezeigt hat, dass die angenommene Trennung in eine Monte Rosa- und eine Bernhard-Decke gar nicht besteht. R. STAUB hat als erster 1936 diese Folgerung gezogen, gestützt auf die Aufnahmen T.-K. HUANGS (1935) im Saastal. Die noch unveröffentlichten Aufnahmen, die ich selbst im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission im Saastale durchführte, haben das Fehlen einer durchgehenden Trennung zwischen dem Kristallin des Monte Rosa und jenem der Mischabel-Gruppe bestätigt. Während R. STAUB diese ganze zusammenhängende Schubmasse als Mischabel-Decke bezeichnet, möchte ich sie in Anlehnung an Argand Monte Rosa-Bernhard-Decke nennen. Die Analyse der Innenstruktur liess nämlich erkennen, dass die südlichen (rückwärtigen) Partien dieser Monte Rosa-Bernhard-Decke in tektonischer Hinsicht sich anders verhalten haben als die nördlichen. Während die frontalen und vor allem die mittleren Teile der Decke eine durchgreifende und sehr intensive alpidische Verformung erfahren haben, zeigen sich im Süden — im Gebiet des Monte Rosa — grosse Massen alpidisch nur schwach oder gar nicht umgeprägter Gesteine. Dieser Umstand aber rechtfertigt die Abtrennung einer Monte Rosa-Teildecke von einer Bernhard-Teildecke. Die vorliegende Arbeit befasst sich nur mit dem Kristallin der Monte Rosa-Teildecke (siehe Fig. 2, Profil b).

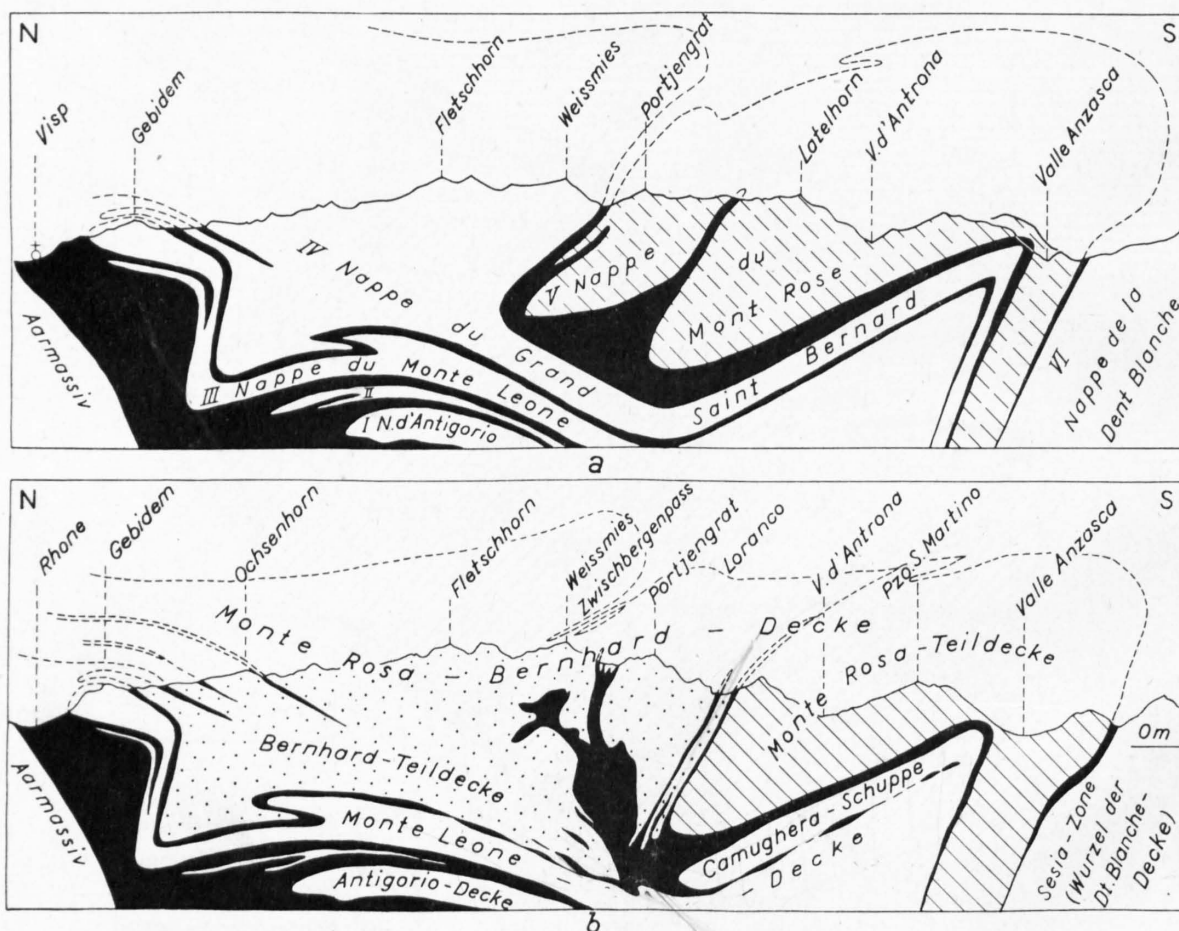


Fig. 2. Sammelprofil durch die Monte Rosa - Bernhard-Decke. 1 : 300 000.

Schwarz = Mesozoikum

a Interpretation von E. ARGAND 1911.

Monte Rosa- und Bernhard-Decke werden getrennt dargestellt.

b Interpretation P. BEARTH 1951.

Monte Rosa- und Bernhard-Kristallin bilden eine Einheit (= Mischabel-Decke nach R. STAUB 1936). Der nördliche Abschnitt wird als Bernhard-Teildecke, der südliche als Monte Rosa-Teildecke unterschieden.

Allerdings deckt sich diese Teildecke nicht ganz mit der Monte Rosa-Decke ARGANDS. Sie umfasst denjenigen Bereich der Monte Rosa-Bernhard-Decke, in welchem die oben erwähnten alpidisch nicht überprägten Gesteinskörper auftreten. Dieser Bereich aber wird im Norden durch die sog. Furgg-Zone begrenzt. Sie stellt die westliche Fortsetzung der Furgg-Mulde dar und drängt sich auch aus petrographischen Gründen als Grenze zwischen dem südlichen Monte Rosa-Kern und der Bernhard-Teildecke auf.

Der auf diese Weise begrenzte südliche Abschnitt der Decke umfasst die Kulmination der Decke mitsamt der Wurzelzone. Als Ganzes betrachtet, bildet dieser Abschnitt ein asymmetrisches Gewölbe mit steilem bis überkipptem Südschenkel und einem flacher abfallenden Nordschenkel (siehe Fig. 2 b). Die Gewölbeachse streicht Ost-Nordost über den Oberlauf der Anza in die Luft hinaus und fällt mit 20–30° westwärts ein. Abgesehen von tektonischen Komplikationen an der Süd- und Ost-Flanke des Monte Rosa spiegelt sich diese Form auch in der Innentektonik des Kristallins wieder (siehe auch die Profile Fig. 4, S. 8).

Noch in anderer Hinsicht ergab sich eine von der ARGANDSchen Konzeption grundsätzlich abweichende Auffassung. Es zeigte sich nämlich, dass die Innenstruktur der Monte Rosa-Bernhard-Decke mit der Vorstellung einer liegenden Falte im Widerspruch steht.

Es fehlt jede Andeutung eines verkehrten Mittelschenkels. Die in die Stirnmassen hineinprojizierten grossen Umbiegungen beruhen z. T. ebenfalls auf unrichtigen Interpretationen. Die frontalen Partien zerfallen vielmehr in mehrere mächtige, übereinanderliegende Schuppen, deren Bewegungsbahnen ins Freie führen.

Von prinzipieller Bedeutung für die Tektonik der Decke ist auch die Tatsache, dass die typischen Serien der Bernhard-Teildecke in der Wurzelzone fehlen, und zwar vom Valle Anzasca ostwärts bis Locarno.

Wir betrachten die Monte Rosa-Bernhard-Decke als ein von ihrer Wurzel teilweise abgeschertes Stück Grundgebirge. Eine hervorragende Rolle spielen dabei interne Gleitflächen, durch die das Ganze in mehrere übereinandergeschobene Schuppen zerfällt. Selbstverständlich sind Faltungen im Gross- und Kleinbereich sehr verbreitet, aber diese Erscheinungen sind — ähnlich wie bei der Dent Blanche-Decke — sekundärer Natur.

Die Abgrenzung des Altkristallins gegen die Zone von Zermatt–Saas-Fee

Am Gornergrat, wie überhaupt entlang dem Kontakt der *Zone von Zermatt–Saas-Fee* (siehe Fig. 1, S. 1) mit dem Altkristallin, schiebt sich zwischen dieses und die Dolomit- und Kalkmarmore, welche der mittleren Trias entsprechen, ein komplexer Verband ein, der von oben nach unten im wesentlichen aus folgenden Elementen besteht:

Dichte Tafelquarzite, da und dort durch dünne Muskowit-reiche Lagen getrennt. Diese Tafelquarzite finden sich in der Regel im Liegenden der mittleren Trias, treten aber auch in anderen Horizonten als normale Einschaltungen auf.

Muskowitquarzite, in Muskowitschiefer einerseits und in reine Quarzite andererseits übergehend, sehr häufig mit linsenförmigen (sekretionären) Quarzknauern. Diese Glimmerquarzite sind an manchen Orten albitisiert und zeigen dann Übergänge in Quarz-Albit-Muskowitschiefer und in Gneise, mit wechselndem Anteil der einzelnen Komponenten. In den mittelkörnigen, gneisartigen Typen begegnet man auch feinkörnigem, spindelförmig gestrecktem Mikroklin, nie aber grösseren Körnern dieses Minerals.

Innerhalb dieses Verbandes konnten keine sicheren Äquivalente von Quarzporphyren festgestellt werden, ebenso fehlen sehr wahrscheinlich Konglomerate.

Eine sichere stratigraphische Folge lässt sich weder am Gornergrat noch sonstwo auf dem Rücken des Monte Rosa-Kristallins feststellen. Es sind nicht nur tektonische Komplikationen, sondern auch primäre Wechsellagerungen, die eine klare stratigraphische Gliederung erschweren. Im allgemeinen

treten die Tafelquarzite im Liegenden der mitteltriadischen Kalke und Dolomite auf. Sie dürften der unteren Trias entsprechen, während in den Glimmerquarziten und in den Albit-Muskowitschiefern vermutlich auch Perm vertreten ist.

Es sei noch besonders hervorgehoben, dass die erwähnten Albit-Gneise und -Schiefer zu dieser «Permotrias» gerechnet werden müssen. Bei genauer Verfolgung dieser Gesteine kann man nicht nur fast immer eine Wechsellagerung mit Glimmer- und Tafelquarziten feststellen, sondern auch Übergänge dazu, und zwar sowohl im Streichen wie auch quer dazu. Beim Übergang von Muskowitquarziten in Albitschiefer entwickeln sich die Albitporphyroblasten auf Kosten des Muskowits, und zumindest ein Teil der Albitschiefer ist durch Verfeldspatung von Muskowitquarziten und -schiefern entstanden, und zwar in der Hauptsache nach Abschluss der Faltung. Das ursprüngliche Material bestand aus tonigen Sandsteinen und Tonschiefern, vermutlich aber auch in erheblichem Umfange aus arkosenartigen Rückständen. Der gelegentlich sich häufende, meist aber seltene Kalifeldspat ist als klastische Komponente aufzufassen, während der Albit eine der primären Zusammensetzung des Gesteines fremde Neubildung darstellt. Ursprünglich entsprach somit dieser ganze Komplex einer sedimentären Serie, bestehend aus Sandsteinen, Tonen und wahrscheinlich auch Arkosen.

Im Altkristallin treten nun Gesteine auf, die makroskopisch nicht von gewissen Gliedern dieser «Permotrias» unterschieden werden können. Es handelt sich meist um Muskowitschiefer (\pm Albit), die sich von Graniten oder Pegmatiten ableiten lassen und häufig entsprechende Reliktstrukturen enthalten. Diese Gesteine stehen aber im Verband mit Granatglimmerschiefern, mit Biotit- und Hornblende-führenden Gesteinen, also in einer ganz andern Assoziation als die ihnen entsprechenden Gesteine der «Permotrias». Diese Verbandsunterschiede ermöglichen im Felde in den meisten Fällen eine Abgrenzung der «Permotrias» vom Altkristallin.

Ich habe nun an keiner Stelle Übergänge des permotriadischen Komplexes zum Altkristallin feststellen können. Der Kontakt ist rein tektonisch und oft durch Einschaltungen mesozoischer Schuppen gekennzeichnet (Gornergrat, Mittagshorn). Wo aber direkte Auflagerung erfolgt, ist an der Trennungsfläche immer eine starke Schieferung und Auswalzung festzustellen (Rizzengrat, Hohtäligrat und Schwarzb-berg-Weisstor).

Nach meinen Beobachtungen ist die Permotrias durch eine Abscherungsfläche vom liegenden Altkristallin des Monte Rosa getrennt. Ich kenne jedenfalls keine einzige Stelle, wo mit Sicherheit von einer normalen Überlagerung die Rede sein kann. In diesem Zusammenhang ist das Fehlen von Schichten, die man mit dem sog. «Karbon» der Mischabel-Rückfalte (Graphitschiefer, Graphit-führende Quarzite und Grünschiefer) vergleichen könnte, besonders interessant. A. GÜLLER möchte ihr Äquivalent in den Muskowitschiefern des Gornergrates sehen. Es spricht aber nichts für einen solchen Fazieswechsel auf diese kurze Distanz. Überdies fehlt ja auf dem Rücken der Monte Rosa-Teildecke nicht nur das fragliche Karbon, sondern auf grossen Strecken auch die Trias. Auf der Südseite des Monte Rosa liegen die mesozoischen Grünschiefer z. T. ohne Zwischenschaltung von Trias unmittelbar auf dem Altkristallin. Dies alles spricht doch eigentlich dafür, dass der Sedimentmantel der Monte Rosa-Bernhard-Decke im Süden überhaupt fehlt und (wahrscheinlich mitsamt einem Teil seiner kristallinen Basis) abgeschert worden ist, worauf dann Sedimente und Ophiolithe eines höheren penninischen Verbandes über den blossgelegten Kern hinübergeschoben wurden. Ein normaler Verband des Paläozoikums mit dem Altkristallin würde danach erst in der Mischabel-Rückfalte auftreten.

Auf Grund der obigen Ausführungen können wir nun den Begriff Altkristallin, so wie er hier vorläufig gehandhabt wird, etwas schärfer fassen. Wir verstehen darunter alles, was stratigraphisch tiefer liegt als die eben erwähnte permotriadische Serie. Dieses Altkristallin stellt einen polymetamorphen Komplex dar. Wie weiter unten ausgeführt wird, sind mindestens zwei, wahrscheinlich aber drei Metamorphosen zu unterscheiden, wovon die jüngste sicher alpidisch ist. Dieses Altkristallin schliesst somit auch alpidisch verformte Metamorphite ein, darunter auch solche, die in allen ihren Gefügeeigenschaften und auch im Chemismus eine vollständige Erneuerung erfahren haben. Diese Gesteine stimmen in ihrer metamorphen Fazies mit den mesozoischen Schiefern der Zone von Zermatt-Saas-Fee überein, ja, sie können auch mineralogisch und chemisch von gewissen Typen dieser Zone nicht getrennt werden. Die alpidische Umprägung (im folgenden auch «postgranitisch» genannt) kümmerte sich nicht

um stratigraphische Grenzen. Deshalb muss auch jeder Versuch, eine stratigraphische Gliederung auf Grund von Unterschieden in der Metamorphose durchzuführen, von vornherein scheitern. Die Vorstellung, dass die Metamorphose um so schwächer sein müsse, je höher — stratigraphisch gesprochen — eine Gesteinsserie liegt, ist zwar tief verwurzelt, aber trotzdem irrig. So wurde schon erwähnt, dass gewisse Glieder der «Permotrias» und des Mesozoikums von Zermatt dieselbe Metamorphose zeigen wie bestimmte Elemente des Altkristallins, mit denen sie in Mineralbestand und Struktur ganz übereinstimmen können. Trotzdem wäre es falsch, sie ihnen einfach gleichzusetzen und als Altkristallin zu bezeichnen. Dadurch gelangt man nicht nur zu falschen Vorstellungen über die Tektonik, sondern übersieht auch Zusammenhänge innerhalb der mesozoischen Serie.

Zur Innentektonik des Altkristallins

Aus dem Deckenprofil müssen wir auf eine erhebliche alpidische Deformation des Kristallins schliessen. Diese Verformung muss natürlich irgendwie auch in der Innentektonik zum Ausdruck kommen, und es ist zu erwarten, dass sich die Wirkungen entweder auf einzelne Zonen konzentrieren oder dass sie, jedes einzelne Korn erfassend, zu einer differenziellen Umprägung des Ganzen führen.

Die Untersuchungen der letzten Jahre zeigten mehr und mehr, dass südlich der Furgg-Zone strukturell und mineral-faziell ganz heterogene Elemente vertreten sind. Immer deutlicher drängte sich die Vorstellung auf, dass in der Monte Rosa-Teildecke die alpin bedingte Umregelung und Ummineralisation sich auf gewisse Zonen beschränkt, während dazwischen Elemente einer älteren Metamorphose erhalten geblieben sind.

Eine Hauptaufgabe dieser Arbeit wird die Abgrenzung und Charakterisierung dieser beiden Metamorphosen sein. Die Kartenskizze (Fig. 3 a) und das Profil (Fig. 3 b, S. 6) stellen einen ersten Versuch dar, Gebiete mit überwiegend älteren Elementen auszuscheiden. Zur Abgrenzung der beiden Metamorphosen dienten in erster Linie die sehr verbreiteten Granite, die teilweise als richtungslos körnige Massen auftreten, teils zu Gneisen umgeprägt sind (siehe Tafel XIV). Beides kann am selben Granitkörper beobachtet werden. Die regellos körnigen Gesteine, die nur geringe Anzeichen postintrusiver Deformation zeigen, stecken z. T. diskordant in einem schon vorgranitisch metamorphen, katazonalen Gneisverband (Granat-Sillimanitgneise, Kalifeldspat-Biotitgneise, Andesin-führende Biotitgneise u. a.). Soweit aber die Granite selbst eine Metamorphose erfahren haben, zeigen sie eine gleichsinnige Umprägung wie die umhüllenden Schiefer, und es treten die gleichen meso- bis epizonalen Diaphorite auf wie in dem sicher alpidisch deformierten Komplex nördlich der Furgg-Zone (z. B. am Portjengrat).

Die beiden Metamorphosen sind also durch die Intrusion der Granite voneinander getrennt. In diesem Sinne sprechen wir hier von einer prägranitischen und einer postgranitischen Metamorphose. Erst später sollen die Gründe angeführt werden, weshalb die nachgranitische Metamorphose als alpidisch betrachtet wird.

Eine scharfe Abgrenzung der prägranitischen von den postgranitischen Metamorphiten ist allerdings vorläufig noch nicht überall durchführbar. Sie wird vor allem dort unsicher, wo granitoide Gesteine fehlen. Wir müssen ja a priori mit der Möglichkeit rechnen, dass schon in den alten prägranitisch umgeprägten Schiefen neben katazonalen auch meso- bis epizonale Gesteine vorlagen, die mehr oder weniger unverändert in die alpin-metamorphen Serien eingebaut worden sind und deren Ausscheidung sehr sorgfältige Detailstudien erfordert.

Abgesehen von den erwähnten Kriterien wird man zur Abgrenzung älterer von jüngeren Elementen auch strukturelle Daten heranziehen müssen. Der Verlauf der *b*-Achsen zeigt im sicher alpin umgeprägten Bereich der Monte Rosa-Bernhard-Decke erstaunlich geringe Schwankungen, die linearen Elemente streichen fast ausnahmslos Ost-Nord-Ost bis Ost-West. Das ändert sich im Süden, im Kessel von Macugnaga und in den Gneisen des Monte Rosa, indem hier quer zum alpidischen Streichen verlaufende und z. T. auch steilstehende Faltenachsen keine Seltenheit sind. Ein Teil dieser Abweichungen ist sicher auf die Gegenwart älterer Strukturen zurückzuführen. Aus diesem Gebiet liegen aber noch nicht genügend Messungen vor, um eine statistische Auswertung zu gestatten.

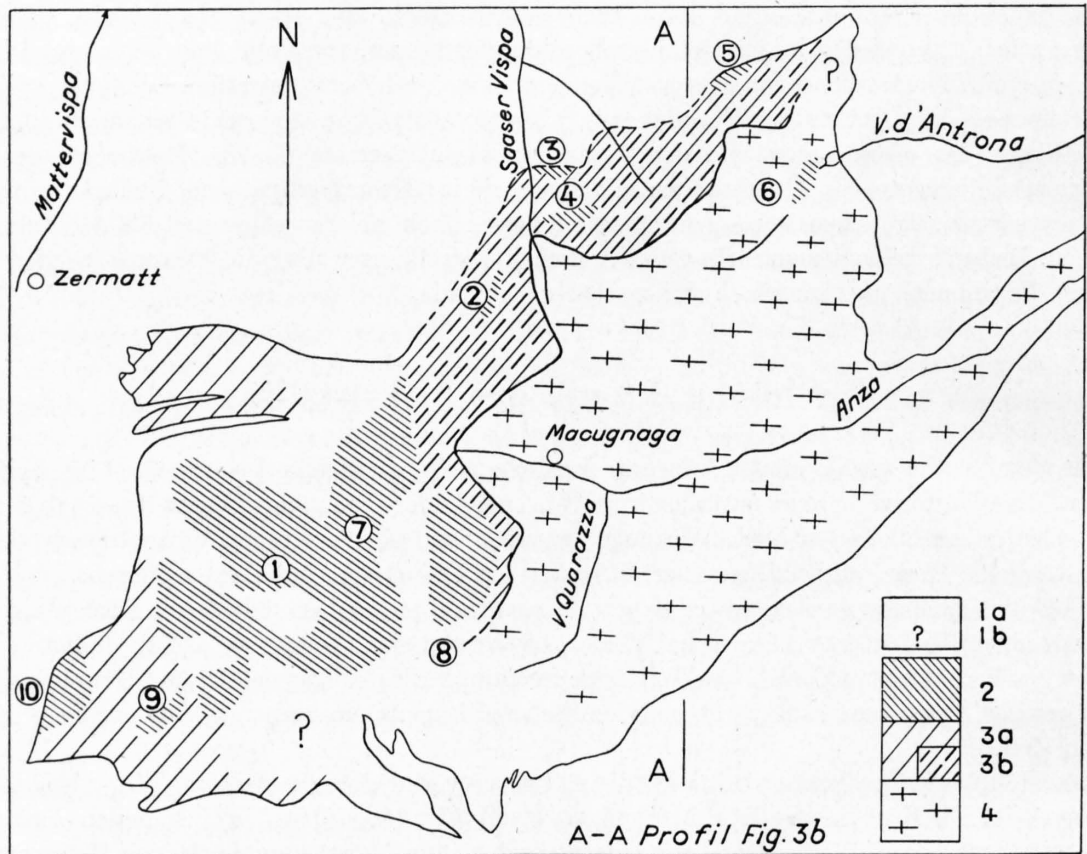


Fig. 3 a. Verteilung der prägranitisch und postgranitisch metamorphen Elemente in der Monte Rosa-Teildecke. 1 : 250 000

Im Text erwähnte und beschriebene Lokalitäten:

- | | | |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| ① Südwestgrat der Dufourspitze | ⑤ Loranco | ⑧ Pizzo Bianco |
| ② Seewjinenberg | ⑥ Compliccioli (V. d'Antrona) | ⑨ Südlich Capanna Quintino Sella |
| ③ Rottal | ⑦ Ghiacciaio del Piccolo Fillar | ⑩ Ghiacciaio di Verra |
| ④ Weisstal | | |

Legende:

- 1 a Mit Eis oder Schutt bedecktes Gebiet
- 1 b Nicht näher untersuchtes Gebiet
- 2 Postgranitisch nicht oder nur wenig deformierte Gesteinskomplexe mit unverwischten primären Intrusivkontakten
- 3 a Zonen intensiver postgranitischer Deformation und Metamorphose
- 3 b Sog. Stelli-Zone
- 4 Augengneise von Macugnaga, postgranitisch nicht oder nur wenig deformiert

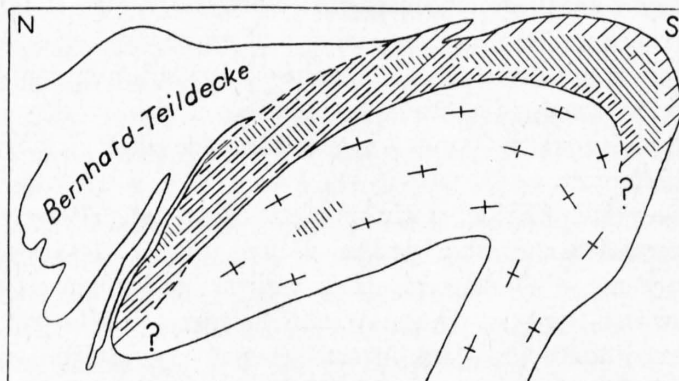


Fig. 3 b. Schematisches Profil durch die Monte Rosa-Teildecke.

Legende siehe Fig. 3 a

Die vorläufige Abgrenzung lässt immerhin heute schon erkennen, dass im Bereiche der Hauptkumulation vor allem zwei Zonen existieren, in denen prägranitische Elemente sich häufen. Die eine Zone umfasst die Ostwand und die Westabdachung des Monte Rosa sowie den grössten Teil des Liskammes, die andere die Augengneise von Macugnaga. Die trennende Zone quert ungefähr beim Belvedere das Valle Anzasca und erreicht die Schweizergrenze am Seewjinenberg. Weiter nördlich bildet das Stellihorn den markantesten Gipfel innerhalb dieser trennenden Zone. Nach ihm möchte ich sie als Stelli-Zone bezeichnen. Die in ihr auftretenden Granitgneise sind diaphtoritisiert und zum Teil albitisiert, ebenso zeigen die Hüllgesteine alle Merkmale, die für die alpidisch umgeprägten Tektonite charakteristisch sind. Es ergibt sich daraus ein schuppenförmiger Aufbau der Monte Rosa-Teildecke, wobei der Oberbau (mit Monte Rosa und Liskamm) von den Augengneisen von Macugnaga durch eine Zone alpin deformierter Gesteine getrennt ist. Diese Dreiteilung der Schubmasse mit den Augengneisen von Macugnaga im Liegenden und dem Oberbau des Monte Rosa im Hangenden der Stelli-Zone ist im E-W-Profil *d* der Fig. 4 (S. 8) erkennbar.

Die Stelli-Zone lässt sich gegen NE bis ins Val Antrona verfolgen, doch kommen sowohl im Hangenden wie im Liegenden neue Bewegungshorizonte dazu, so dass die Grenzen sich verlieren, je weiter nordwärts wir fortschreiten. Gleichzeitig verschwinden die prägranitischen Einlagerungen bis auf kleine Reste, so dass die Stelli-Zone im Furggtal alle Serien umfasst, die zwischen den Augengneisen von Macugnaga und der Furgg-Zone eingeschoben sind (siehe Fig. 4, Profil *a*, und Tafel XIV).

Die Gliederung der granitischen Massen

Der grösste Teil der Monte Rosa-Teildecke besteht aus granitischen bis granodioritischen Gesteinen, die z. T. richtungslos körnig, z. T. gneissig erscheinen. Die mächtigste zusammenhängende Masse erstreckt sich über den östlichen, d. h. den liegenden Teil der Decke. Sie setzt sich in unveränderter Fazies in der Wurzelzone fort, so dass Profile aus der Val Quarazza den Querprofilen der Val Bianca und des Ossolates petrographisch vollkommen entsprechen¹⁾. Diese Augengneise von Macugnaga haben ihre Stirnpartien im Ofental und am Lago di Cingino im Val d'Antrona.

Im Saas-Tal stossen wir im Dach der Augengneise von Macugnaga, zwischen der Visp und dem Schwarzberggletscher, auf einen Komplex von Granitgneisen und Glimmerschiefern. In diesem verhältnismässig schmalen Raum konvergieren alle Gesteinszonen, die das oberste Becken der Anza und die Monte Rosa-Ostwand aufbauen. Der basale Teil dieses Komplexes streicht gegen Osten durch das Stellihorn in den Camposecco-Grat (Val Loranco) hinein; er steht in der Ostflanke des Seewjinenberges an und stellt die Fortsetzung der Granitgneise des Pizzo Bianco dar. Mit den liegenden Glimmerschiefern zusammen bildet er das, was ich weiter oben als Stelli-Zone bezeichnet habe. Die auf der Westseite des Seewjinenberges anstehenden Gneise aber hängen durch eine Reihe von lagergangartigen Verästelungen mit dem Granitgneis des Monte Rosa zusammen. Zwischen diesen und der Stelli-Zone schieben sich keilförmig von Süden her die Schiefer des Liskammes und der Südflanke des Monte Rosa hinein, den grössten Teil der Ostwand aufbauend. Granitische und granodioritische Körper treten hier nur sporadisch und isoliert in Form von Gängen und Lagergängen auf, selten in Gestalt stockförmiger Massen (siehe Tafel XIII).

Von oben nach unten gehend ergibt sich also folgende Dreiteilung der granitischen Masse:

- a) Zone des Monte Rosa, mit dem Monte Rosa-Granitgneis, den Lagergängen der Cima di Jazzì und den Gneisen der Westflanke des Seewjinenberges. Diese Zone keilt zwischen Schwarzbergalp und der Zunge des Allalingletschers aus.
- b) Die Stelli-Zone, umfassend die Granitgneise des Pizzo Bianco, jene der Ostflanke des Seewjinenberges und die beiden Granitgneiszone, die zwischen dem Nördrand der Augengneise von Macugnaga und der Furgg-Zone durchziehen.
- c) Die Augengneise von Macugnaga.

¹⁾ Im Frühjahr 1951 wurde die gleiche Serie auch im Valle di Vigizzo und im Centovalli festgestellt.

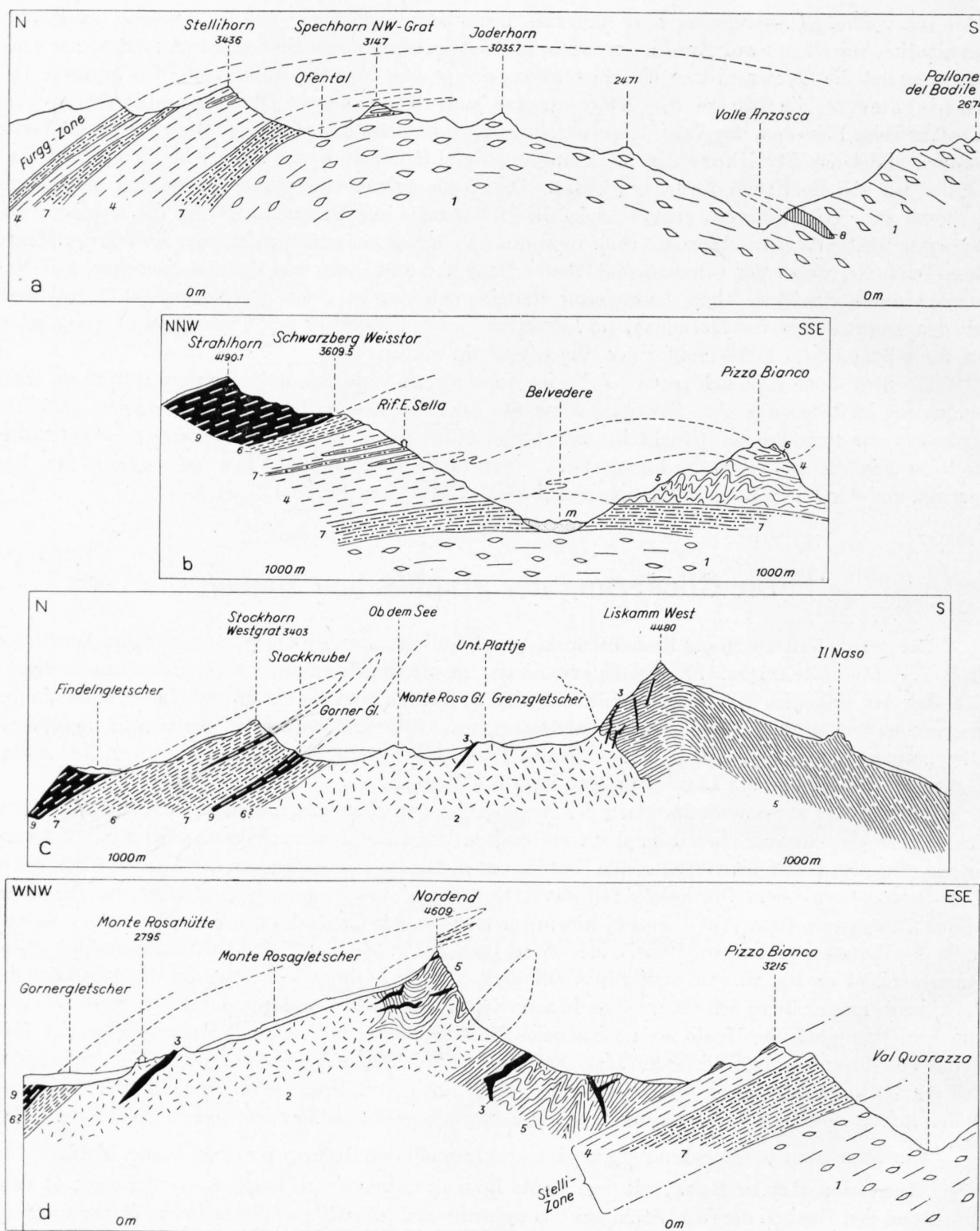


Fig. 4 a-d. Profile durch die Monte Rosa-Teildecke. 1 : 100 000.

- | | |
|-------------------------------------|------------------------------------|
| 1 Augengneise von Macugnaga | 6 Postgranitischer Schieferkomplex |
| 2 Granitgneis des Monte Rosa | 7 „ „ albitisiert |
| 3 Granit-, Aplit- und Pegmatitgänge | 8 Amphibolit |
| 4 Granittektonite | 9 Mesozoikum (inkl. ?Perm) |
| 5 Prägranitischer Schieferkomplex | |

Es muss besonders hervorgehoben werden, dass diese Gliederung sich vor allem aus den Verhältnissen im oberen Valle Anzasca ergibt, wo sie auch klar durchführbar ist. Problematisch aber wird die Abgrenzung im Saas-Tal, und zwar aus verschiedenen Gründen. Einmal verhindern die am Seewjinenberg auftretenden Querbrüche und die starke Schuttbedeckung der westlichen Talseite eine durchgehende Verfolgung der Zonen. Überdies erfasst die Tektonisierung nun allmählich sämtliche Zonen, so dass eine Trennung hier nicht mehr möglich ist.

In den folgenden Abschnitten werden zunächst die granitischen Körper beschrieben, die innerhalb der Schiefer des Liskammes und der Monte Rosa-Ostwand auftreten, dann die Augengneise von Macugnaga und schliesslich die Tektonite der Stelli-Zone. Besondere Beachtung wurde dabei den diskordanten Kontakten am Monte Rosa, am Seewjinenberg und im Rottal geschenkt, da diese für das Verhältnis von Granitbildung und Orogenese besonders wichtig sind.

Der Granitgneis des Monte Rosa

Betrachtet man die Monte Rosa-Gruppe vom Gornergrat aus, so scheint der Oberbau mit seinen Kämmen und Gipfeln auf einem breit ausladenden, felsigen Sockel zu ruhen. Zangenförmig umfassen die Felsmassen dieses Sockels die Zunge des Monte Rosa-Gletschers; im Süden die Obere und Untere Plattje, im Norden die Rundhöcker von Ob dem See. Diese leicht zugänglichen und vom Eis geglätteten Felsen gewähren einen ausgezeichneten Einblick in die Struktur und Zusammensetzung des Materials, aus dem die Gebirgsgruppe hauptsächlich aufgebaut ist: den Granitgneis des Monte Rosa.

Granitische Gesteine im Kristallin des Monte Rosa erwähnt schon GERLACH (1883), der hervorragende Erforscher der penninischen Alpen, freilich ohne nähere Angaben. Der erste bestimmte Hinweis auf den Granit des Monte Rosa findet sich in der Arbeit von C. SCHMIDT (1907): «Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen.» In dieser Publikation schreibt C. SCHMIDT: «Bei Plattje im Gornergletscher tritt als Intrusivkern ein massiger, grobkörniger, etwas gequetschter, zweiglimmeriger Granit zu Tage.» Damit ist das Gestein der Plattje treffend gekennzeichnet. In der farbigen «Geologischen Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc» (Tafel 13) und in einem Profil (Tafel 9, Fig. 2), die beide der erwähnten Arbeit beigegeben sind, ist dieser Granitstock eingezeichnet. (Karte und Profil sind auch in den «Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe» von C. SCHMIDT und H. PREISWERK 1908 zu finden.) Die Kenntnis des Granits der Plattje verdankt C. SCHMIDT, wie ich einer Mitteilung von Prof. A. BUXTORF entnehme, einigen Gesteinsproben, die Dr. A. TOBLER von einer Bergwanderung in jenem Gebiet mitbrachte und die in der geologischen Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel aufbewahrt werden.

Von den Granit- und Granodioritkörpern, die in der Ostwand oder in der Südflanke des Monte Rosa anstehen, unterscheidet sich derjenige der Westabdachung durch seine beträchtliche Ausdehnung. Wie jene war er aber wohl einmal ganz von Schiefern umhüllt. Davon hat allerdings die Erosion auf der Westseite nicht mehr viel übrig gelassen, aber gerade dieses Fragment, das den Gipfel des Nordend und den Westkamm der Dufourspitze aufbaut, ist für uns besonders interessant, da in ihm am Südwest-Ausläufer dieses Kammes einer der schönsten Intrusivkontakte des Gebietes erhalten ist. Ein zweiter solcher Kontakt findet sich im Liegenden des Granites, in der Ostwand. In der vorliegenden Gestalt des Granitgneises sind somit sicher primäre Formelemente weitgehend konserviert worden, wobei allerdings auch gewisse Partien durch spätere Faltung in einem schwer rekonstruierbaren Ausmass umgestaltet worden sind.

Der Granitgneis des Monte Rosa steht östlich vom Jägerjoch in Verbindung mit den hellen Gneisen, die den ganzen Oberbau der Ostflanke zwischen dem Marinelli-Couloir und dem Jägerrücken beherrschen (siehe Tafel XIII und XIV). Beim Aufstieg über den Jägerrücken zum Jägerhorn quert man an zwei Stellen grobkörnigen Granit vom Typus des Monte Rosa, nämlich zwischen 3630 m und 3730 m und am Jägerjoch selbst. Sie werden von schlierigen granitischen oder aplitischen Gneisen begleitet, lauter Abarten, die auch an der Westabdachung zu finden sind.

Wie schon erwähnt, zerfällt dieser Gneiskomplex weiter nördlich in viele lagergangartige Ausläufer. Die Auflösung ist schon in den Nordabstürzen des mächtigen Eckpfeilers zu erkennen, der vom Nordend gegen den Gornergletscher vorspringt. Der Granitgneis wird hier von mehreren Biotit-Muskowitschieferlagen unterbrochen; er wird selbst inhomogen-schlierig, biotitreich und nimmt den Habitus eines Augengneises an. Während diese Zonen in die Luft austreichen, können die am Jägerrücken anstehenden noch in das Grosse Fillarhorn hinein verfolgt werden. Ihr Zusammenhang mit den Granitgneisen des Seewjinenberges im Saas-Tal wurde weiter oben schon erwähnt. In diesen lagergangartigen Gneisbändern müssen wir wohl die Wurzel des Monte Rosa-Granites sehen.

Die ganze Umrahmung des Granitstockes des Monte Rosa ist von zahlreichen Apliten und Pegmatiten durchsetzt. Die Biotit-Muskowitschiefer zwischen Nordend und Signalkuppe sind von solchen Gängen förmlich durchschwärmt, und das gleiche gilt für den Liskamm. Ihr unmittelbarer Zusammenhang mit dem Granitgneis ist an den oben erwähnten Kontaktstellen und am Nordsporn des Liskammes (P. 3087) aufgeschlossen. Ähnliche Kontakterscheinungen finden sich auf der Schwarzbergflanke des Seewjinengrates und, in einem etwas tieferen Horizont, im Rottal E Mattmark (siehe Tafel XIV).

Physiographie

Das in dem oben umgrenzten Raum am meisten verbreitete Gestein ist ein rötlich anwitternder, meist grobkörniger porphyrischer Granitgneis mit grossen z. T. über 10 cm langen Kalifeldspateinsprenglingen und schwach ausgeprägter Paralleltexur. Recht homogen und fast richtungslos körnig ist der Typus in der Umgebung der Monte Rosahütte. Unterschiede in der Schieferung, in Korngrösse und Zusammensetzung bedingen jedoch eine grosse Variation an Typen, die durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. Häufig sind auch Einschlüsse der umhüllenden Biotitschiefer, die oft schwarmweise und in allen Grössen auftreten, mit diffuser oder scharfer Begrenzung. In der Nähe dieser Schollen wird der Gneis oft flaserig und biotitreich. Feldspatreiche, grobkörnige Schlieren, meist mit schwarzen Biotitnestern, verstärken den unruhigen Charakter solcher Zonen. Eine solche erstreckt sich beispielsweise in nordwestlicher Richtung dem Südrand der Zunge des Monte Rosa-Gletschers entlang. Ähnliche Mischgneiszonen finden sich im nördlichen Ausläufer des Nordend und in der Nordwand des Monte Rosa. Die Grenze gegen die homogenen und richtungslos körnigen Typen ist immer unscharf.

Streckenweise, so z. B. im nördlichen Teil der Unteren Plattje, sind parallellaufende Turmalinführende pegmatitische und aplitische Bänder recht häufig. Sie sind blattdünn bis dezimeterdick, erstrecken sich geradlinig manchmal über hundert und mehr Meter und werden oft von sehr dünnen parallelen Quarzlagen begleitet (Tafel IV, Fig. 8).

Die vorherrschende, rauhe und leicht gewellte s-Fläche streicht an der Unteren Plattje N-S (Abweichungen $\pm 10^\circ$); sie fällt ziemlich konstant mit 50° westwärts ein. In der Regel ist eine deutliche Formregelung der in s liegenden flach-prismatischen Einsprenglinge festzustellen, ihre Längsachsen laufen horizontal oder sind schwach (max. 15°) nordwärts geneigt. Es ist bemerkenswert, dass die «Streckungsachsen» der Schiefereinschlüsse und der Biotitputzen dieselbe Orientierung zeigen. Über manche s-Flächen sind aber die Einsprenglinge regellos verteilt.

Diese Angaben gelten nur für die Untere Plattje. Andere Partien des Granitkörpers zeigen mehr oder weniger starke Abweichungen. So am Nordend, wo die Längsachse der Einsprenglinge N 50° E bei 15° – 20° SW-Neigung verläuft. Im oberen Teil der im Norden die Monte Rosa-Zunge umfassenden Felsen zeigen die Einsprenglinge dieselbe Stellung wie an der Unteren Plattje, also N-S bei waagrechtlicher Lage. Das ändert sich aber sehr rasch, wenn man westwärts über den Grat von Ob dem See absteigt. Bei 3000 m ist das Streichen N 70° E bei 30° – 40° NW-Fallen. Hier finden sich Zonen mit ungewöhnlich grossen Kalifeldspateinsprenglingen (bis 12×4 cm), die regellos angeordnet sind.

Es sei schon hier hervorgehoben, dass der Verlauf der s-Fläche bei Ob dem See mit der Schieferung der Zonen am Stockhorn ungefähr parallel läuft. Während aber am Stockhorn, ebenso wie an der Zumsteinspitze und z. T. auch am Liskamm, die Faltenachsen mit der Lineation in den mesozoischen Hüllgesteinen an der Schwärze und am Gornergrat übereinstimmen, also mit einer alpidisch bestimmten Richtung sich decken, lässt sich makroskopisch am Granitkörper des Monte Rosa nichts Derartiges fest-

stellen. Im allgemeinen ist der Verlauf der linearen Elemente hier quer zum alpinen Streichen. Der Granitgneis erscheint in struktureller Hinsicht wie ein Fremdkörper, eingezwängt in einen alpin deformierten Rahmen.

Über die im Gelände feststellbaren Strukturen, die durch nachkristalline Bewegung hervorgerufen worden sind, siehe S. 14.

Chemische Analyse und mikroskopische Beschreibung

Wie oben schon erwähnt wurde, ist die Zusammensetzung des Monte Rosa-Granitgneises keineswegs konstant. Das bei der Monte Rosahütte anstehende und zum Bau derselben verwendete Gestein hat die in der folgenden Tabelle angegebene chemische und mineralogische Zusammensetzung. Der Mineralbestand ist hier wie in allen folgenden Tabellen in Vol. % angegeben. Die Zahlen beruhen auf Schätzungen.

Granitgneis BW 1

SiO ₂	72,48
Al ₂ O ₃	14,62
Fe ₂ O ₃	0,11
FeO	1,31
MnO	0,02
MgO	0,46
CaO	1,15
Na ₂ O	3,59
K ₂ O	5,07
H ₂ O +	0,66
H ₂ O —	0,18
TiO ₂	0,28
P ₂ O ₅	0,23

100,16

Monte Rosahütte (Koord. 629,0/89,85)

Modaler Mineralbestand:

Quarz	30 Vol. %
Kalifeldspat	30 »
Plagioklas (12–17% An) . .	40 »
Muskowit	<1 »
Biotit	<1 »

Spez. Gew. 2,65

Anal. Dr. J. v. STEIGER

	si	al	fm	c	alk	k	mg		
	393	47	10	6,5	36,5	0,48	0,37		
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Hx	Fa	Ru	Cp
	55,1	18,2	19,6	2,7	1,8	0,7	1,2	0,2	0,4
Katanorm.	Q	Or	Ab	An	Fe-Cord	Cord	Hy	Ru	CP
	26,0	30,3	32,6	4,5	1,3	3,3	1,6	0,2	0,4
Biotit-Muskowit-Variante .	Q	Or	Ab	An	Bi	Ms	Akz		
	28,8	23,5	32,6	4,5	4,4	5,6	0,6		
			37,1 Plag (An 12)						

Bei einem in der Moräne des Grenzglatschers südlich der Hütte gefundenen Geschiebe sind die entsprechenden Zahlen für Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz 30, 25 und 40 Vol. %, wobei die restlichen 5 Prozent von Biotit gebildet werden. Ein ähnliches, aber weniger porphyrisches Gestein vom Gletscher des Piccolo Fillar zeigt die Werte 35, 27, 30 und 7 (Biotit und Muskowit). Aus diesen Schätzungen und der Analysenberechnung ergibt sich, dass der Plagioklas gegenüber dem Alkalifeldspat vorherrscht. Diese Feststellung gilt für alle grösseren Intrusivmassen. Wenn streckenweise das Verhältnis — auch im Granit des Monte Rosa — eine Umkehr erfahren kann, so haben die grossen Intrusivmassen doch vorwiegend die angegebene Zusammensetzung.

Wenn trotzdem diese Gesteine hier als Granite (und nicht als Granodiorite) bezeichnet werden, so deshalb, weil der Plagioklas im Mittel nur 12 % An führt und darum noch zu den Alkalifeldspäten gerechnet werden darf. Granitaplitische und aplitische Gesteine sind auf die Randzonen und auf Gänge und Lagergänge von geringer Mächtigkeit beschränkt.

Die Struktur der Granite ist hypidiomorph-porphyrisch.

Der Kalifeldspat bildet häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Einsprenglinge, die in undeformierten Typen oft idiomorphe Gestalt zeigen. Sie können bis 12 cm lang werden. In der

Grundmasse erscheint dieser Feldspat xenomorph und meist unverzwilligt. Perthitische Entmischung kann fast immer beobachtet werden. Mikroklingitterung ist selten. Schachbrett-Albit ist nur in den stark deformierten Typen verbreitet und erscheint somit als sekundäre Bildung. Einschlüsse von idiomorphem Oligoklas, von Quarz, von Muskowit und Biotit. Myrmekitische Verwachsungen sind auf richtungslos-körnige Gesteine beschränkt, mit wachsender Deformation werden sie zerstört.

Der Plagioklas bildet zum Teil grössere Kristalle, deren idiomorphe Begrenzung aber meist nur an den von Kalifeldspat umschlossenen Individuen erhalten ist. Der Anorthitgehalt variiert zwischen 12 und 17 Prozent, nur selten wurden höhere Werte — bis 25 % — gemessen.

Fast immer zeigen die Kristalle einen mit Sericit, Zoisit und Epidot gefüllten Kern, dessen Abgrenzung vom einschlussfreien Rand ursprüngliche Zonarstruktur erkennen lässt. Sowohl Füllung wie Albitrand finden sich auch in den Plagioklas-Einschlüssen des Mikroperthits, soweit sie keinerlei Deformation erlitten haben. Der Zerfall der Plagioklas-Substanz erscheint also präkinematisch und ist wohl auf eine regionale Änderung der Druck- und Temperaturverhältnisse zurückzuführen. Die Entstehung des Albitrandes fällt noch in eine hydrothermale Phase der Bildung des Gesteines. Mit der porphyroblastischen Entwicklung von Albit, die mit der nachgranitischen Deformation einsetzt, hat sie nichts zu tun. Die beiden Albitisierungsvorgänge sind zeitlich voneinander zu trennen.

Die unregelmässig begrenzten Quarzkörner zeigen meist starke undulöse Auslöschung und teilweise auch die Bildung von Mörtelkränzen.

Der Anteil von Biotit macht nur wenige Prozente aus. Es handelt sich um blass-gelb bis dunkel-braun pleochroitischen Biotit, der oft Stauchung und Umwandlung in Pennin zeigt, wobei zugleich idiomorpher Klinozoisit und Pistazit, selten winzige Granatkörper gebildet werden.

Muskowit ist z. T. mit Biotit parallel verwachsen und dann wahrscheinlich primär, z. T. durch Sammelkristallisation aus Sericit entstanden. In der Regel bilden Biotit und Muskowit zusammen mit Erz kleine Nester.

Als Übergemengteile finden sich Apatit, Zirkon, Turmalin und sehr spärlich Erz (z. T. Ilmenit).

Schiefereinschlüsse im Granitgneis

Wie schon erwähnt, führt der Granitgneis streckenweise zahlreiche Einschlüsse, teils in grösseren Zügen, teils auch nur in meterlangen Linsen bis zu nur faustgrossen Putzen. Ihre Zusammensetzung ist sehr monoton und stimmt mit den Hüllgesteinen überein. Meistens haben sich einzeln oder lagenweise Feldspäte eingenistet, wobei es dann zur Bildung von Flaser- und Augengneisen kommt. Diese Fazies kann aber auch tektonisch bestimmt oder wenigstens tektonisch überprägt sein (siehe S. 16).

Bemerkenswert ist der am Monte Rosa vereinzelt dastehende Fund von scharf begrenzten, eckigen Biotitgneisschollen in einem losen Felsblock der Oberen Plattje (P. 3277,3) (Fig. 5). Es handelt sich

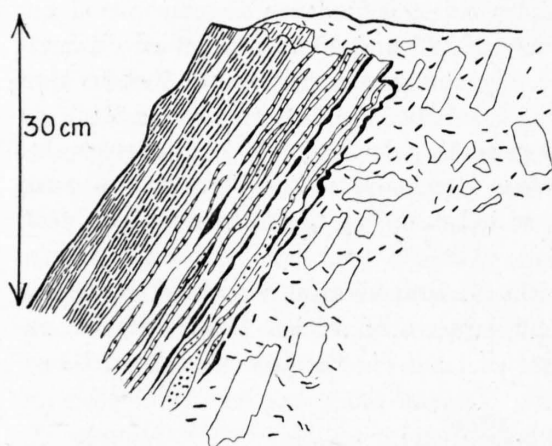


Fig. 5. Gneisscholle in grobporphyrischem Monte Rosa-Granit. Obere Plattje, P. 3277,3

um zwei etwa 60 cm lange Schollen (in Fig. 5 ist nur eine derselben dargestellt) vom Typus der gestreiften Biotitgneise des Dufourkammes, mit allen Eigenheiten und Merkmalen dieser Gneise, die vollkommen unverändert in grobkörnigen richtungslos-körnigen Granit eingebettet sind. Beide Bruchstücke sind längs der s-Fläche aus dem ursprünglichen Verband losgelöst worden. Sie sind gegeneinander verdreht, eine ist sogar schwach verbogen, ohne dass im Granit auch nur eine Spur korrelativer Bewegungen sichtbar würde.

Diese Beobachtung spricht entschieden dafür, dass die Schollen von einem Medium mit hoher Beweglichkeit aufgenommen wurden, dass also ein Kristallbrei oder eine Schmelze vorlag. Dafür sprechen ja auch die weiter unten beschriebenen Erscheinungen am Südwestgrat der Dufourspitze. Besonders überraschend

ist aber die Feststellung, dass die Metamorphose der umhüllenden Schiefer vollkommen abgeschlossen war, als der Granit sie umschloss.

Deformationserscheinungen

Eine ganze Reihe von teils mikroskopischen, teils makroskopischen Beobachtungen zeigt, dass der Granitgneis des Monte Rosa nachkristallin deformiert worden ist.

In den Dünnschliffen sind die ersten Anzeichen mechanischer Beanspruchung undulöse Auslöschung von Quarz, Bildung von Mörtelkränzen und Stauchung der Glimmerlamellen. Gleichzeitig beginnt der Plagioklas zu zerfallen; er scheint überhaupt gegen Deformation nur geringen Widerstand zu leisten. Der Zerfall beginnt am Rande und führt zur Bildung eines feinkörnigen Gemenges von Albit, Quarz, Sericit und Zoisit. Fortdauernde Bewegung hat eine Abscherung der Zerfallsprodukte zur Folge, die in den Bewegungsspuren fließend sich ausbreiten, wobei die Körner zugleich eine Streckung und Regelung erfahren. In einer weiteren Phase der Auswalzung entwickelt sich ein Zeilenbau, indem die Glimmer von den Feldspatlagen einerseits, diese vom Quarz andererseits getrennt werden. Die Rekristallisation führt dann zu einem grano- oder lepidoblastischen Gefüge der einzelnen Lagen, wobei die Quarzkörner stets ganz bedeutend grobkörniger ausfallen als Albit und Muskowit. Rekristallisierter Quarz zeigt keine undulöse Auslöschung mehr. Oft hat man beide Quarzgenerationen nebeneinander im gleichen Schliff.

Der Kalifeldspat ist der mechanisch widerstandsfähigste Gemengteil, dessen Relikte auch dann noch vorhanden sind, wenn der Plagioklas schon restlos zerstört worden ist (Tafel II, Fig. 1). Hand in Hand mit der mechanischen Zerstückelung des Alkalifeldspates geht dann seine chemische Auflösung. Die im Anfang noch kaum merkbar verschobenen und gleichzeitig auslöschenden Bruchstücke zeigen im Innern — ausgehend von den Albitschnüren des Mikroperthits — Umwandlung in Albit. In den Trennungsfugen und am Rande siedeln sich isometrische Albit- und Quarzkörner an, die korrodierend in den Kalifeldspat hineingreifen. Wo der Mikroperthit in die s-Fläche hineingedreht wird, erhält er die Form einer mit der Längsachse in s liegenden Spindel, die senkrecht zur Scherfläche allmählich aufgelöst wird. Schliesslich bleibt nur ein langgestrecktes Kristallskelett übrig, das zwischen den beidseitig vorrückenden Albit- und Quarzkörnern sich hindurchwindet (Fig. 6 a-c). In den stark deformierten Partien ist der Kalifeldspat mehr oder weniger verschwunden. Dieser Verlust scheint nur zum Teil durch die Neubildung von Muskowit ausgeglichen zu werden.

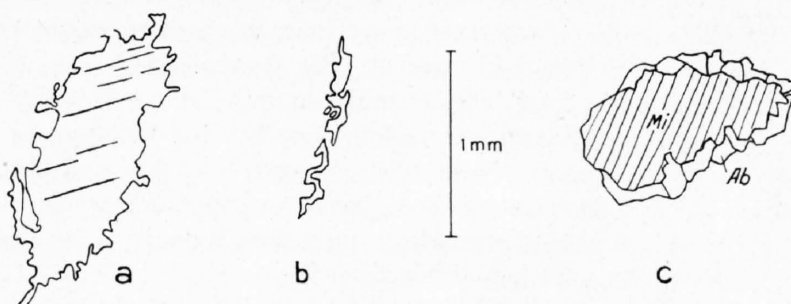


Fig. 6 a-c. Relikte von Mikroklinkörnern

Zeichnung nach Dünnschliff

Mi = Mikroklin

Ab = Albit

Die oben erwähnten Albitkörner, die sich aus dem Kalifeldspat entwickeln, unterscheiden sich übrigens durch ihre isometrische Gestalt und ihren grösseren Durchmesser von den gestreckten Albitkristallen, die sich aus dem Zerfall der Plagioklase bilden. Es ist aber kaum anzunehmen, dass es sich dabei um zwei verschiedene Albitgenerationen handelt. Ganz deutlich ist nämlich das gröbere, isometrische Korn an Stellen gebunden, die von der Durchbewegung verschont blieben. Ob allein die durch Gleitung verursachte Störung das Wachstum des feinkörnigen Gemenges hemmte oder ob noch andere Faktoren mitwirkten, bleibe dahingestellt. Jedenfalls boten sowohl die im Innern wie an der Oberfläche

der Kalifeldspäte sich öffnenden Zerrungshohlräume den zirkulierenden Lösungen freien Durchgang, während dies in den Scherzonen nur in beschränktem Umfang der Fall war.

Dass der Zerfall der Plagioklase auch einen Zusammenbruch des Gefüges und damit die Möglichkeit differenzieller Verschiebungen nach sich zieht, ist selbstverständlich. In welchem Umfange machen sich nun die eben beschriebenen Erscheinungen am Granitgneiskörper bemerkbar?

Hierzu ist zu bemerken, dass wir kaum einen Dünnschliff finden können, in dem nicht Spuren beginnender Verformung festgestellt werden können. Aber die Unterschiede sind doch sehr gross und die Fälle starker Auswalzung sind auf einzelne Diskontinuitätsflächen und Mylonitzonen beschränkt. Derartige Flächen und Zonen sind aber im Gelände feststellbar. Sie sollen im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

Blastomylonite

Die Granite weisen stellenweise eine starke Mylonitisierung auf. Sie ist oft an Schiefereinschlüsse gebunden und benützt die Kontaktzonen als Bewegungshorizonte. Infolge der Auswalzung nehmen die Gesteine dabei mit Annäherung an solche Schollen den Habitus eines Augen- oder Flasergneises an. Die Dünnschliffe zeigen, dass die Mylonitisierung von Rekristallisationsvorgängen begleitet und gefolgt war, und deshalb ist es schwierig, diese tektonische Fazies von den durch Aufblätterung und Injektion der Schiefer gebildeten «echten» Augen- und Flasergneisen makroskopisch zu unterscheiden. Aus ihrer Entstehung ergibt sich von selbst, dass die mit der Mylonitisierung zusammenhängende Schieferung mit dem im Granitgneis vorgezeichneten s sich deckt und einfach als eine Verstärkung der alten (wahrscheinlich primären) Vorzeichnung erscheint.

Als Beispiel sei auf das Profil in Fig. 7 einer solchen Mylonitzone hingewiesen. Es wurde in der Nähe des gewöhnlichen Aufstieges von der Unteren zur Oberen Plattje — ungefähr in halber Höhe — aufgenommen. Teils richtungslos körnige, teils flaserige Granitgneise umschliessen hier eine 5 m mächtige

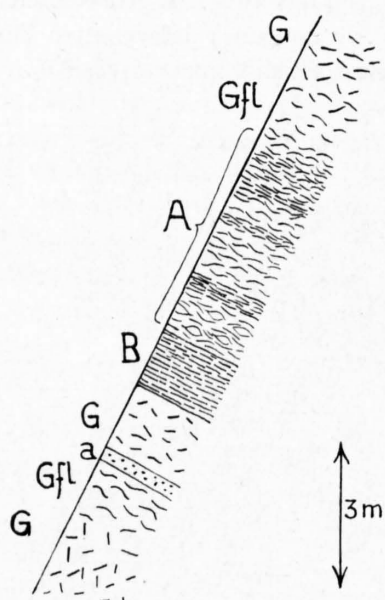


Fig. 7. Verschiefter Injektionskontakt
Am Aufstieg von der Unteren zur Oberen
Plattje

- G richtungslos körniger Monte Rosa-Granit
- Gfl flaseriger, z. T. mylonitisierter Granit
- a ausgewalzter Aplit
- B Biotitschiefer mit dünnen Aplitlagen
- A Augen- und Flasergneis
- biotitreiche und biotitarmer Lagen, mylonitisert

Einlagerung, bestehend aus einem plattigen Biotitschiefer, mehr oder wenig kräftig feldspatisiert, mit Übergängen zu flaserigem Augengneis. Die Biotitschiefer sind von dünnen, aplitischen Lagen durchsetzt (Streichen $N 30^\circ W$ bei $40^\circ SW$ -Fallen, mit $N-S$ laufender Riefung). Der lagenweise Wechsel, der Übergang von biotitreichem Augengneis in Biotitschiefer einerseits, in flaserigen Granitgneis andererseits, lassen erkennen, dass ein alter Injektionskontakt vorliegt. Die Dünnschliffe zeigen eine intensive nachkristalline Auswalzung mit Mikropertithrelikten in einer zerriebenen, schwach rekristallisierten Grundmasse.

Nicht alle analogen Kontakte sind als nachkristalline Bewegungsbahnen benützt worden. Aber es ist doch auffallend, wie häufig gerade die mächtigen Mylonitzüge an diesen Diskontinuitätsflächen sich entwickeln.

Im Gelände viel weniger auffallend ist eine zweite (und vielleicht jüngere) postkristalline Zerschierung des Gneiskörpers. Sie kann am besten in den Gletscherschliffen der Oberen und Unteren Plattje studiert werden, soweit diese nicht von Flechten überzogen sind.

Hier kann man auf den Felsplatten die Spuren feiner Nordwest-streichender und steil nach Südwesten einfallender Scherflächen verfolgen. Meist sind es Scharen parallel dahinziehender Linien, z. T. gewellt, z. T. gabelig verzweigt und im Gestein sich verlierend, dann wieder durch eine einzige Spur abgelöst, die sich Hunderte von Metern weit erstrecken kann. An den Rändern sind die Einsprenglinge zerdrückt und zu Linsen und Flasern ausgezogen,

die auf die Scherfläche ausgerichtet werden. Die Verschiebung getrennter Bruchstücke oder Schlieren ist oft deutlich sichtbar, überschreitet aber selten einige Zentimeter (Fig. 8).

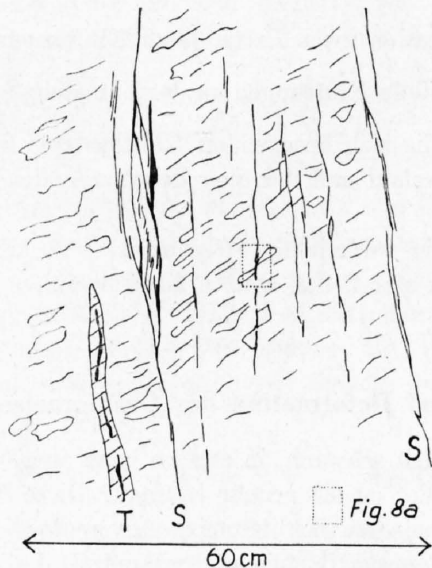


Fig. 8. Postkristalline Zerschierung in flaserigem Monte Rosa-Granitgneis. Untere Plattje

T = Feldspat- und Turmalingang
S = Scherflächen



Fig. 8 a. Detail von Fig. 8

Bei sorgfältiger Betrachtung der Felsoberfläche sieht man zwischen diesen lang hinziehenden Scherflächen parallele, zentimeter- oder dezimeterlange feine Risse, durch die die Einsprenglinge zerschnitten werden, wobei die beiden Hälften gegeneinander um Millimeter versetzt sein können. Wo diese Scherflächen sich häufen, entstehen die oben erwähnten Mylonitzonen, die allerdings selten mehr als 20 cm Breite erlangen. Das Gesteinsmehl wittert leicht heraus, und dabei entsteht eine Kerbe, deren Ränder durch limonitische Rückstände rostrot anfärben.

Gelegentlich kann man auch Quarz- oder Feldspat-Turmalingängen feststellen, die die gleiche Richtung haben, so wie auch die Scherflächen selbst manchmal mit Turmalin und Quarz ausgekleidet sind.

Es ist nun vor allem beachtenswert, dass die vorherrschende s-Fläche, mag sie primär sein oder nicht, durch diese Scherflächen schräg abgeschnitten wird. Es handelt sich hier um die jüngsten Bewegungsspuren im Granitgneis, und es ist auffallend, dass ihre Richtung genau mit den schwach ausgeprägten s der feinkörnigen, jüngeren Granite übereinstimmt. Wenigstens ist das an der Unteren Plattje der Fall. Ob hier mehr als eine zufällige Koinzidenz vorliegt, wage ich nicht zu behaupten. Nicht weniger problematisch erscheint mir der Zusammenhang dieser Zerschierung des Gneiskörpers mit den alpinen Dislokationen. Jedenfalls verlaufen sie schräg zur allgemeinen Faltungsrichtung.

Abgesehen von den nur mikroskopisch wahrnehmbaren Spuren einer Durchbewegung, ist der ganze Intrusivkörper von zahllosen, oft kaum sichtbaren Scherflächen und auch von grösseren Mylonitzonen durchsetzt. Zu der dadurch erreichten Beweglichkeit kommt noch die Wirkung der Klüftung hinzu, an welcher ebenfalls Verschiebungen beobachtet werden können.

Klüftung

Im folgenden bedeuten die Angaben vor dem Strich / die Streichrichtung, diejenigen hinter dem Strich das Fallen.

An der Unteren Plattje fallen zwei Kluftrichtungen besonders auf: eine Querklüftung E-W/50 N, die z. T. mit Quarz gefüllt ist und eine etwa gleich häufige Diagonalklüftung N 40 W/60 NE, die auch morphologisch sich bemerkbar macht. Die Daten der entsprechenden Klüftung bei Ob dem See sind

N 40/80 SW. Diese Klufttrichtung hat vielleicht einen Einfluss auf den nordwestlichen Verlauf der Felsrücken von Ob dem See und der Unteren Plattje. An der Oberen Plattje verläuft die häufigste Kluftfläche (selten mit Quarz verheilt) parallel dem Streichen mit N 50 W/80 NE und die stets klaffende Querklüftung N 60 E/60 NW.

In den Paragneisen des SW-Grates der Dufourspitze wurden zwei glatte, leere Klüftungen gemessen, nämlich N 10 W/90 und N 95 E/ $\frac{60}{80}$ N S. Entsprechende steile Klüftungen an der Zumstein-Spitze ergaben N-S/70 W und N 85 E/75 S. Diese ungefähr rechtwinklig sich kreuzenden Kluftsysteme haben möglicherweise für den Dufourgrat mit seinem ostwestlichen Verlauf und der quer dazu laufenden Einkerbung morphologische Bedeutung.

Allgemeine Schlussfolgerungen lassen sich aus den wenig zahlreichen Messungen nicht ziehen; man muss sich eben vor Augen halten, dass auf den meist stark zerfallenen Graten Kluftmessungen nur selten möglich sind.

Zusammenfassende Bemerkungen über Schieferung und Deformation des Granitgneises

Ist die vorherrschende Schieferung, die in einzelnen Partien schwach, in andern ganz ausgeprägt zur Geltung gelangt, die Folge nachkristalliner Deformation oder ist sie primär bedingt? Diese Frage drängt sich auf, weil die Spuren postkristalliner Bewegungen in jedem Schliff mehr oder weniger deutlich sind und weil die oben beschriebene Mylonitisierung an Kontaktflächen makroskopisch den Eindruck einer extremen Steigerung der im Granit überall herrschenden Schieferung erweckt. Es läge also nahe, diese einfach als Folge einer allgemeinen, bald stark, bald schwach bemerkbaren Katakklase aufzufassen.

So einfach liegen die Dinge aber nicht. Zunächst erinnern wir daran, dass in einigen Zonen parallel verlaufende schmale aplitisch-pegmatitische Lagen den Granit auf grössere Distanz durchsetzen. Sie müssen also im Granitkörper eine bestimmte Wegsamkeit vorgefunden haben. Die vorherrschende Schieferung im Granit aber geht schief und ungebrochen auch durch diese Gänge hindurch. Am Pegmatitgang der Tafel IV, Fig. 9, ist dies deutlich zu erkennen. Am gleichen Gang aber sind die Turmalinkristalle zerbrochen und parallel in s eingeordnet. Das würde also für eine sekundäre, nachkristalline und nachpegmatitische Auswalzung des Granitgneises sprechen.

Andererseits weist doch vieles darauf hin, dass schon primär und vorpegmatitisch eine Anisotropie im jetzigen Sinne vorhanden war. Zu denken gibt vor allem die Parallelstellung und Formregelung der Einsprenglinge von Kalifeldspat in s. Eine rein mechanisch bedingte Regelung würde sich kaum mit der idiomorphen Ausbildung und der oft völligen Unversehrtheit der Einsprenglinge in Einklang bringen lassen. Dort wo Mylonitzonen durchziehen, sind die Kristalle zerbrochen und spindelförmig deformiert. Auch die Parallelstellung der Biotitschiefereinschlüsse kann rein mechanisch nicht erzwungen worden sein, ebensowenig die entsprechende Orientierung der feldspatreichen Schlieren. In der ursprünglichen Anlage dürfte diese Paralleltextur vielleicht einer Abbildungskristallisation entsprechen, die dann nachpegmatitisch (und nachkristallin) noch verstärkt worden ist. Die beste Deutung erscheint mir also die Annahme, dass der Granitgneiskörper in der Hauptsache schon mit mehr oder weniger deutlicher Paralleltextur kristallisierte und dass diese Vorzeichnung nachpegmatitisch nochmals überprägt wurde.

Über die Beziehungen dieser Deformation zu alpinen Faltung siehe S. 87.

Im übrigen können die am Monte Rosa-Granitgneis beobachteten Deformationserscheinungen schon deshalb nicht zu einem Gesamtbild vereinigt werden, weil weitaus der grösste Teil des Intrusivkörpers vom Eis bedeckt wird. Als wesentliches Ergebnis heben wir aber nochmals das Auftreten von diskontinuierlichen Scherflächen und Scherzonen sowie die starke Zerklüftung hervor. Durch diese Elemente wird die an sich starre Masse beweglich gemacht und in das Faltungsbild hineingezwungen. In extrem tektonisierten Partien steigert sich dann die Metamorphose bis zur Entwicklung der auf S. 21 beschriebenen Muskowitschiefer. Die verschiedenen Tektonisierungsvorgänge greifen ineinander und unterstützen sich gegenseitig.

Trotz allem bleibt aber die Hauptmasse als starrer Körper mitsamt seinen Kontakten erhalten, so dass als Gesamteindruck das Bild einer relativ wenig deformierten Masse entsteht. Im Vergleich zu den nördlich anschliessenden Partien der Monte Rosa-Bernhard-Decke, im Matter- und Saastal, wo die Umprägung ungleich intensiver war, wirken diese Massen als etwas Fremdartiges. Ihr Auftreten im Gebiete des Deckenscheitels ist ohne Zweifel in mechanischer Hinsicht sehr bedeutungsvoll.

Aplitgranite

Am Aufbau des Monte Rosa sind neben dem Granitgneis mit seinen Abarten auch aplitgranitische und aplitische Intrusionen beteiligt. Im Querprofil durch den Gipfel des Jägerhorns folgen z. B. von unten nach oben auf homogenen, massigen Biotitgranit hellere biotitarmer Aplite und Aplitgranitgneise (siehe Tafel XIII). Ein mittelkörniger, heller Aplitgranit bildet ferner eine Randintrusion an der Basis des Südwestgrates (siehe S. 23). Er enthält hier eckige Schollen des Granites, muss also jünger sein als dieser. Ein ähnliches Gestein der Unteren Plattje soll hier näher beschrieben werden.

Aplitgranit der Unteren Plattje

In den glattgeschliffenen Platten am Rand der südlichen Moräne des Monte Rosa-Gletschers stösst man bei 3000 m auf ein mittelkörniges, sehr homogenes Gestein von grauer Farbe, das man makroskopisch als Granit bezeichnen würde. Das nur wenige Meter mächtige gangartige Vorkommen keilt nach ca. 100 m in südöstlicher Richtung aus. Es scheint sich hier um eine Apophyse einer grösseren Masse zu handeln, die etwas weiter östlich anzutreffen ist. Auch diese streicht in südöstlicher Richtung und geht dabei in die stark zerrüttete, rötlich anwitternde Aplitmasse über, die auf 3000 m die Uferfelsen des Grenzletschers bildet.

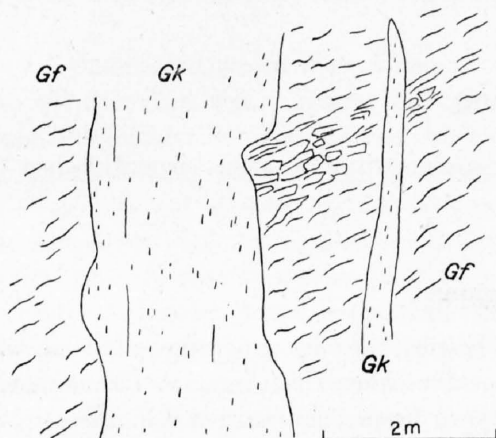


Fig. 9. Apophyse von mittelkörnigem Granit (Gk) in grobflaserigem Granodioritgneis (Gf). Untere Plattje

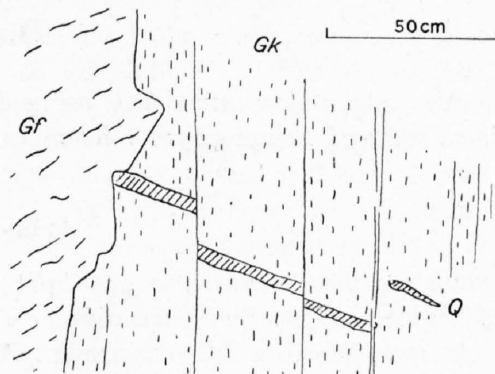


Fig. 10. Nachkristalline Zerschierung eines mittelkörnigen «jüngeren» Granits (Gk). Untere Plattje

Gf = grobflaseriger Granodioritgneis Q = Quarzgang

Beide Gesteine zeigen schwache Paralleltexur. Sie schneiden, wie Fig. 9 zeigt, den grobflaserigen Monte Rosa-Granitgneis quer ab. Ihre Schieferung ist mehr oder weniger parallel zum Kontakt und im Handstück kaum bemerkbar (N 30–45 W/40–45 SW); sie ist wenigstens zum Teil sekundär (nachkristallin) und entspricht vermutlich der Deformation, die sich auch im Granitgneis bemerkbar macht. Jedenfalls ist diese s-Fläche noch nachkristallin als Gleitebene wirksam gewesen. Das zeigt die Zerstückelung eines querlaufenden Quarzbandes, dessen Teile gegeneinander verschoben worden sind (Fig. 10). Bei genauer Betrachtung der Felsoberfläche zeigen sich die Spuren zahlreicher derartiger Scherflächen. Vereinzelt

setzen sie auch in den Granit hinein, die Mehrzahl aber läuft am Kontakt aus, manche, indem sie dabei in die unregelmässig verlaufende Kontaktfläche hineingebogen werden.

Diese Gleitflächen entsprechen in ihrem Verlauf den oben erwähnten postkristallinen Scherflächen im Granit der Unteren Plattje.

Mikroskopische Beobachtungen

Die Korngrösse schwankt zwischen 0,5–2 mm. Die Struktur ist zum Teil granitisch, zum Teil aplitisch. Hauptgemengteile: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Muskowit. Übergemengteile: Biotit, Apatit, Turmalin und Erz. Vol. %: Feldspat 60 (wovon ca. $\frac{3}{4}$ Kalifeldspat), Quarz 35, Muskowit 5.

Der Kalifeldspat zeigt perthitische Entmischung. Er ist bräunlich bestäubt, viele Kristalle sind zerbrochen, die Bruchstücke durch Albit eingefasst. Beginnende Umwandlung in Sericit, Albit (und Quarz?). Der Plagioklas ist zum grossen Teil in ein Aggregat von Sericit, Zoisit, Albit und Quarz zerfallen. Kleinere Individuen und in Kalifeldspat eingebettete Kristalle sind aber z. T. noch ausgezeichnet erhalten. Drei Messungen mit dem U-Tisch ergaben 2, 3 und 8 % Anorthit. Quarz erscheint in zwei Generationen, von denen die eine aus rekristallisierten, kaum merklich undulösen Körnern besteht, die ein Implikationsgefüge bilden, während einzelne grosse Körner mit starker undulöser Auslöschung wohl einer älteren Generation entsprechen. Der Muskowit bildet bis 1 mm grosse Plättchen ohne Deformationsspuren, während der mit ihm meist parallel verwachsene Biotit sehr feinschuppig ist und oft unter Ausscheidung von Erz und Zoisit in Muskowit umgewandelt wird. Sporadisch erscheinen Turmalin, Apatit und Erz, dieses immer an Biotitnester gebunden.

Vom Monte Rosa-Granit ist das Gestein durch das feinere Korn, den geringen Biotitgehalt und den saureren Plagioklas unterschieden, ausserdem durch die Vorherrschaft von Kalifeldspat. Graue Farbe, gröberes Korn und der Biotitgehalt unterscheiden es von den eigentlichen Apliten, mit denen es durch Übergänge verbunden ist. Wie aus der Beschreibung hervorgeht, ist die ursprüngliche Struktur z. T. verwischt worden. Makroskopisch erinnert das Gestein sehr stark an gewisse feinkörnige, gang- und lagergangartig auftretende Granite, die sich in der Ostwand des Monte Rosa finden (siehe S. 32).

Die Ganggesteine

Als gangförmige Intrusionen begegnet man ausschliesslich aplitischen oder pegmatitischen Gesteinen, während Lamprophyre vollkommen fehlen.

Aplit- und Pegmatitgänge

Im folgenden werden nur jene Aplit- und Pegmatite beschrieben, die gangartig auftreten, während konkordante aplitisch-pegmatitische Bänderung, wie sie für einige Gesteinszonen (Bändergneise) charakteristisch ist, im Zusammenhang mit jenen Gesteinstypen besprochen werden soll. Diese Gänge sind direkt oder indirekt an die granitischen Intrusionen gebunden.

Die dichteste Scharung von Aplit- und Pegmatitgängen findet sich am Rande der Intrusivkörper. Obwohl nur Fragmente dieser Kontakte zugänglich sind, so lässt sich doch soviel sagen, dass die Gänge nicht gleichmässig über den Rand eines Granitkörpers verteilt sind. Am Monte Rosa-Granit kann eine besonders grosse Häufung am Südwestgrat der Dufourspitze beobachtet werden. Sie fehlen aber weder an der Zumstein-Spitze noch an der Signalkuppe oder am Liskamm, obwohl ihre Zahl mit der Entfernung vom Granit abzunehmen scheint. Ohne Zweifel finden sie sich in grosser Zahl in der Ostwand des Monte Rosa; auf dem trümmerübersäten Ghiacciaio del Belvedere oberhalb Macugnaga stösst man auf Schritt und Tritt auf solche Gesteine. Besonders häufig sind sie im oberen Teil der Nordend-Ostflanke, während ich ihnen sowohl am Marinellirücken wie am Jägerrücken und beim Neuen Weisstor verhältnismässig selten begegnet bin. Auch am Ostgrat der Signalkuppe sind sie nicht häufig, und ebensowenig fallen sie am Pizzo Bianco und im Val Quarazza auf.

Es ist wohl mehr als ein Zufall, wenn die grösste Zahl der Gänge an jene Partien der Kontakte gebunden ist, die einen ausgesprochen diskordanten Charakter zeigen! An diesen Stellen scheinen Differentiations- und magmatische Vorgänge stärkeren Einfluss ausgeübt zu haben als die tektonischen Prozesse. Immerhin fehlen dort, wo die Granitkörper konkordant in den Schichtverband eingelagert sind, weder Aplite noch Pegmatite, aber sie sind doch unvergleichlich viel seltener als an den wenigen Punkten, wo die Lagerung durchgreifend ist.

Wie gewöhnlich sind die aplitischen und pegmatitischen Nachschübe zeitlich voneinander getrennt. Eine Umkehrung der üblichen Reihenfolge kann mehrfach festgestellt werden, so z. B. am Seewjinenberg, wo Pegmatite von Apliten durchkreuzt werden (aber auch umgekehrt). Am Seewjinenberg treten sogar Granitgänge auf, die jünger sein müssen als gewisse Pegmatite (siehe S. 28).

Die Mehrzahl der Gänge lässt deutliche Paralleltextur erkennen. Sie ist bei konkordanten Intrusionen meist viel deutlicher ausgebildet als bei diskordanten. In beiden Fällen ist diese Paralleltextur nach der Kristallisation aufgezwungen worden. Bei diskordanten Gängen läuft die nachintrusiv ausgebildete Schieferung in der Regel parallel zum Salband und bildet damit einen Winkel mit dem Verlauf der s-Flächenschar im Nebengestein. Obwohl dies, wie erwähnt, fast ausschliesslich durch nachkristalline Tektonisierung bedingt ist, so vermag doch auch eine primäre schlierige Paralleltextur die Anlage dieser Schieferung zu erleichtern. Das lässt sich besonders deutlich an den gemischten Gängen des Südwestgrates der Dufourspitze erkennen (über Einzelheiten siehe S. 25).

Manche Gänge liegen heute als kristalline Schiefer vor, doch können mühelos alle Übergänge von nahezu undeformierten Gängen zu jenen Typen gefunden werden, in denen die von der Deformation begleitete und gefolgte Umkristallisation alle ursprünglichen Merkmale des Erstarrungsgesteins ausgelöscht hat.

In mineralogischer Beziehung und auch in der Art der Deformation zeigen die Gänge der verschiedenen Lokalitäten keine Unterschiede, sie werden deshalb bei der mikroskopischen Beschreibung zusammenfassend behandelt.

Aplite

Im Dünnschliff zeigen diese weissen, feinkörnigen Gesteine grosse Unterschiede sowohl in Korngrösse wie Struktur, was einerseits durch den verschiedenen Grad der Deformation, andererseits durch Art und Umfang der Rekristallisationsvorgänge bestimmt wird. Wenig bis unveränderte aplitische Strukturen finden sich bei den grösseren Aplitmassen (z. B. beim Aplit am rechten Ufer der Zunge des Monte Rosa-Gletschers auf 2800 m) und in Gängen, welche in Granit eingelagert und dadurch der Metamorphose entgangen sind. Diese zeigen alle ein Implikationsgefüge. Korngrösse um 0,05 mm. Der eben erwähnte Aplit E vom Gornersee führt 50 % Kalifeldspat, 10 % Albit und 40 % Quarz. Muskowit ist nur in untergeordneter Menge vorhanden. Dieses Gestein enthält bis 1 cm lange, unversehrte Einsprenglinge von Mikroperthit, xenomorph und verzwillingt. Die angegebene Zusammensetzung der Grundmasse darf nicht als typisch betrachtet werden; das Verhältnis der Alkalifeldspäte ist z. B. starken Schwankungen unterworfen, bei der Feinheit des Kornes und der gegenseitigen Durchdringung der Gemengteile ist jedoch eine Abschätzung sehr schwierig.

Die Deformation macht sich zunächst in einer Zerlegung der Körner in Subindividuen und in einer Regelung grösserer Bereiche nach dem Kornfeinbau bemerkbar, ohne dass in diesem Anfangsstadium die ursprüngliche Struktur zerstört würde. Dann wird das Gestein in linsenförmig gestreckte, parallele Bereiche zerlegt, die durch ausserordentlich feinkörnige, kristallisationsschieferige Lamellen getrennt werden. Bei stark ausgewalzten, unter dem Hammer in dünne Blätter zerfallenden Gesteinen zeigt sich eine feinflaserige Textur und beginnende Trennung der Gemengteile (Zeilenbau!). Die Feldspat-Muskowitlagen sind aus parallel gestellten, in s gestreckten Körnern von 0,01–0,04 mm zusammengesetzt. Aus diesem feinen Filz heben sich rasch auskeilende, meist nur wenige Millimeter lange Quarzzeilen ab, deren Korn etwa 0,1 mm Durchmesser erreicht. In einzelnen metamorphen Gängen finden sich spärlich zerstreut in den Albit-Muskowitlagen isometrische Körner von Zoisit und Skelette eines farblosen Granates.

Ganz auffallend ist das ausserordentlich feine Korn der geschieferten Aplite, das nur mit dem fast unauflösbaren Gemenge verglichen werden kann, das beim Zerfall der Plagioklassubstanz der Granitgneise entsteht. Jedenfalls ist die Rekristallisation auch bei stark deformierten Apliten überraschend wenig weit gediehen. In einigen Fällen, so bei dem analysierten Aplit der Unteren Plattje und in einem vom Südwestgrat des Monte Rosa stammenden Ganggestein zeigen sich in den Muskowit-führenden Lagen, die aus dem Zerfall der Plagioklassubstanz hervorgehen, rundliche Poikiloblasten von Albit, während man sonst nur einschlussfreien Albit beobachten kann. Vermutlich liegen hier die ersten Ansätze einer postdeformativen Albitisierung vor (siehe S. 42).

Der Aplit, dessen Analysenwerte hier folgen, ist an der Unteren Plattje (E Monte Rosahütte) anstehend. Das marmorweisse Gestein zeigt makroskopisch einzelne 2–3 mm lange Feldspatleisten und wenige Muskowitschuppen in einer feinkörnigen Grundmasse. Die Schieferung ist im Handstück stellenweise sehr intensiv, manchmal aber auch kaum erkennbar. Für die Analyse wurde eine mechanisch möglichst wenig veränderte Probe ausgewählt.

Unter dem Mikroskop erscheint ein Implikationsgefüge von Albit mit bräunlich bestäubtem Kalifeldspat (Mikroclin und Orthoklas). Die stark undulösen Quarzkörner sind in einzelnen Flecken konzentriert. Der Muskowit ist meist in kleinen Schuppen den rundlichen Albitoblasten eingeschlossen, seltener bildet er Stränge, die Ansätze einer Schieferung erkennen lassen.

Übergemengteile: Apatit und Erz.

Analyse:

Aplit BW 13

SiO ₂	75,76
Al ₂ O ₃	13,40
Fe ₂ O ₃	0,02
FeO	0,23
MnO	0,005
MgO	0,25
CaO	0,60
Na ₂ O	5,46
K ₂ O	3,71
H ₂ O +	0,21
H ₂ O –	0,22
TiO ₂	0,14
P ₂ O ₅	0,37
	<u>100,37</u>

Untere Plattje (Koord. 629,6/89,15)

Modaler Mineralbestand:

Quarz	37 Vol. %
Alkalifeldspat (Ab>Or) . .	60
Muskowit	3

Spez. Gew. 2,58

Anal. Dr. J. v. STEIGER

	si	al	fm	c	alk	k	mg
	455	47	3	4	46	0,31	0,66
	Q	Kp	Ne	Cal	Fo	Fa	Cp
Basis	55,6	13,0	29,3	0,7	0,5	0,2	0,7
	Q	Or	Ab	An	Eu	Hy	Cp
Katanorm	26,6	21,6	48,9	1,2	0,3	0,7	0,7
	Q	Or	Ab	An	Bi	Cp	
Biotit-Variante	27,0	21,2	48,9	1,2	0,9	0,7	
	50,1 Plag. (Ab)						

Der Aplit zeigt einen unerwartet niedrigen *k*-Wert, passt aber sonst ausgezeichnet in das Variationsdiagramm der übrigen granitischen Gesteine hinein. Das Überwiegen von Albit ist sehr wahrscheinlich durch die Metamorphose bedingt.

Pegmatite

Im ganzen hier beschriebenen Gebiet treten im Verband mit Granitgneisen stets nur Turmalin-Muskowitpegmatite auf. Nur am Südwestgrat der Dufourspitze konnte ich neben den üblichen Komponenten Alkalifeldspat, Quarz, Muskowit und schwarzem Turmalin noch rubinrote, gut entwickelte Granate (bis 2 mm) beobachten, die in Schlieren angeordnet sind. Schriftgranitische Verwachsungen sind

öfters noch erkennbar. Die Korngrösse schwankt zwischen einigen Millimetern und 10 cm, manchmal im selben Gang. Keine andere Gesteinsgruppe zeigt so häufig die Spuren nachkristalliner Deformation. Sie sind in der Regel schon makroskopisch leicht festzustellen. Der Kalifeldspat erscheint meist infolge Kataklyse blaugrau, die Turmalinsäulen sind zerbrochen und mit Quarz verheilt, die Glimmer verbogen. Die mit der Deformation verbundenen Erscheinungen sind so, dass bei einer Beschreibung der Gemengteile zugleich auch deren Umwandlung berücksichtigt werden muss.

Die Quarzkörner sind in der Regel zerlegt, manchmal lamellar. Etwa noch vorhandene grössere Relikte zeigen starke undulöse Auslöschung, während diese bei den rekristallisierten Mörtelkränzen fehlt.

Muskowit zeigt Translations- und Stauchungserscheinungen und kann auch rein mechanisch in ein Aggregat feinsten Schuppen zerfallen, die auf den Gleitflächen verschmiert werden.

Der dominierende Gemengteil ist Kalifeldspat, meist ein Mikroperthit, selten mit Mikroklingitterung. Die erste Phase der Deformation ergibt ganz ähnliche Bilder wie bei den Granitgneisen; die Kristalle werden zerrissen, die Fugen mit einem submikroskopischen Gemengsel gefüllt, in dem bei stärkerer Rekristallisation Quarz, Albit und Sericit unterschieden werden können. Der gleiche Vorgang erfasst die Randpartien (Fig. 11 und 12). Nicht selten dienen die Albitinterpositionen des Mikroperthits als

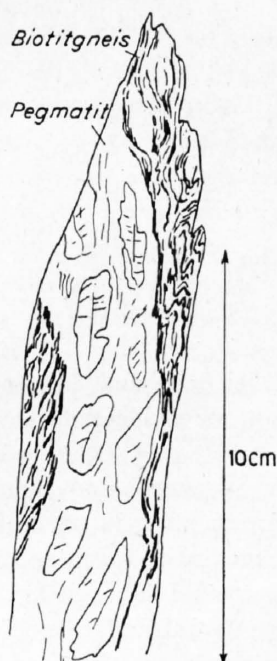


Fig. 11. Bruchstück eines deformierten Pegmatites. Schnitt senkrecht s

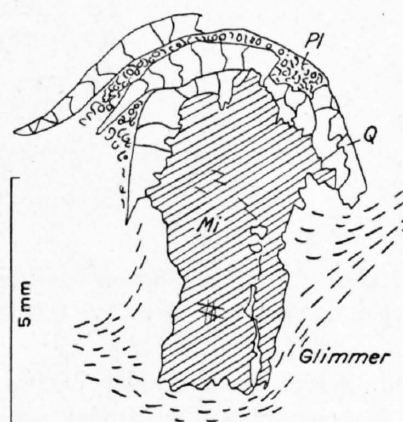


Fig. 12. Mikroklinrelikt in deformiertem Pegmatit
Untere Hälfte schematisiert
Südwestgrat der Dufourspitze
Zeichnung nach Dünnschliff

Mi = Mikroklin
Pl = aus Plagioklas hervorgegangenes Albit-Quarz-Sericitgemenge
Q = Quarzellen

Ansatzstellen für die Umwandlung, und häufig greift diese auf das ganze Korn über, ohne dass Anzeichen einer Zertrümmerung zu beobachten sind. Analog wie in den Granitgneisen wird auch hier der Kalifeldspat durch ein Aggregat von Albit, Sericit und Quarz ersetzt. Eine andere Entwicklung aber ist durch den Übergang dieses feinkörnigen Gemenges in gröberkörnige Partien angedeutet, in denen der Albit zurücktritt und der mengenmässig dominierende Sericit zu grösseren Blättchen zusammenwächst, die dann noch Quarz einschliessen. Denkt man sich diesen Vorgang nicht nur über ein Korn, sondern über einen grösseren Bereich ausgedehnt, so erhält man als Endprodukt einen Quarz-Muskowitschiefer. Derartige Muskowitschiefer aber sind im Verband mit granitischen Gesteinen an mehreren Stellen zu beobachten. Sie sind teilweise aus Pegmatiten, teilweise aus anderen kalireichen granitischen Gesteinen entstanden. Ein solches Vorkommen findet sich am oberen Grenzgletscher, am Fusse der Felswand, die von P. 3898 gegen den Felskopf P. 3696 hinunterzieht. Hier ist ein stark tektonisierter Gesteinskomplex aufgeschlossen, bestehend aus grobflaserigem und aus feinkörnigem Granittektonit, aus

Aplit und Muskowitschiefer, wobei dieser letztere feingefältelt ist und Bruchstücke zerrissener, grosser Turmalinkristalle und flach ausgezogene, linsenförmige Quarznester einschliesst, die beide noch auf das Ausgangsgestein hindeuten.

Analyse:

Quarz-Muskowitschiefer		MR 106	Grenzgletscher (Koord. 631,5/87,28)						
	SiO ₂	72,25	Modaler Mineralbestand:						
	Al ₂ O ₃	14,82	Quarz 55 Vol. %						
	Fe ₂ O ₃	0,87	Muskowit + Phengit 45 »						
	FeO	0,64	Disthen <1 »						
	MnO	0,01	Turmalin						
	MgO	2,81	Spez. Gew. 2,70						
	CaO	0,91							
	Na ₂ O	0,68							
	K ₂ O	4,31							
	H ₂ O +	2,36							
	H ₂ O —	0,05	Anal. H. SCHWANDER						
	TiO ₂	0,45							
	P ₂ O ₅	0,09							
		<u>100,25</u>							
	si	al	fm	c	alk	k	mg		
	395	48	29	5	18	0,80	0,78		
	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	Fa	Fs	Ru
Basis	63,0	16,0	3,8	2,6	12,1	0,8	0,3	1,0	0,3
	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Mt	Hm	Ru
Katanorm	37,9	26,6	6,3	4,3	22,2	1,4	0,6	0,3	0,3
	Q	Ph + Pg	Sil (Disthen)	At	Gro	Alm	Hm + Ru		
Phengit-Variante	44,2	46,2	2,7	2,4	2,3	1,6	0,6		
					<u>3,9</u>		Granat		

Zwei andere derartige Muskowitschiefer sind am Jägerrücken bei 3500 und 3680 m anstehend. Das tieferliegende Vorkommen ist ca. 100 m mächtig und konkordant in schlierigem Augengneis eingelagert.

Ein Dünnschliff des Muskowitschiefers vom Grenzgletscher zeigt Muskowit und Quarz als einzige wesentliche Komponenten. Die Muskowitzüge sind stark, aber disharmonisch gefaltet, wobei die Polygonalzüge eine vorkristalline Anlage der Faltung erkennen lassen. Zum grossen Teil ist der Muskowit schwach gelbgrün bis farblos pleochroitisch, mit sehr kleinem Achsenwinkel (Phengit!). Daneben aber beobachtet man auch farblosen Glimmer mit — 2 V ~ 45°. Quarz bildet 0,3–1 mm grosse Körner, die in dünnen Zeilen zwischen die Glimmerzüge eingeschoben sind. Schwache Stauchung und Zerschierung am Glimmer und leichte undulöse Auslöschung am Quarz lassen auch hier auf geringfügige nachkristalline Bewegung schliessen.

Ein einziges Disthenkorn wurde vom Schliff getroffen. Makroskopisch lässt sich das Mineral nicht feststellen, doch ist sein Auftreten für diese Gruppe von Muskowitschiefen ganz charakteristisch.

Die Turmalinbruchstücke zeigen einen intensiv blaugrün-hellgelb pleochroitischen Kern, der von einem farblosen (neugebildeten?) Rand eingefasst wird. Die Trennungsfugen sind durch Quarz verheilt.

Einzelne rundliche Apatitkristalle werden von den Glimmerzügen umfasst.

Bemerkenswert ist vor allem, dass sich keine Spur von Feldspatsubstanz findet. Wenn der oben beschriebene Zerfall des Alkalifeldspates in Albit, Sericit und Quarz ein Zwischenprodukt der Umbildung des Pegmatites zum Muskowitschiefer darstellt, dann muss gleichzeitig mit einer kräftigen Durchbewegung und Rekristallisation alle Albitsubstanz in einer bestimmten Phase der Umprägung abwandern. Das erscheint um so merkwürdiger, als anderwärts manche auf ähnliche Weise gebildete Muskowitschiefer nach der Kristallisation des Glimmers (also auch nachkinematisch) wieder albitisiert worden sind.

Das Problem dieser Muskowitschieferbildung soll jedoch später, nach Behandlung analoger Vorkommen, auf breiterer Basis erörtert werden (siehe S. 56).

Im folgenden sollen nun einige Kontakte der Monte Rosa-Zone eingehender besprochen werden, vor allem im Hinblick auf die Bedeutung, die ihnen im Zusammenhang mit dem Problem der Granitbildung und Metamorphose zukommt.

Die Verhältnisse am Südwestgrat der Dufourspitze

(Siehe Tafel XIV)

Beim Abstieg von der Dufourspitze über den Westgrat erreicht man nach einer steilen Firnkante eine kleine Schulter, den sog. Sattel, P. 4359.

Dies ist der Ausgangspunkt eines wilden Felsgrates, der in südwestlicher Richtung zum Grenz- gletscher abfällt. Seine zackigen Umrisse sind vom Gornergrat aus gut sichtbar, und bei abendlicher Beleuchtung erkennt man schon von dort die hellen Gänge, die von der granitischen Unterlage aus in die dunkeln Glimmerschiefer eindringen. Einen weit besseren Einblick in die geologischen Verhältnisse gewinnt man aber vom P. 3898 oder vom Aufstieg über den Grenz- gletscher zur Signalkuppe (von P. 3696 aus). Ein schönes Gesamtbild bietet auch die Traversierung des Liskammes.

Die Skizze Fig. 13 zeigt den SW-Grat von NW her.

Die Unterlage bildet ein biotit- reicher, grobflaseriger Granitgneis mit deutlich individualisiertem, bläulich- grauem Kalifeldspat (Kataklase!). Das Gestein ist schlierig und teilweise zu flaserigem Mylonit ausgewalzt.

Im Kontakt damit steht ein fein- körniger, gleichfalls schlieriger Aplit- granit, der in der gleichen Richtung verschiefert ist. Die Schieferung zeigt: N 80 E/30 N, also quer zum Kontakt. Dieser Aplitgranit bildet den ca. 80 m hohen Plattenschuss, der unmittelbar aus dem Eise des Grenz- gletschers auf- steigt.

Der Aplitgranit umschliesst grö- sere, eckige Schollen des grobflaserigen Granitgneises, ist folglich jünger als dieser.

Beide Gesteine sind von weissen Apliten und Pegmatiten förmlich durchschwärmt. Die Abgrenzung der Gänge gegenüber dem Granitgneis ist stets scharf, gegenüber dem Aplit- granit aber bemerkenswerterweise oft verschwommen.

Der Kontakt der braunrot an- witternden Biotitschiefer mit den hellen Graniten ist sehr auffallend; aber auch morphologisch hebt sich die Auflagerungsfläche überaus scharf heraus. Sie steigt zuerst vom Grenz- gletscher aus mit konstanter Neigung nordwärts an. In der Nähe des oberen Couloirs aber tauchen die hier steilstehenden Schiefer von oben her tief in den Granitkörper hinein. Weiter nördlich wird dieser abermals durch eingefaltete dunkle Schiefer unterteilt.

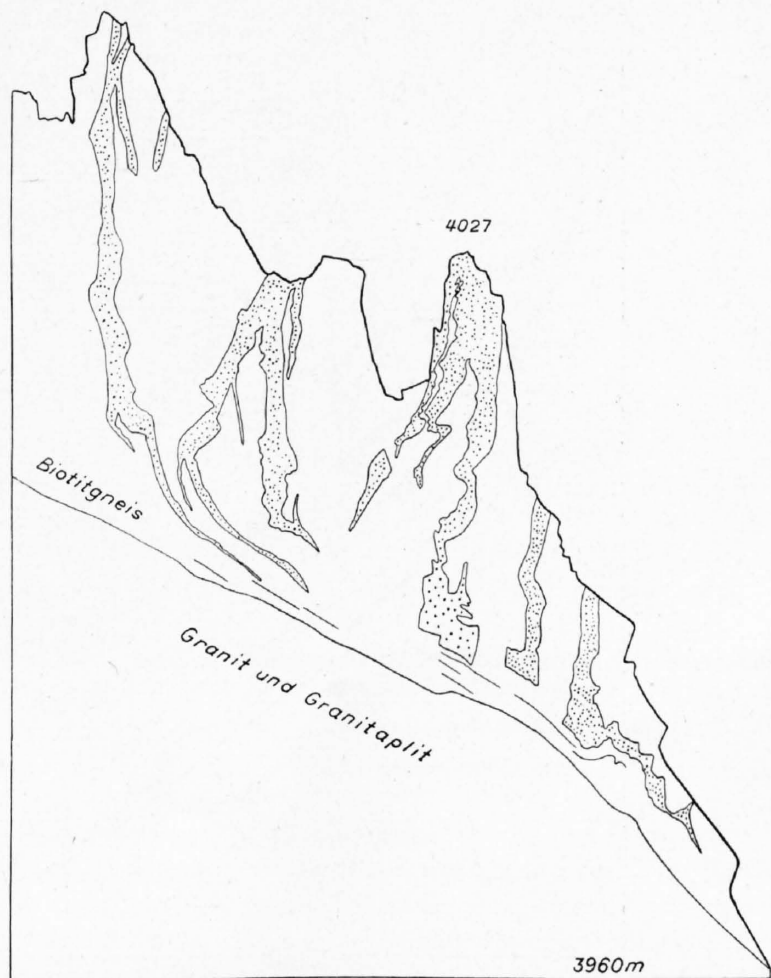


Fig. 13. Aplit- und Pegmatitgänge in Biotitgneis
Südwestgrat der Dufourspitze, von Nordwesten gesehen

Der Granit ist mitsamt seiner Hülle gefaltet worden. Die unmittelbare Betrachtung des Kontaktes zeigt, dass besonders die Auflagerungsfläche als Bewegungshorizont diente. Der Schiefermantel wurde hier von der Unterlage abgeschert, wobei die Gesteine an seiner Basis zu blattdünnen Lagen ausgewalzt und der Zusammenhang zwischen dem Aplitgranit und den erwähnten Gängen und Apophysen durchschnitten wurde.

Die Ansichtsskizzen Fig. 13 und 14 und die Photos Taf. IV, Fig. 10, 11, und Taf. V, Fig. 12, 13, zeigen Einzelheiten aus diesem Intrusivkontakt. Die meisten Gänge bestehen aus aplitischem oder (und) pegmatitischem Material und nur selten aus feinkörnigem Aplitgranit, während der grobkörnige Granit überhaupt nicht vertreten ist.

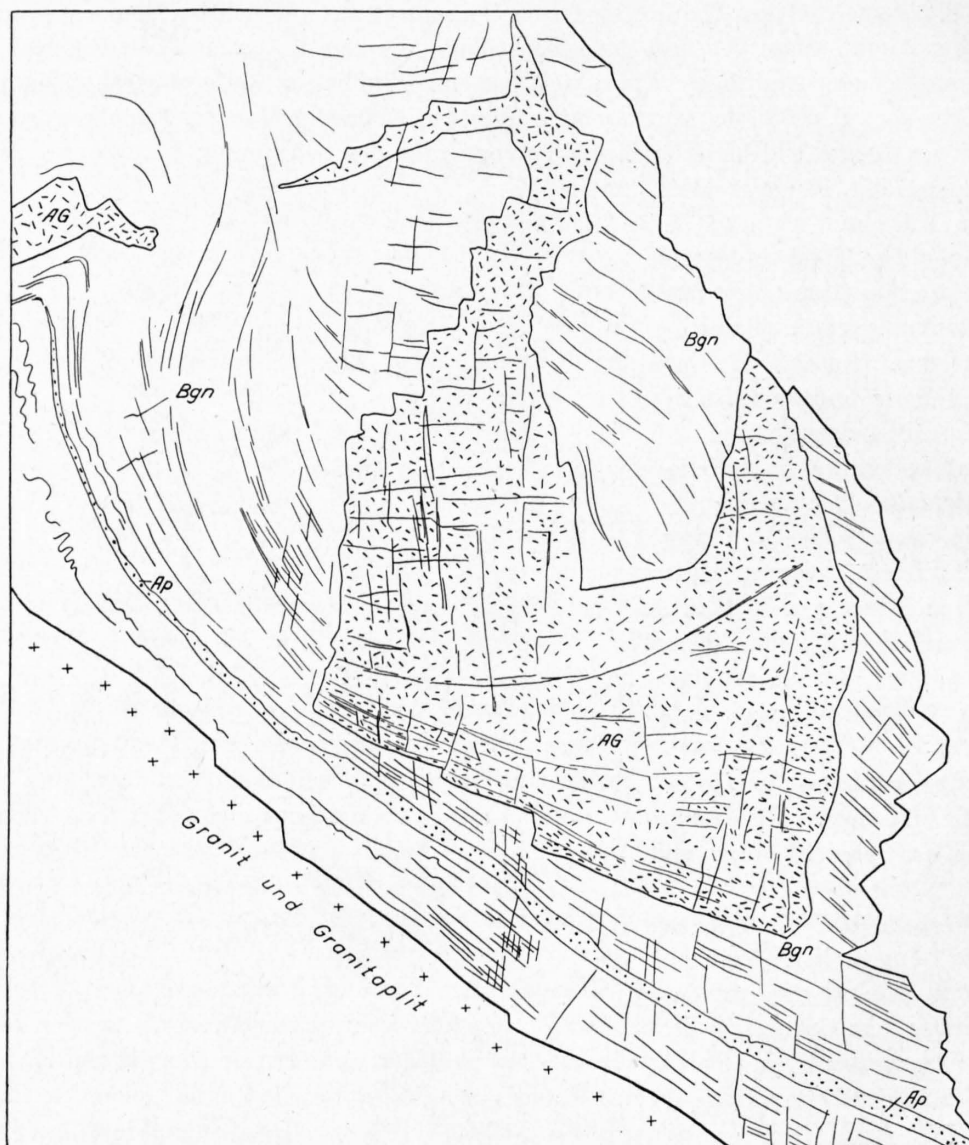


Fig. 14. Aplitgranit in vorgranitisch gefaltetem Biotitgneis. Am Südwestgrat der Dufourspitze.
Beachte die Klüftung und basale Zerschierung des Aplitgranits

Ap = Aplit

AG = Aplitgranit

Bgn = Biotitgneis

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen Dezimetern und vielen Metern. Besonders auffallend ist die Form dieser Intrusivkörper. Sie setzen sich in der Regel aus einem schmalen, konkordant den Schiefen eingelagertem «Wurzelstiel» und einem querschlägigen, mächtigen Teil zusammen

nach dem Schema Fig. 15 und 16. Man möchte zunächst annehmen, dass der stark reduzierte Wurzelstiel eine Folge der intensiven Auswalzung an der Auflagerungsfläche darstellt. Tatsächlich ist ja auch nirgends der unmittelbare Zusammenhang mit den Aplit- und Pegmatitgängen, die im Granit stecken, bewahrt geblieben, ein Zusammenhang, der aber bestanden haben muss. Aber es erscheint mir doch sehr fraglich, ob diese Reduktion allein auf Kosten einer postintrusiven Ausquetschung gesetzt werden darf. Diese Form war vielmehr in der ursprünglichen Anlage bereits vorgebildet, indem die Intrusion zunächst den kontaktnahen Schichtflächen folgte und sich erst dann, eine Querkluft benutzend, erweiterte. Wenn man nämlich andere im gleichen Horizont liegende Intrusivkörper betrachtet, so erscheint die Deformation nicht hinreichend, um eine derart radikale Auswalzung zu erklären.

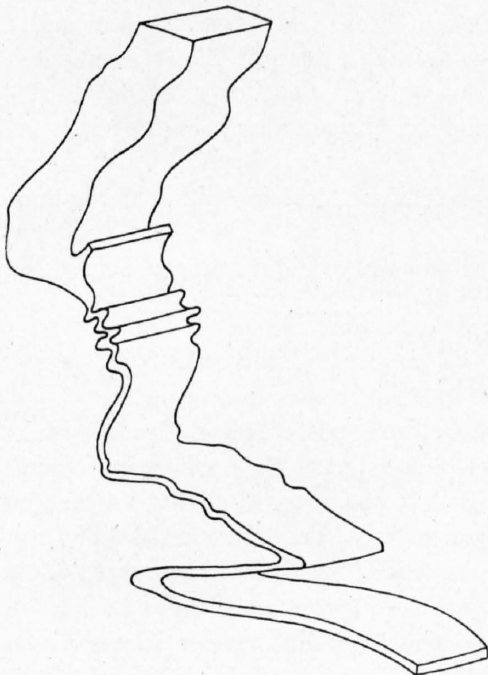


Fig. 15. Gefalteter Aplitgang (schematisiert)
Südwestgrat der Dufourspitze

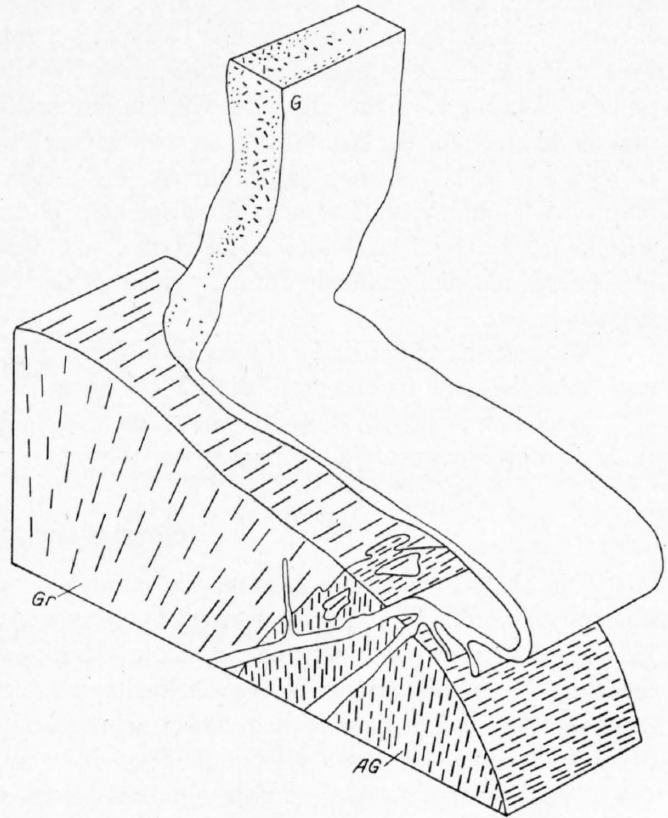


Fig. 16. Blockdiagramm der Intrusionsverhältnisse am Südwestgrat der Dufourspitze

Gr = Grobkörniger Monte Rosa-Granitgneis
AG = Aplitgranit
G = aplitisch-pegmatitischer Gang

Die Intrusionsverhältnisse sind durch das Schema Fig. 16 dargestellt.

Wie schon erwähnt, werden die Gänge untergeordnet teils durch aplitgranitisches, teils durch aplitisches und pegmatitisches Material gebildet. Eine Eigentümlichkeit dieser Gänge scheint eine starke schlierige Durchmischung mit verschiedenen Differentiaten zu sein. Feinkörnige granitisch-aplitische und grobkörnige pegmatitische Partien (Korngrösse bis 10 cm!) liegen nebeneinander im selben Gang, ohne aber gegeneinander scharf abzusetzen. Es kann sich nicht um zeitlich getrennte Nachschübe handeln, die denselben Gang benutzt haben, sondern eher um ein primär inhomogenes Material, vielleicht hochviskos, das neben aplitgranitischen Rückständen mineralisatorenreiche Partien beigemischt enthielt. Jedenfalls vermisst man hier jede scharfe Trennung zwischen den Produkten einer spätgranitischen und einer pegmatitischen Phase.

Mineralbestand und Umprägung der aplitgranitisch-pegmatitischen Gesteine wurden früher schon beschrieben.

Kontakterscheinungen im Nebengestein

Der Kontakt wird durch eine oft scharfe, glatte Fläche gebildet, wie sie an Klüften auftreten; aber auch unregelmässige Verästelungen und Ausstülpungen sind zu beobachten. In beiden Fällen zeigt das Nebengestein gewisse Veränderungen, die deutlich an den Kontakt gebunden sind, aber höchstens einen Streifen von einigen Zentimetern Breite in Mitleidenschaft gezogen haben.

Die sonst deutlich geschieferten Biotitgneise werden am Kontakt hornfelsartig, auffallend hart und zugleich dunkelbraun gefärbt. Dasselbe zeigen auch einzelne Schieferschollen, die in Pegmatiten eingebettet sind.

Unter dem Mikroskop erkennt man den ursprünglichen Mineralbestand dieser Schiefer (Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskowit und die S. 52 beschriebenen Sillimanitknoten, Erz, Epidot, Zirkon), ebenso — wenigstens andeutungsweise — die alte Struktur (Zeilenbau). Hauptsächlich eine Veränderung lässt sich am Kontakt feststellen: nämlich die Neubildung von Biotitblättchen, welche kreuz und quer und unbekümmert um das alte s das Gestein durchsetzen. Die schlechtere Teilbarkeit, die grössere Härte und dunklere Farbe der Kontakttränder wird dadurch verständlich. Die reichliche Biotitbildung ($\sim 40\%$) ist vielleicht z. T. auf eine Kalizufuhr aus den Pegmatiten zurückzuführen. Untergeordnet beobachtet man noch poikilitisch mit Quarz durchspickten Muskowit (syngenetisch?), der mit Biotit verwachsen sein kann. Kalifeldspat bildet isometrische, mit Quarz verwachsene Kristalle oder grössere pseudopodienartig um sich greifende Tafeln, welche oft nach s gelängt sind, im übrigen aber keine Regelung erkennen lassen.

Ganz analoger Art sind die Kontaktbildungen an einem Pegmatit der Zumstein-Spitze: hier kommt noch neugebildeter Granat (mit Biotitkern) hinzu.

Bemerkenswert ist, dass in keiner der untersuchten Proben Spuren von Bewegungen bemerkbar sind, die der Biotitneubildung nachfolgen würden.

Deformationserscheinungen

Die obige Schilderung könnte, wie man sieht, auf jeden beliebigen, postorogenen Granitkontakt übertragen werden. Die Intrusionen erfolgten aber in einen schon deformierten Gebirgskörper; sie sind jedoch selbst auch noch mehr oder weniger deformiert worden. Es gilt nun wenigstens den Versuch zu machen, die Anteile dieser beiden Dislokationen voneinander zu trennen, zunächst unabhängig von der Frage, ob beide als alpidisch zu betrachten sind oder nur eine von ihnen. Diese Frage soll später diskutiert werden.

Zunächst steht fest, dass Faltung, Schieferung und Metamorphose der Hüllschiefer abgeschlossen war, als die aplitgranitischen und pegmatitischen Intrusionen des SW-Grates erfolgten. Fig. 14 lässt klar erkennen, dass die Faltung dieser Biotitschiefer vom Granitaplit glatt abgeschnitten wird (beachte vor allem die Apophyse links oben). Auch die in den Pegmatiten eingeschlossenen Schollen zeigen noch die ursprüngliche Schieferung und z. T. den alten Mineralbestand.

Andererseits streicht die in Fig. 14, S. 24 links angedeutete steilstehende s-Fläche höher oben in einen Pegmatit hinein, der längs dieser Fläche stark verschiefert ist. Auch der Aplitgranit zeigt an seiner Basis eine starke Zerschörung, die mit der Schieferung der Unterlage sich deckt. Man darf auch nicht übersehen, dass die konkordanten Aplit- und Pegmatitlagen am ganzen Kontakt kräftig ausgewalzt wurden und dass die meisten diskordanten Partien gleichfalls von einer starken postkristallinen Verschieferung betroffen worden sind (siehe Taf. V, Fig. 12). Daraus ergibt sich die Folgerung, dass der ganze Komplex nachintrusiv noch durchbewegt wurde, wobei teilweise die alte, vorgezeichnete Schieferung mehr oder weniger ausgiebig reaktiviert wurde.

Die nachintrusiven Deformationen führten (wie schon erwähnt) zur Entwicklung von Gleithorizonten und einer entsprechenden Schieferung in den Apliten und Pegmatiten. Sie sind auf den Photos Taf. IV, Fig. 11, und Taf. V, Fig. 12, 13, deutlich erkennbar. Diese Schieferung entspricht dem Streichen der saiger gestellten Gänge, nämlich N 80 W. Die s-Fläche der Biotitschiefer stösst scharf dagegen ab: N 30 E bei 25–30° südöstlichem Einfallen. Es entsteht so zwischen den Schiefen und den Gängen nicht nur eine Intrusivdiskordanz, sondern auch eine (nachintrusiv gebildete) tektonische Diskordanz.

Es ist nun sehr bemerkenswert, dass gewisse Partien der Gänge von dieser Schieferung verschont blieben. Vor allem sind es kleine Apophysen und randliche Ausbuchtungen, die durch Scherflächen von der Hauptmasse des Ganges abgeschnitten wurden und die ursprüngliche, z. T. schriftgranitische Struktur erhalten haben. In diesen Randpartien liegen gelegentlich Schieferschollen noch in ursprünglicher Lage (siehe Fig. 5, S. 12). Die nachkristalline Verschiebung erfasst somit nicht den ganzen Kontakt, im Gegenteil, der Eindruck eines normalen Intrusionsbildes überwiegt.

Im übrigen finden sich Spuren einer zum Streichen der Gänge parallel — also E-W-laufenden Schieferung auch in den Hüllgesteinen. Es sind dies schmale Scherzonen, an denen Verschleppungen erfolgten. Sie erscheinen vereinzelt in der Nähe der Gänge.

Zusammenfassend können wir sagen, dass sowohl die Hüllgesteine wie die Aplite und Pegmatite nachintrusiv durchbewegt wurden, die ersteren mit Vorzug auf gewissen Zonen, die ihrer alten Schieferung entsprechen, die Gänge aber reagierten durch Zerschörung parallel dem Salband. Wir haben keinen Grund anzunehmen, dass die beiden Schieferungen nicht ein und demselben Deformationsakt entsprechen. Vielmehr erscheint uns folgende Deutung richtig:

Die nachintrusive Durchbewegung des Kontaktes erfolgte nur auf einzelnen diskreten Flächen oder Zonen. Die dazwischen liegenden Schollen verhielten sich in der Hauptsache starr, mit Ausnahme der in ihnen liegenden, druckempfindlichen Gänge, die zum Ausweichen in der Ebene ihres Streichens gezwungen wurden. Die Feststellungen, die an anderen Kontakten gemacht wurden, bestätigen vollauf diese Auffassung.

In chronologischer Reihenfolge können die am SW-Grat der Dufourspitze beobachteten Vorgänge folgendermassen angeordnet werden, wobei 1 dem ältesten, 4 dem jüngsten entspricht:

1. Metamorphose der Biotitschiefer. Diese ist selber ein komplexer Prozess (siehe S. 62).
2. Intrusion des Monte Rosa-Granites.
3. Intrusion der Aplitgranite, Aplite und Pegmatite, wahrscheinlich in unmittelbarem Anschluss an 2.
4. Nachkristalline Deformation der Intrusivgesteine unter teilweiser und gleichzeitiger Reaktivierung der alten (prägranitischen) s-Flächen der Biotitschiefer.

Der Granit des Seewjinenberges und sein Kontakt

Eine weitere Lokalität, an der ein durchgreifender Kontakt analoger Art wie am SW-Grat der Dufourspitze untersucht werden kann, liegt auf ca. 3000 m Höhe, am rechten Ufer des Schwarzberggletschers, in tektonischer Hinsicht in derselben Zone wie der Granitgneis des Monte Rosa (siehe Tafel XIV). Die Verhältnisse erscheinen hier allerdings noch erheblich komplizierter als am SW-Grat der Dufourspitze. Teils liegt das an der starken Schutt- und Schneebedeckung, die überdies von Jahr zu Jahr wechselt, teils aber auch an der grossen Zahl granitischer, aplitischer und pegmatitischer Nachschübe, die sich in einem verwirrenden Durcheinander ablösen und überschneiden. Ich sah mich deshalb gezwungen, einen Ausschnitt von 15 000 m² der Felsoberfläche detailliert aufzunehmen, der in Tafel XII dargestellt ist. Die folgenden Ausführungen beziehen sich meist auf diese Zeichnung, obwohl diese natürlich nur einen Teil der Beobachtungen wiedergibt, die am Seewjinenberg gemacht werden können.

Die geologischen Verhältnisse werden durch die Kartenskizze und das Profil Fig. 17, S. 28 illustriert.

Als älterer, vom Granit durchbrochener und in Schollen aufgelöster Komplex erscheinen die S. 64 beschriebenen, braunschwarzen, feinkörnigen Bändergneise, mit dunkeln granatführenden Muskowit-Biotit- und hellen Muskowit-Quarzlagen (\pm Albit). Sie stehen nördlich und östlich vom Kontakt in konkordantem Verband mit albitisierten augengneisartigen Tektoniten (Taf. XI, Fig. 31 und 32). Die Ausaperung in den trockenen Sommern 1947 und 1949 liess erkennen, dass der mitten in diesem Verband auftretende regellos körnige oder schwachgeschieferte Granit im Süden ganz allmählich in einen solchen Augengneis übergeht. Da aber dessen Schieferung wenigstens zur Hauptsache nachintrusiv ist, so war damit bewiesen, dass der Granit nichts anderes als ein linsenförmig gestrecktes Relikt darstellt, das in einer stark durchbewegten und metamorphen Gneiszone erhalten geblieben ist. Diese Auffassung wird auch dadurch gestützt, dass die in der Nähe des Granites anstehenden Augengneise an keiner Stelle vom Granit oder seiner Ganggefolgschaft durchbrochen werden.

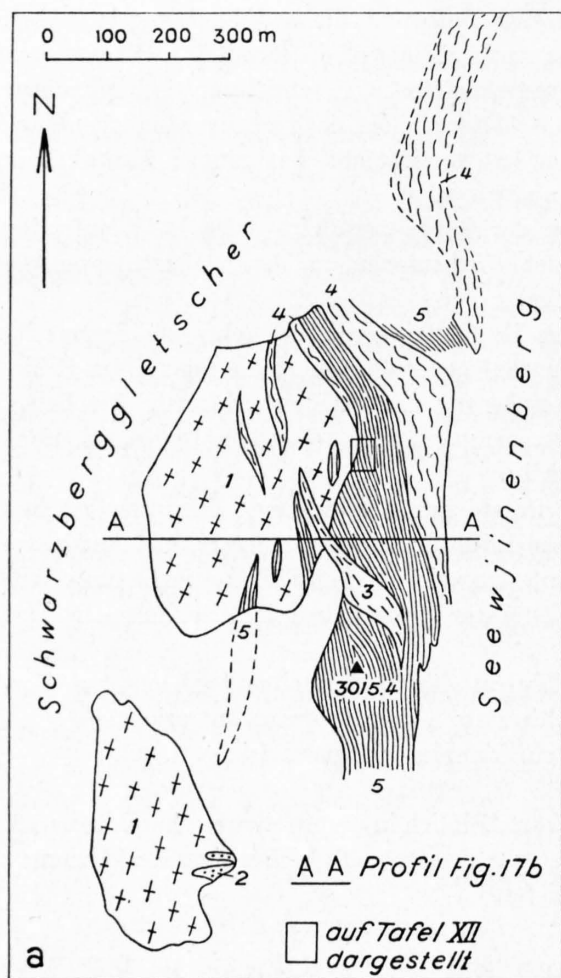


Fig. 17 a. Geologisches Detailkärtchen des Granitkontakts am Seewjinenberg. 1 : 12 500

- 1 grobkörniger, porphyrischer Granitgneis, z. T. in Augengneis übergehend
- 2 Aplit
- 3 jüngerer, stark zerscherter Granit
- 4 Augengneis, z. T. albitisiert
- 5 feinkörnige Bändergneise

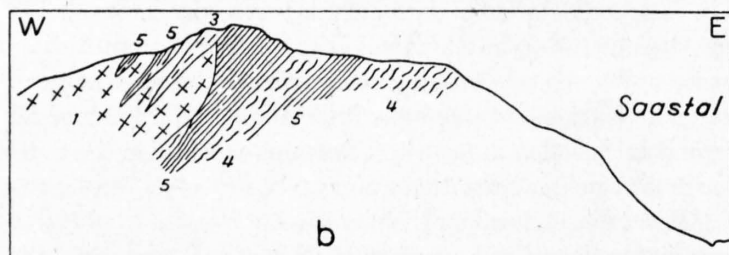


Fig. 17 b. West-Ost-Profil durch den Seewjinenberg
Legende siehe Fig. 17 a

Wenden wir uns nun dem Granit und den von ihm ausgehenden Intrusionen zu. Es handelt sich um ein mittel- bis grobkörniges, schlieriges Gestein, mit bis 5 cm langen, parallel orientierten Einsprenglingen von Kalifeldspat. Die mittlere Zusammensetzung in Vol. % ist:

Mikroclinmikroperthit	30
Oligoklas	30
Quarz	30
Biotit.	10

Die makroskopischen und mikroskopischen Merkmale stimmen im übrigen mit denjenigen des Monte Rosa-Granites überein, so dass eine besondere Beschreibung sich erübrigt. Die Spuren nachkristalliner Auswulzung und Zerschierung ergeben hier ein gleiches Bild wie dort.

Die im Granit eingebetteten Bändergneisschollen haben z. T. noch die ursprüngliche Orientierung bewahrt; besonders die kleineren Schollen zeigen aber auch Verstellungen, die vor der Kristallisation des Granites erfolgt sein müssen. An kleineren Bruchstücken sind überdies alle Phasen der Assimilation zu beobachten.

Die Aplit-, Pegmatit- (und Granit-)gänge gehen teilweise, wie Tafel XII zeigt, von einer aplitisch-pegmatitischen Randfazies des Granites aus, z. T. durchsetzen sie auch den Granit. Zusammensetzung und Deformationserscheinungen stimmen mit dem früher Geschilderten überein. Im Gegensatz zum SW-Grat der Dufourspitze fehlen am Seewjinenberg die zusammengesetzten Gänge. Im Streichen eines Aplitganges wurden Übergänge einerseits in Biotitgranit, andererseits in Pegmatit festgestellt. Häufig beobachtet man, wie Pegmatitgänge im Streichen zu reinen Quarzadern entarten. Klüftungen und kleinere Verwerfungen, die da und dort noch Pegmatite durchsetzen, sind durch Turmalin und Quarz ausgefüllt.

Wie schon aus der Tafel XII ersichtlich ist, sind mehrere, mindestens aber zwei Aplit- und Pegmatitgenerationen zu unterscheiden. Die meisten Gänge der älteren Generation folgen dem vorgezeichneten s der Bändergneise, diese sind aber öfters noch von jüngeren Gängen quer durchschnitten.

Granitgänge

Interessant ist die Feststellung, dass als jüngste Intrusion Granitgänge erscheinen. Einer derselben ist in Tafel III dargestellt. Er durchsetzt einen Aplit.

Ein zweiter Granitgang ist in Fig. 14 der Tafel V wiedergegeben. Dieses mittelkörnige Gestein zeigt eine kaum erkennbare Paralleltextur, die durch Biotit und Muskowit abgebildet wird. Die Glimmerblättchen sind N 50 E orientiert, im benachbarten Granit aber N 30 E.

Das obere Querstück des Ganges ist durch eine Schar paralleler Scherflächen (nachkristallin!) zerlegt worden. Ihre Stellung stimmt mit derjenigen einer Scherflächenschar in der Granithauptmasse überein.

Im Dünnschliff erscheinen die Anzeichen einer Kataklaste kräftiger als man nach dem Handstück erwarten würde, doch ist die ursprüngliche hypidiomorphe granitische Struktur noch gut erkennbar. Die Quarzkörner sind in stark undulös auslöschende Streifen zerlegt, mit beginnender Mörtelbildung an den Korngrenzen. Der Plagioklas wird — mit wenigen Ausnahmen — unter Bildung von Sericit, Albit und Quarz zersetzt, aber meist ohne Zerstörung der ursprünglichen Begrenzung. Kalifeldspatkristalle sind z. T. zerbrochen, und Schachbrettalbit beginnt sie zu verdrängen. Die Biotitblättchen sind wenig verändert, ebenso zeigt der mit ihm verwachsene Muskowit nur leichte Stauchungen. Durch Auswalzung verursachte «Fließerscheinungen», wie sie in anderen Graniten, in Apliten und Pegmatiten oft beobachtet werden können, fehlen hier.

Deformationserscheinungen

Hier wie am SW-Grat der Dufourspitze überwiegt zunächst der Eindruck eines primären Intrusivkontaktes. Doch sind hier wie dort Spuren einer nachintrusiven Deformationsphase sowohl im Granit als auch in den eingeschlossenen Gneisschollen und vor allem an den Pegmatitgängen leicht erkennbar (Tafel X, Fig. 29 und 30). Dabei sind die Gänge in der Regel auch hier parallel zum Salband verschiefert, und bei sich kreuzenden Gängen durchschneidet die Schieferung im jüngeren Gang diejenige des älteren Ganges. Taf. X, Fig. 29, zeigt ein solches Verhältnis. Es liegt auf der Hand, dass hier wohl zwei zeitlich getrennte Intrusionen vorliegen, aber es ist nicht notwendig, auch zwei Deformationsphasen anzunehmen.

Die Migmatite im Rottal

Im Saastal ist noch ein zweites Vorkommen von Granit zu erwähnen, das östlich der sog. Seeflüh (Mattmark) zwischen der Kote 2700 und dem P. 2875 liegt (Koord. des westlichsten Punktes 641,600/99,600). Der Granit bildet den westlichen Abschluss eines Grates, der auf der Nordseite des Rottales verläuft und sich mit dem Südgrat des Nollenhornes vereinigt. Der zuerst erwähnte Grat endet mit einem Abbruch, an dessen Fuss alle Varietäten des Gesteines studiert werden können (siehe M auf Tafel XIV).

Als Ganzes betrachtet bildet dieses Vorkommen eine linsenförmige Einlagerung in feinkörnigen granat- und biotitreichen Bändergneisen, die dem Typus Seewjinenberg und Stelli entsprechen (siehe S. 64). Diese Gneise stoßen im Norden an die Furgg-Zone. Die Intrusion des Rottales liegt, tektonisch betrachtet, etwas tiefer als diejenige vom Seewjinenberg; trotzdem stellen beide wahrscheinlich Relikte desselben Intrusionsverbandes dar, trotz der Distanz von über 3 km, welche sie trennt. Neben verwandten Zügen zeigt die Intrusion des Rottales aber gewisse charakteristische Unterschiede, weshalb sich eine kurze Schilderung rechtfertigt.

Das ganze Vorkommen hat die Form einer grossen, in ost-westlicher Richtung ge-

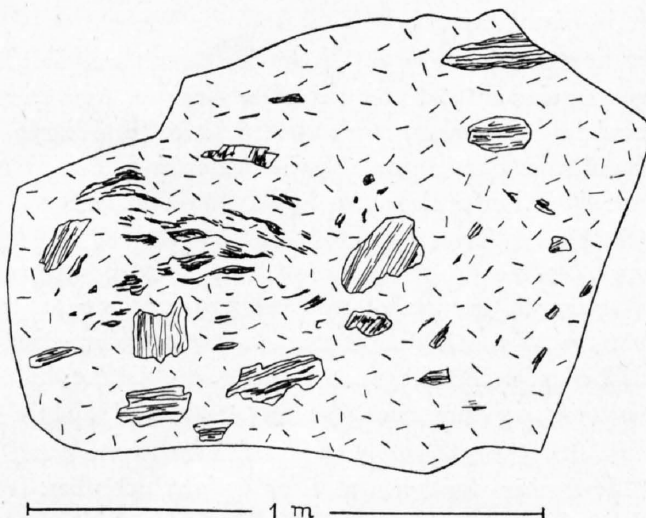


Fig. 18. Migmatit mit Bändergneis-Schollen, Biotitputzen und -schlieren. Rottal

streckten Linse, die konkordant in den Bändergneiskomplex eingelagert ist. Diese Linse zerfällt in eine kleinere Anzahl gestreckter Granitkörper, die durch Bändergneise voneinander getrennt sind (Taf. VI, Fig. 17). Der Kern dieser Linsen ist richtungslos-körnig, der Rand aber stark verschiefert und durch einen kontinuierlichen Übergang mit den umhüllenden Biotitgneisen verbunden.

Die Kernpartien sind stets mit Schollen und Bruchstücken der umgebenden Bändergneise erfüllt (siehe Fig. 18, S. 29 und Taf. VI, Fig. 16). Manchmal überwiegt dieses Material; der Granit bildet unter Aufblätterung des Gneises diffuse Schlieren, Flecken und Nester, wobei eine durch die Teilbarkeit der aufgelösten Schollen bedingte Paralleltexur entsteht. Wenn in diesem Migmatit der granitische Anteil überwiegt, sind die Schollen scharfkantig begrenzt und gegeneinander verstellt; der Granit ist homogener und richtungslos körnig, zeigt aber auch in diesen Partien kräftige Katakklase.

Assimilationsvorgänge nehmen hier einen beträchtlichen Raum ein, und alle nur denkbaren Übergänge von Biotitgneisschollen zu grobkörnigem Granit sind erhalten geblieben. Andererseits wird an einigen Stellen der Biotitgneis gangartig und mit scharfem Kontakt vom homogenen Granit durchbrochen. Infiltration und metasomatische Prozesse erscheinen neben rein magmatischen Vorgängen auf engstem Raum zusammengedrängt. Wie am Seewjinenberg verzeichnet man auch hier mittelkörnige granitische Gänge, die auch den Migmatit noch durchbrechen. Ihr Verhältnis zu den Apliten und Pegmatiten ist aber nicht mehr feststellbar.

Mikroskopische Beobachtungen

Der Dünnschliff eines richtungslos körnigen, verhältnismässig homogenen Granites zeigt folgende Hauptgemengteile: Plagioklas (zersetzt), Mikropertit, Quarz, Biotit und (untergeordnet) Muskowit. Der Plagioklas ist in ein kaum auflösbares, feines Gemenge von Sericit, Albit, Quarz und Zoisit (auch Klinozoisit und etwas Epidot) zerfallen, ohne dass Fließvorgänge bemerkbar würden. Die Quarzkörner sind in parallele Streifen zerlegt mit stark undulöser Auslöschung, Mörtelbildung und Rekristallisation am Rande. Die ursprünglich wohl einheitlichen Biotit tafeln sind in ein Haufwerk kleiner Schuppen zerlegt, zwischen denen Klinozoisit sich einnistet. Der meist mit Biotit verwachsene Muskowit zeigt Stauchungs- und Translationerscheinungen.

Bemerkenswert ist der Zerfall des Kalifeldspates. Die Individuen sind zerrissen, Bruchflächen und Rand mit einem ähnlich doppelbrechenden Saum besetzt, der ein etwas höheres Relief aufweist. Wahrscheinlich Albit (\pm Quarz). Der Übergang vom intakten Kern in diese Randpartie erfolgt ganz allmählich. Zugleich mit dem Albit (\pm Quarz?) aber entsteht ein wirres Gemenge von winzigen, unregelmässig begrenzten Sericitschüppchen, denen sich da und dort einzelne Biotitschuppen zugesellen, aber kein Zoisit! In der Regel ist zwischen dem Kalifeldspatrelikt und dem Albit-Sericit-Gemenge eine sericitfreie Übergangszone.

Wie schon erwähnt, geht der Granit randlich in einen Gneis über, ohne dass man sagen könnte, wo der eine aufhört und der andere beginnt. Am oberen Rand des Vorkommens (2800 m) finden sich aber zwei langgestreckte, stark verschieferte Granitlinsen (Taf. VI, Fig. 17), die erkennen lassen, dass diese Randfazies durch nachintrusive Auswalzung des Kontaktes entstanden ist. Die Linsen haben — ebenso wie ein darunter liegender Aplitgang — durch Streckung parallel der Schieferung der Gneise die jetzige Gestalt erhalten, wobei die im Granit eingebetteten Gneisschollen entsprechend deformiert worden sind. Es ist möglich, dass diese Konkordanz schon ursprünglich vorlag. Im wesentlichen aber wurde das jetzige Bild nachintrusiv geprägt, und der im Kern der Linse erhaltene, richtungslos körnige Migmatit stellt bezüglich dieser Deformation ein Relikt dar. Doch enthält er Bruchstücke der umhüllenden Bändergneise in einer Ausbildung, die sich für das blosse Auge in keiner Weise von den nachintrusiv durchbewegten Typen unterscheidet:

Es sei noch bemerkt, dass sich im Kontakt zahlreiche Muskowit-Aplit- und Pegmatitgänge finden. Sie gehen im Streichen z. T. in Quarzgänge über. Ihre Herkunft aus dem Granit kann teilweise direkt beobachtet werden. In der Regel sitzen diese meist 10–100 cm (maximal 3 m) breiten Gänge konkordant im Bändergneis. Im nordöstlichen Abschnitt dieses Aufschlusses durchquert ein Aplit einen granitisierten

Biotitgneis diskordant. Er ist aber ebenfalls stark geschiefert, und zwar parallel zum Salband. Auch Quarzgänge und Linsen sind kräftig ausgewalzt.

So sind auch hier ältere Migmatite noch nachkristallin umgeprägt worden. Dabei sind die Bändergneise hier ungleich stärker von der Deformation betroffen worden als die Hüllgesteine am Seewjinenberg oder am Südwestgrat der Dufourspitze.

Der Granit-Hornfelskontakt am Ghiacciaio del Piccolo Fillar

Dieser Granitkontakt liegt an der Basis des Jägerhorns, bei P. 3030 des oberen Ghiacciaio del Piccolo Fillar, also im Liegenden der mächtigen Granitmasse, die den Oberbau des Nordendes bildet (siehe Tafel XIII). Der bei P. 3030 anstehende Granodioritgneis entspricht wahrscheinlich einer Digitation dieser Masse, ein unmittelbarer Zusammenhang ist jedoch nicht sichtbar.

Die direkt aus dem Eise des Kleinen Fillargletschers hervorragenden Platten bestehen aus einem dichten Andesin-Biotit-Hornfels, der unten genauer beschrieben wird. Im Hangenden verläuft ein über 50 m mächtiger, lagergangartiger Granodioritporphyr, von dem aus zahlreiche Apophysen in den Hornfels abzweigen (siehe Taf. VII, Fig. 19). Der ganze Kontakt ist von einer grossen Zahl von Pegmatiten nach allen Richtungen durchschwärmt. Der obere Rand des Granodiorites ist nicht zugänglich, die darüber liegende Zone ist aber jedenfalls stark verschiefert.

Die makroskopisch sichtbaren Spuren nachintrusiver Bewegungen beschränken sich sonst auf eine schwache lokale Zerschörung an der Kontaktfläche.

Echter Hornfels wurde ausschliesslich an diesem Kontakt festgestellt. Das Gestein ist dicht, graubraun, unmittelbar am Kontakt feinkörnig, mit Nestern von Biotit und Quarz und einzelnen kleinen Einsprenglingen von Feldspat.

Die dichter Partien zeigen unter dem Mikroskop in einer fleckig auslöschenden, schwach doppelbrechenden Grundmasse (Feldspat?) verzahnte Körner und Schuppen von Quarz, Biotit (und wenig Muskowit), ferner kleine Prismen mit hohem Relief und sehr niedriger Doppelbrechung, zweiachsig negativ, $n_{\alpha} \parallel c$, wahrscheinlich Vesuvian. Vereinzelt einschlussreicher Granat. Turmalin, Apatit, Zirkon, Titanit und Erzstaub bilden Übergengenteile.

In den stärker rekristallisierten Hornfelspartien erscheinen als Hauptgemengenteile Biotit, Quarz, Plagioklas (untergeordnet auch Mikroperthit). Die Quarz- und Plagioklaskörner sind isometrisch und ineinander verzahnt; der Feldspat ist mit Sericit und Zoisit (?) gefüllt. Seine Zusammensetzung schwankt zwischen 40 und 45 % An. Als Übergengenteile erscheinen in diesem Quarz-Andesin-Biotit-Hornfels die oben erwähnten Mineralien.

Das Gestein lässt weder makroskopisch noch mikroskopisch Anzeichen einer Paralleltexur erkennen. Bemerkenswert ist auch das Fehlen nachkristalliner Deformationsspuren, sowohl am Hornfels wie auch am Granodiorit und seinen Apophysen.

Interessant sind nun hier die zu beobachtenden endogenen und exogenen Kontakterscheinungen, die eine Fülle von petrogenetisch interessanten Einzelheiten zeigen, hier aber nur ganz kurz gestreift werden können.

Die meisten vom Granodiorit ausgehenden Apophysen bewirken eine Vergröberung des Kornes im benachbarten Hornfels. Hand in Hand damit geht eine Sammelkristallisation; es entstehen Nester von Biotit und weisse, bis 12 cm lange Flecken von Quarz und Feldspat (Taf. VII, Fig. 19). Die sich verzweigenden Apophysen sind unscharf begrenzt und werden in ihren feinsten Verzweigungen immer biotitreicher, bis sie schliesslich ohne deutliche Grenze im Hornfels verschwinden (siehe Taf. VII, Fig. 21). Eine an Ort und Stelle erfolgte chemische Umsetzung zeichnet sich besonders deutlich an schollenförmigen Hornfelspartien ab, die durch Verfeldspatung in biotitreiche dioritische Zwischenglieder verwandelt werden.

Bemerkenswert ist aber vor allem die Tatsache, dass hier auch die Turmalin-Muskowit-Pegmatite Stoffaufnahme aus dem Nebengestein verraten. Abgesehen von biotitreichen Schlieren, die parallel zum

Salband verlaufen und an manchen Stellen noch ihre Entwicklung aus randlich losgelösten Hornfelslagen erkennen lassen, fallen vor allem Nester von grossen Biotittafeln (bis 5 cm Durchmesser) auf, die hauptsächlich an den Rand unvollständig resorbierter Hornfelsschollen gebunden sind. Der Biotit ist randlich z. T. chloritisiert. Von den mir bekannten Granitkontakten des Monte Rosa stellt dies das einzige Beispiel einer in situ erfolgten Hybridisierung der Pegmatite dar (siehe Taf. VII, Fig. 20).

Die sill- und dykeartigen Intrusionen der Monte Rosa-Ostwand

(Siehe Tafeln XIII und XIV)

In der mächtigen Schieferhülle des Liskammes und der Südabdachung des Monte Rosa, die über den Ostgrat der Signalkuppe in die Monte Rosa-Ostwand hineinstreicht und hier auskeilt, stecken zahlreiche kleinere Granitkörper. Die meisten sind nur geringmächtig, erstrecken sich aber z. T. auf erhebliche Distanzen. Die grösseren Intrusionen bilden stockartige, diskordante Massen, wie z. B. am Naso (N Gressoney), in der Liskamm-Südwand und am Kleinen Verra-Gletscher (S Castor); in der Ostwand nehmen diese Granite entweder die Form von Lagergängen oder auch häufig von Quergängen an.

Diese Gesteine haben teils granodioritische, häufiger aber granitische Zusammensetzung. In der Regel sind sie mittelkörnig (mit Ausnahme grösserer Massen), ohne erkennbare Schieferung und auffallend homogen in Korngrösse und Zusammensetzung, doch gibt es unter ihnen auch porphyrische Abarten mit idiomorphen Einsprenglingen von Kalifeldspat.

Ein einziges Gestein an der Westabdachung des Monte Rosa lässt sich mit diesen Intrusionen vergleichen; es ist der S. 18 beschriebene Aplitgranit der Unteren Plattje, der gleichfalls gangartig auftritt und jünger sein muss als der Granitgneis. Wieviel jünger ist freilich eine andere Frage, die zeitlichen Unterschiede brauchen nicht gross zu sein. Es ist möglich, dass die vielen kleineren Intrusionen der Ostwand gleichfalls jünger sind als die Hauptintrusion (am Monte Rosa). Beweisen lässt sich das aber nicht, da sie (soviel ich sehen konnte) immer isoliert erscheinen, und somit jede Handhabe zu einer chronologischen Einordnung fehlt. Dass sie aber gleichfalls in den Rahmen der übrigen granitischen Intrusionen der Decke hineingestellt werden müssen, scheint mir ausser Frage zu stehen, wenigstens ist mir nichts bekannt, was dagegen sprechen würde.

Abgesehen von den stockartigen Massen des oberen Gressoney- und des Verra-Tales, die ich hier nicht besprechen kann, bilden Quergänge und Sills die Hauptintrusionsformen. Zwei Granitlagergänge (ca. 50 m mächtig), die durch den südlichen Teil der Ostwand streichen, quert man z. B. beim Aufstieg zum Rifugio Marinelli, den einen bei 2640 m, den andern bei 2970 m. Auch am Ostgrat der Signalkuppe stösst man auf solche konkordante Intrusionen. Geradezu massenhaft, in verschiedenster Mächtigkeit und Ausbildung aber streichen sie durch den Oberbau des Jägerhorns in die Fillarhörner und in die Cima di Jazzi hinein. Sie gehören zur Monte Rosa-Intrusion und werden an dieser Stelle nicht berücksichtigt.

Granitgänge sind vor allem an der Basis der Ostwand anstehend, so am Marinelli- und am Jägerücken; z. T. sind sie mehrfach gegabelt oder gehen in Lagergänge über.

In der Regel ist der Kontakt mit dem Nebengestein messerscharf. Ausnahmen sind selten und dann bei Gängen zu beobachten, die durch Aufnahme von Schollen (Assimilation) einen hybriden Charakter angenommen haben. So scheinen auch bei diesen kleinen Intrusionen, ganz so wie bei den grösseren, zwei grundsätzlich verschiedene Wege der Raumgewinnung durch den Granit offengestanden zu haben. Die Fig. 15 der Taf. V entspricht dem zweiten Typus, einem Gang, der im unteren Teil des Aufstieges zum Rifugio Marinelli beobachtet werden kann. Man beachte bei diesem Beispiel den gezackten Rand mit seinen zahlreichen Apophysen, die Aufnahme und teilweise Resorption von Schollen des anstossenden granatführenden Biotitgneises und den diffusen Rand. In genetischer Hinsicht ist besonders eine Einzelheit bemerkenswert: dort, wo eine besonders granatreiche Lage des Biotitgneises an den Granit stösst, führt dieser ebenfalls reichlich Granat, während das übrige Material resorbiert worden ist. Hier kann es sich nicht um eine rein magmatische Kluftfüllung handeln, vielmehr müssen Austauschvorgänge in molekularem Bereich — unter Vermeidung von Strömungserscheinungen — eine wesentliche Rolle gespielt haben.

komplex, der hier ansteht und diese Gänge einschliesst, nachgranitisch überhaupt nicht wesentlich durchbewegt worden ist.

Verfolgt man einen Quer- oder Lagergang, so wird man indessen immer irgendwo wenigstens lokale Spuren einer Tektonisierung finden, die sich da und dort auch bis zur vollständigen Schieferung (und Umkristallisation) steigern können. Solche Anzeichen sind nicht nur auf die Randpartien beschränkt, wo wir sie vor allem erwarten dürfen; häufig sind sowohl bei Quer- wie bei Lagergängen auch interne Scherzonen und Klüftungen zu beobachten. Einige Beispiele der verschiedenen Typen folgen hier.

Fig. 19 a zeigt die Zerschierung der Randpartie eines Granitganges. Der schraffierte Ausschnitt ist in Fig. 19 b nochmals wiedergegeben. Er enthält eine stark deformierte, pegmatitische Schliere, deren Kalifeldspäte zerdrückt und linsenförmig gestreckt wurden. Der benachbarte verschieferte Teil des Granites zeigt unter dem Mikroskop die Auflösung der Plagioklase in ein fließendes, feinkörniges Gemenge von Sericit, Quarz, Albit und Granat, vermengt mit Fetzen von Biotit, der grossenteils in Muskowit unter Ausscheidung von Erz zerfällt. Merkliche Rekristallisation ist am Quarz bemerkbar, der meist ein Pflaster isometrischer Körner bildet, neben einzelnen stark undulösen, grossen Körnern, die ausser den Porphyroklasten von Kalifeldspat wohl die einzigen Relikte des ursprünglichen Mineralbestandes repräsentieren. Auch eine Neubildung von Muskowit innerhalb sericitreicher Lagen lässt sich feststellen. Der Haupteindruck ist also der eines Mylonites mit blastomylonitischen Partien.

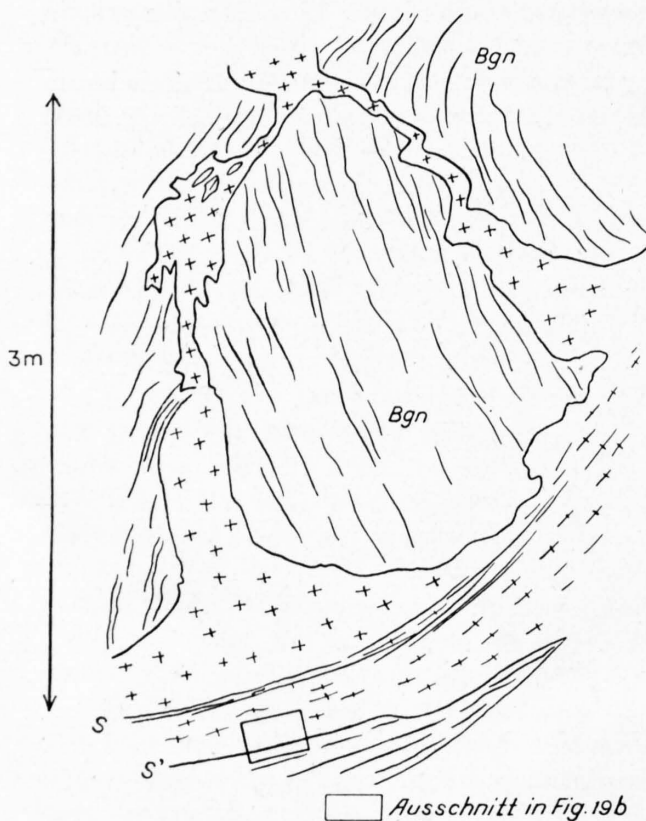


Fig. 19 a. Abscherung eines Schollenkontaktes längs s. Beachte die Einschlingung der untern Schieferscholle in die geschieferte Randpartie des Granits. Basis des Crestone Marinelli

Bgn = Biotitgneis

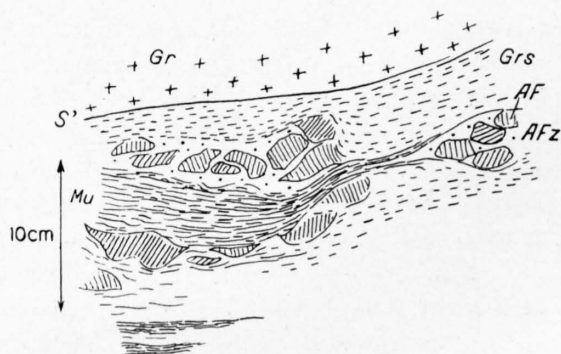


Fig. 19 b. Detail von Fig. 19 a

Oben richtungslos körniger Granit (Gr), durch die Scherfläche S' von deutlich geschiefertem Granit (Grs) getrennt. Bruchstücke von Alkalifeldspäten (AF) einer Pegmatitschliere schwimmen in zerdrücktem Feldspat (AFz)

Mu = Muskowitfaser

Eine bis zur vollständigen Kristallisationsschieferung gehende Umprägung ist hingegen an einer schmalen, stark verschieferten Apophyse des analysierten Ganges (Mac 6) vom unteren Crestone Marinelli zu beobachten (siehe S. 33). Hier ist selbst der widerstandsfähige Kalifeldspat verschwunden;

das Gestein ist in einen sehr feinkörnigen, heteroblastischen (mittlere Korngrösse 0,1 mm) Quarz-Muskowitschiefer umgewandelt, mit schwach rekristallisierten Albit-Sericit-Lagen.

Durch interne, verbogene Scherflächen, die im Streichen verlaufen, werden Quer- und Lagergänge in linsenförmige Körper zerlegt. Während diese Linsen die ursprüngliche Struktur bewahrt haben, sind die trennenden Zonen mehr oder weniger stark verschiefert. Ein Beispiel zeigt die Photo Taf. IX, Fig. 27, eines Ganges vom Nordufer des unteren Nordendgletschers (Ostwand). Der Vergleich einer richtungslos körnigen und einer schieferigen Probe zeigt die Umbildung dieses Aplitgranites zu einem feinkörnigen Alkalifeldspatgneis, mit skelettförmigen Relikten von Kalifeldspat und Neubildungen von Albit. Dieser bildet Flecken aus subparallel orientierten Korngruppen, mit Übergängen zu einschliessreichen Mikroporphyroblasten. Eine Neubildung stellt auch der verhältnismässig grobblättrige phengitische Muskowit dar, mit deutlichem Pleochroismus (schwach-schmutziggrün bis hellgelb). Er enthält Einschlüsse von Zirkon, die von einem eigentümlich intensiv gelb bis farblos pleochroitischen Hof umgeben sind.

Der gleiche Gang ist an einer anderen Stelle stark zerklüftet. Die Ränder der parallelen, in Millimeter bis Zentimeter Abstand liegenden Klüftflächen sind verschiefert, während die dazwischen liegenden Lamellen richtungslos-körnig erscheinen. Bei grösserer Dichte der Klüftflächen entsteht auch hier eine durchgehende Schieferung.

In stärker durchbewegten Zonen überwindet das Zusammenspiel von Klüftung, Zerschörung und Schieferung die Starrheit der stock- und gangartigen Massen. Die von Klüftung oder (und) Scherung betroffenen Teile wirken wie Gelenke, um die herum die starren Partien gedreht und verschoben werden. In verkleinertem Maßstab geben diese Erscheinungen auch ein Abbild der Deformation der grösseren Intrusivmassen der Monte Rosa-Teildecke.

Die Augengneise von Macugnaga

(Siehe Tafel XIV)

Unter dieser Bezeichnung fasse ich den überwiegenden Teil der Gneise zusammen, welche die beiden Flanken der oberen Valle Anzasca, von Bannio bis Pecetto, aufbauen. Ihr Schwerpunkt liegt im Becken von Macugnaga, das ungefähr gleich weit vom Nord- wie vom Südrand entfernt liegt (Ofentalpass bis Passo Turlo).

Die schönste Ausbildung zeigt dieser Gneiskomplex in der Val Quarazza und in der Valle d'Antrona. Der erste Eindruck beim flüchtigen Durchqueren dieser Gebiete ist der einer grossen Gleichförmigkeit. Und doch sind die Gesteinstypen weder genetisch noch in der Zusammensetzung einheitlich. Ihre genaue Kartierung und petrographische Bearbeitung könnte noch manche Überraschung bringen; an dieser Stelle aber muss ich mich, soweit der italienische Teil in Frage kommt, auf vereinzelte Beobachtungen stützen, die hauptsächlich bei kursorischen Begehungen in der Val Quarazza und in der Valle d'Antrona gewonnen wurden und hier nur soweit herangezogen werden sollen, als dies zur petrographischen Charakteristik der Zone notwendig erscheint.

Das vorherrschende Gestein ist ein grobflaseriger Zweiglimmergneis mit ein bis mehreren Zentimeter langen Kalifeldspatäugen. Da und dort finden sich Übergänge zu mehr richtungslos körnigem Granit- oder Granodioritporphyr. Im übrigen zeigen sich streckenweise grosse Unterschiede in Korngrösse, Textur und Zusammensetzung. Fig. 20, S. 36 gibt ein Bild des oft auf kleinem Raum stattfindenden Wechsels grobflaseriger Gneise mit feinflaserigen, teils glimmer-, teils feldspatreichen Lagen. Ob hier ältere, gefeldspatete Strukturen durchschimmern, lässt sich auf Grund weniger Beobachtungen nicht sagen, scheint mir aber wahrscheinlich. Jedenfalls gibt es Stellen, wo die schrittweise Auflösung von granatführenden Muskowit-Biotitgneisen (wohl sedimentogener Herkunft!) in schlierige Augengneise verfolgt werden kann. Dabei bleibt auch in homogenisierten feldspatreichen Lagen noch der Granat übrig. Ein Beispiel einer solchen Partie aus dem Kar E Alp Schena (Val Quarazza) ist in Fig. 21, S. 36 dargestellt. Eine mit der Verfeldspatung dieser Gneise vermutlich syngenetische Bruchlinie (im unteren Teil der Fig. 20)

ist dabei mit einem groben Gemenge von Kalifeldspat, Muskowit und Biotit gefüllt worden. Die Bildung geht dabei deutlich vom Augengneis aus.

In der Nähe des nordöstlichen Randes der Augengneise von Macugnaga tritt in der Valle d'Antrona ein bemerkenswerter Kontakt auf, der zeigt, dass auch rein magmatische Vorgänge an diese Zone gebunden sind. Der betreffende Gesteinskomplex ist am Weg, der von Antrona Piana gegen SW zur Alp Compliccioli führt, aufgeschlossen, und zwar am schönsten in der Umgebung der Staumauer des

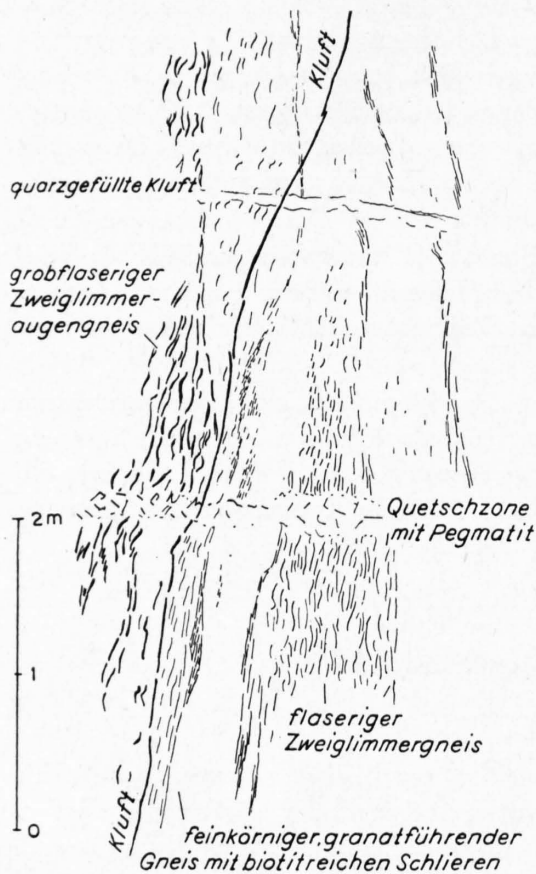


Fig. 20. Ausschnitt aus dem Augengneis von Macugnaga
Gletscherschliif östlich Alp Schena (2300 m), Val Quarazza

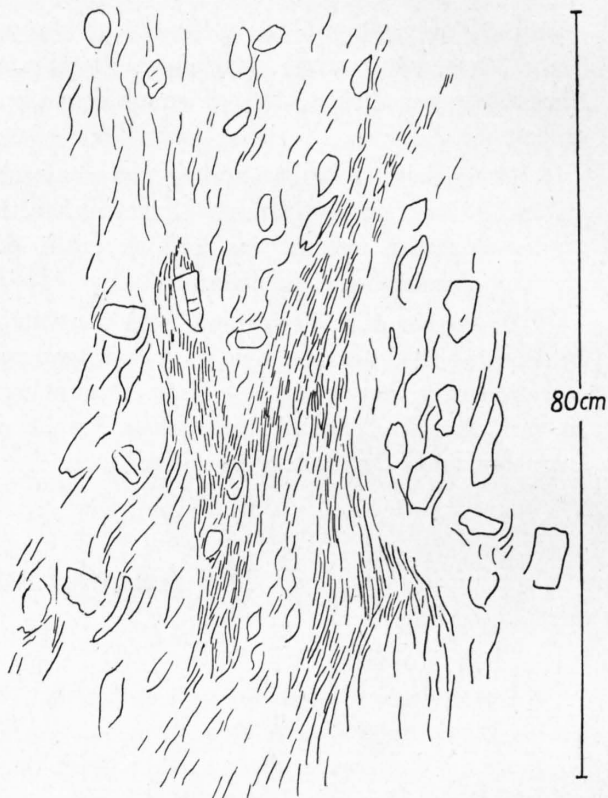


Fig. 21. Schlieren von Granat-führendem Muskowit-Biotitgneis im Augengneis von Macugnaga
Östlich Alp Schena, Val Quarazza

gleichnamigen Staubeckens. Hier finden sich in den S. 52 beschriebenen Granatbiotitgneisen die schönsten Injektionen und diskordanten Durchbrüche von (z. T. gneisartigen) fein- und grobkörnigen, teilweise porphyrischen Granitmassen.

Die Ausbildung dieser Randpartien der Augengneise von Macugnaga zeigt grösste Übereinstimmung mit den Kontakten am Pizzo Bianco (Taf. VI, Fig. 18), am Piccolo Fillar (S. 31) und anderwärts. Wahrscheinlich fallen die Intrusionen in der Valle d'Antrona zeitlich mit der Bildung des Granitgneises des Monte Rosa zusammen. An beiden Massen kam es nur lokal zu Aufschmelzungen und Durchbrüchen.

Die nördlichen Ausläufer der Augengneise von Macugnaga (Siehe Tafel XIV)

Im obersten Einzugsgebiet der Saaser Vispa, in der jungen Karlandschaft des Tälli, am Monte Moro und Joderhorn bis hinüber zum Spechhorn, und von hier gegen den Boden des Ofentales absinkend, stossen wir auf verschiedene Gneistypen, welche unmittelbar im Zusammenhang mit den Augengneisen von Macugnaga stehen. Das Hangende dieser Zone ist in den Galmen und am Grat zwischen

Galmenhorn und Spechhorn aufgeschlossen, wo die Augengneismassen durch viele Paragesteinslagen aufgesplittert werden. Die Nordgrenze dieser Zone beginnt am Ofentalpass, sie geht — nur spärlich aufgeschlossen — gegen NW zu durch die untersten Hänge des Stelliornes und erreicht den Talweg etwa 400 m N der Brücke über den Ofentalbach. Über den Zusammenhang mit der tektonisch höher liegenden Zone (siehe S. 39).

Die Gesteinstypen

Als Haupttypus erscheint auch hier wie in der Valle Anzasca ein grobflaseriger, glimmerarmer Augengneis, der aber nirgends die Korngrösse gewisser Typen aus der Val Quarazza erreicht. Dieser Augengneis wechsellagert mit dünnplattigen, flaserigen Zweiglimmergneisen und mit homogenen, mittelkörnigen Muskowit-Aplitgneisen, zwei Abarten, die nördlich Macugnaga am oberen Teil des Monte Moropasses und südlich vom Passo del Turlo ebenfalls verbreitet sind. An der Grenze zu Glimmerschiefern treten Übergänge zu gleichkörnigen, glimmerreichen Varietäten auf. Alle diese Typen sind N Macugnaga im Umkreis des Tällibodengletschers und zwischen Monte Moro- und Mondellipass gut aufgeschlossen, ebenso im Ofental. Als Ganzes betrachtet ergibt sich ein unregelmässiger, schlieriger Wechsel der verschiedenen Gneistypen, ohne scharfe Grenze oder sichtbare stratigraphische Gliederung.

Aplitische und pegmatitische, meist Turmalin-führende Gesteine treten teils als sekretionäre Adern auf mit diffuser Grenze zum Nebengestein, teils aber auch in Form kleiner Gänge, die entlang jüngeren Bruchflächen verworfen sein können. Im Vergleich zu den nördlich anschliessenden Gneiszonen haben jedoch diese Apliten und Pegmatite nur eine geringe Verbreitung.

Der folgende Abschnitt enthält nähere Angaben über den Augengneis. Die Probe stammt aus dem Ofental, NE Galmenhorn (Koord. 642,600/97,180). Hellgraues, mittelkörniges Gestein mit schwach flaseriger Textur und bläulichgrauem, z. T. idiomorphem Kalifeldspat (ca. 1 cm). Auf s auch Biotit und Muskowit, häufig Turmalin, letzterer auch in nesterartigen Konkretionen.

Mikroskopische Beobachtungen

Die mineralogische Zusammensetzung ergibt sich aus der untenstehenden Tabelle.

Der Kalifeldspat ist ein Mikroklinmikroperthit, der als Einsprengling, aber auch als Bestandteil der Grundmasse, auftritt. Randliche Korrosion durch Myrmekit ist häufig. Als Einschluss ist vor allem Plagioklas bemerkenswert, der z. T. idiomorphe Begrenzung und zonaren Bau erkennen lässt.

Der Plagioklas ist fast restlos zersetzt, auch die im Mikroklin eingeschlossenen Kristalle sind mit Sericit und Zoisit gefüllt, während hier der Albitrand erhalten blieb. Die Umwandlung des Kalifeldspates in Albit, Zoisit und Sericit ist vom gleichen Charakter, wie der S. 13 beschriebene Zerfall im Monte Rosa-Granitgneis. Auch hier ist der Zerfall mit einer Abscherung der feinkörnigen Neubildungen von einem reliktschen Kern und mit einer Ausbreitung derselben in s verbunden (siehe Fig. 22).

Der Quarz zeigt Kornzerfall und z. T. Anordnung der Körner in Zeilen. Im toten Winkel der Mikroklineinsprenglinge entsteht ein Mosaik isometrischer, rekristallisierter Körner, die keine undulöse Auslöschung zeigen.

Biotit in regelmässig begrenzten Tafeln bildet kurze Zeilen oder Nester (n α blassgelb, n γ dunkelbraun), randlich stets von Zoisit- und Epidotkörnchen begleitet.

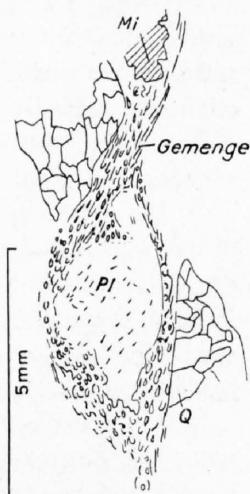


Fig. 22. Zerfall eines deformierten Plagioklases (Pl) in ein Gemenge von Albit, Quarz und Sericit Beginnender «Fliessvorgang». Augengneis von Macugnaga, Ofental

Zeichnung nach Dünnschliff

Mi = Mikroklinrelikt

Q = Quarz

Der Muskowit ist oft mit Biotit verwachsen und dann wohl primär; sekundär entsteht er durch Sammelkristallisation von Sericit beim Plagioklaszerfall.

Übergemengteile: Zoisit, Epidot, Turmalin, Zirkon.

Die Struktur ist kataklastisch bis kristallisationsschieferig. Ursprünglich granitische oder porphyrische Struktur ist verwischt. Die Paralleltexur ist wahrscheinlich ganz auf die Zerstörung und Auswulzung des Plagioklas- und des Quarzanteiles zurückzuführen.

In den makroskopischen wie in den mikroskopischen Eigenschaften ist dieses Gestein von gewissen Typen des Monte Rosa-Granitgneises kaum zu unterscheiden.

Die chemische Analyse ergab folgende Zahlen:

Augengneis G 83

SiO ₂	71,04
Al ₂ O ₃	14,74
Fe ₂ O ₃	0,26
FeO	1,83
MnO	0,03
MgO	1,35
CaO	1,92
Na ₂ O	3,45
K ₂ O	4,28
H ₂ O ⁺	0,90
H ₂ O ⁻	0,09
TiO ₂	0,32
P ₂ O ₅	0,14
	<u>100,35</u>

Ofental (Koord. 642,6/97,18)

Modaler Mineralbestand:

Quarz	35 Vol. %
Mikroclin	20 »
Plagioklas (zersetzt)	40 »
Biotit	4 »
Muskowit	1 »

Spez. Gew. 2,62

Anal. Dr. J. v. STEIGER

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	346	42	18	10	30	0,45	0,37			
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Ru	Cp
	53,9	15,4	18,8	5,6	1,7	0,2	2,0	2,1	0,2	0,1
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Eu	Hy	Ru	Cp	Mt
	24,6	25,7	31,3	9,6	3,2	2,7	2,7	0,2	0,1	0,2
Biotit-Muskowit-Variante	Q	Or	Ab	An	Bi	Ms	Akz			
	28,8	17,3	31,3	9,3	8,7	4,0	0,5			
			<u>40,6 Plag (An 23)</u>							

Die Stelli-Zone

(Siehe Tafel XIV)

Östlich der Saaser Vispa streichen zwischen dem Ofentalpass und der Furgg-Zone noch zwei «Orthogneiszonon» durch; die südliche derselben setzt beim Hotel Mattmark ein, wo sie, saiger stehend, quer zur Talachse verläuft. Diese Zone kann über das Stellihorn ins Furggtal hinein verfolgt werden; sie erreicht die italienische Grenze zwischen P. 3193 (N Latelhorn) und etwas N P. 3341,6, dem Ausläufer des Kehrenrücks, und streicht dann weiter in den Camposecco-Pozzuoli-Grat hinein. Die reichgegliederte südliche und nördliche Flanke des Stellihornes ist z. T. aus den Augengneisen dieser Zone aufgebaut.

Die nördliche Zone verläuft dieser ungefähr parallel, ohne ihre Mächtigkeit zu erreichen. Sie ist in der sog. Steinige Wäng (N Hotel Mattmark) aufgeschlossen, zieht durch das Weissstal in die Basis der Ostwand des Nollenhorns hinein und erreicht, an Mächtigkeit rasch verlierend, den Furggbach bei P. 2270. Den italienischen Grenzgrat quert diese schmale Zone bei P. 3362 und erreicht über den Camposecco-Grat die Zunge des Bottarellogletschers, wo sie von der Furgg-Zone abgeschnitten wird. Es ist bemerkenswert, dass sie hier in richtungslos-körnigen, porphyrischen Granit übergeht.

Auf der Westseite des Saastales, am Seewjinenberg und am Schwarzberg, gibt es nun nichts, was mit dieser einfachen Gliederung der östlichen Gebiete korrespondieren würde. Hier lösen sich die trennenden und im Osten zusammenhängenden Schieferzonen in eine grosse Zahl wenig mächtiger und rasch

auskeilender Züge auf, von deren Häufigkeit die geologische Kartierung nur einen ungenügenden Begriff zu geben vermag. Eine durchgehende Grenze kann zwischen den einzelnen Zonen nicht gezogen werden, ebensowenig aber ist eine Abgrenzung gegen das Liegende und Hangende, also gegen die Augengneise von Macugnaga und die Fortsetzung der Monte Rosa-Zone möglich. Es erscheint im Gegenteil wahrscheinlich, dass diese Zonen am Seewjinenberg sich vereinigen und dass alle feldspatreichen, hellen Gneise des Seewjinenberges und des Schwarzberges (und damit der Monte Rosa-Zone) nichts anderes als Ausläufer der grossen Augengneismasse von Macugnaga darstellen. Hier liegt deren oberste und zugleich westlichste Grenze; hier verschwinden sie definitiv unter den Gneisen der Furgg-Zone einerseits, der Permotrias der Zone von Zermatt-Saas Fee andererseits.

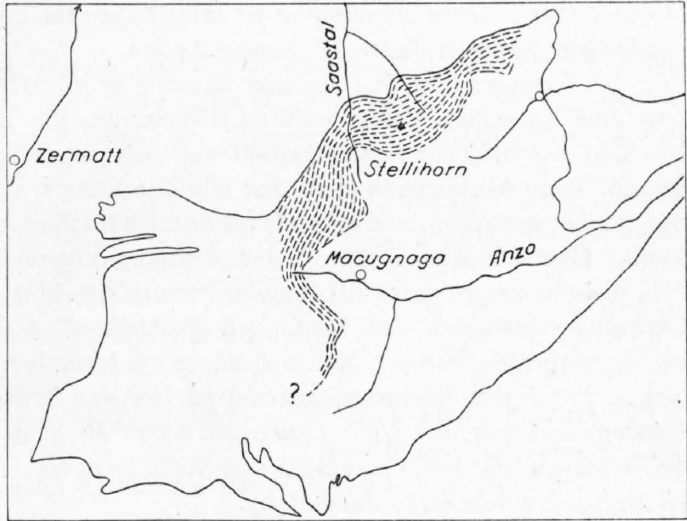


Fig. 23. Kartenskizze des Verlaufs der Stelli-Zone. 1 : 400 000.
(Vergleiche auch Fig. 3 a und Tafel XIV)

Lithologisch und in ihrer Metamorphose bilden die Gneise des Seewjinenberges jedenfalls eine Einheit, aus der nur der oben S. 27 beschriebene Granitkontakt herausfällt. Die Gneise und Schiefer des Seewjinenberges aber streichen in den Grenzgrat zwischen Monte Moro und Schwarzberg-Weisstor hinein, der zur Hauptsache aus Granit-Tektoniten und -Metamorphiten aufgebaut ist. Die zwischengeschalteten Schiefer erscheinen in gleicher metamorpher Fazies, die aber weiter südlich mit einer plötzlichen Zunahme der Mächtigkeit sich ebenso rasch ändert. Unverändert bleibt nur der östliche Teil der Seewjinenberg-Zone, also das Hangende der Augengneise von Macugnaga, bestehend aus albitisierten Glimmerschiefern und Granittektoniten, die in ihrer Fazies das Äquivalent der Seewjinenberg-Zone bilden. Dieser Komplex kann über den Pizzo Bianco in die Val Quarazza hinein verfolgt werden; weiter südlich ist mir ihr Verlauf aber nicht bekannt.

Zusammenfassend sei die Stelli-Zone nochmals kurz folgendermassen gekennzeichnet:

Unter dieser Bezeichnung fasse ich im Saastal alle Gneise und Schiefer zusammen, welche zwischen die Augengneise von Macugnaga und der Furgg-Zone eingelagert sind. Am Seewjinenberg ist weder eine Abgrenzung gegen die Augengneise von Macugnaga noch gegen die Zone des Monte Rosa möglich, weshalb hier auch Elemente dieser beiden Einheiten mit einbezogen werden. Auf italienischem Gebiet setzt sich die Stelli-Zone als relativ schmales Band fort, das vom Seewjinhorn (ital. Monte Moro) gegen SW zum Bevelederegletscher und dann gegen S in den Pizzo Bianco hineinzieht (siehe Fig. 23).

Diese Zone hebt sich durch eine intensive Tektonisierung und Metamorphose aller Komponenten von den übrigen Einheiten ab. In den folgenden Abschnitten greife ich einen Teil dieser Gesteine, nämlich die Granitmetamorphite heraus, während die begleitenden Schiefer S. 72 beschrieben werden.

Das Material

Am Aufbau der Stelli-Zone sind u. a. Granite (Granodiorite), Granitporphyre, Aplitgranite, Apliten und Pegmatite sowie ihre tektonisierten Äquivalente beteiligt. Die grobkörnigen Gesteine treten hier aber stark zurück und homogene, mittelkörnige granitische bis aplitische Komponenten herrschen vor. Die Tektonite lassen sich in zwei Gruppen teilen, von welchen die eine hauptsächlich strukturelle Umprägung ohne wesentliche Änderung des Pauschalchemismus zeigt. Sie umfasst Mylonite und Blastomylonite. Mit einer radikalen Änderung der stofflichen Zusammensetzung ist hingegen die Bildung der Muskowitschiefer und vor allem die der noch häufigeren Albitgneise verknüpft. Diese beiden bilden die

zweite Gruppe. Diese Zweiteilung ist rein deskriptiv erforderlich, in der Natur lassen sich alle Übergangstypen zwischen diesen Elementen finden.

Im Gegensatz zu den anderen Zonen sind nichtumgeprägte granitische Gesteine in der Stelli-Zone eine Seltenheit. Der linsenförmige Einschluss des Rottal-Migmatites gehört hierher, vielleicht auch der S. 27 beschriebene Granitkontakt am Seewjinenberg und ein analoger Gesteinskomplex am Pizzo Bianco. Diese Vorkommen sind aber alle durch stark verschieferte Zonen von den Metamorphiten der Stelli-Zone geschieden, und es erscheint deshalb fraglich, ob sie hier auch im ursprünglichen Verband auftreten. Aber abgesehen davon finden sich auch innerhalb der tektonisierten Serien noch einzelne Partien, die eine ursprünglich richtungslos-körnige Struktur erkennen lassen und mit den Tektoniten durch Übergänge verbunden sind. Derartigen reliktschen Elementen begegnet man z. B. in der Südflanke des sog. Saasergrates zwischen Monte Moro und Schwarzberg-Weisstor sowie am Ostabhang des Seewjinenberges. Unter dem Mikroskop zeigen diese Gesteine freilich immer eine starke Kataklase. Da sie in ihrer Zusammensetzung und Deformation mit allem übereinstimmen, was weiter oben bei der Beschreibung des Granitgneises des Monte Rosa und der Augengneise von Macugnaga schon angeführt worden ist, so erübrigt sich eine weitere Darstellung.

Epi-Granitmylonite

Der mechanisch bedingte Wechsel glimmerreicher und glimmerarmer Lager mit reinen Quarzseilen ist schon makroskopisch feststellbar. Glimmer (Biotit und Muskowit) ist streng in s eingeregelt. Wo diese feinkörnigen Seilen zwischen den Augen (Kalifeldspatrelikte!) sich verengern und hindurchgepresst erscheinen, häufen sich die Glimmerlagen, während der trennende Quarz in die toten Räume abwandert, die sich um die Porphyroklasten bilden. Die Betrachtung der Einzelheiten erweckt den Eindruck von Strömungsvorgängen im kristallinen Material, wobei die Relikte von Kalifeldspat als Hindernisse wirken, die laminar umströmt werden, aber zugleich selbst in die Strömungsrichtung hineingedreht, verschliffen und auf den Gleitflächen ausgezogen und verschmiert erscheinen.

Die Porphyroklasten von Kalifeldspat zeigen bei weniger stark verschieferten Typen oft noch eine gewisse Idiomorphie. Dann werden zunächst die beidseitig am weitesten von einer mittleren s-Fläche entfernten Ecken und Kanten abgeschert. Bei stärkerer Schieferung werden die Porphyroklasten zu flachen, allseitig in s ausspitzenden Formen ausgewalzt, die im Gegensatz zu anderen Augengneisen — z. B. jenen von Saas-Fee — keinerlei lineare Streckung erkennen lassen. Sowohl die mechanische Zerlegung der Porphyroklasten wie auch die asymmetrische Verteilung des neu gebildeten Quarzes an den Bruchstücken lässt erkennen, dass hier differenzielle Gleitvorgänge eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Wenn man absieht von den Porphyroklasten, so sind diese Gesteine fein- bis mittelkörnig, je nach dem Grade der kristalloblastischen Entwicklung. Diese hängt von der Durchbewegung, von der Wegsamkeit und den individuellen Wachstumseigenschaften der Kristalloblasten ab, nicht aber von der chemischen Zusammensetzung. Die erheblichen Korngrößenunterschiede dieser Gesteine spiegeln sowohl das heteroblastische wie auch das heteroklastische Verhalten der Komponenten. Quarz findet sich stets an der Spitze der kristalloblastischen Reihe, und der Durchmesser der Quarzkörner ist um eine oder zwei Zehner-Potenzen grösser als derjenige von Albit und Muskowit. Dieses Verhältnis ändert sich dann allerdings mit eintretender Albitisierung.

Ein weiteres Kennzeichen dieser Gesteinsgruppe ist das besonders häufige Auftreten von Phengit (neben Muskowit). Makroskopisch erscheint dieser Glimmer hellgrün, im Schliff ist er deutlich, wenn auch meist nur schwach pleochroitisch (n_α farblos, n_γ blassgrün bis gelblichgrün, $2V_\alpha < 30^\circ$ bis nahezu 0°). Ein weiteres Merkmal des Phengits bilden intensiv gelb bis farblos pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Epidot (?). Hier und da wurde Parallelverwachsung mit farblosem Muskowit beobachtet, so dass beide Phasen nebeneinander stabil zu sein scheinen. Auch in Paragenesen mit Biotit erscheint der Phengit, nie aber (nach meinen Beobachtungen), wenn neben Biotit auch noch Muskowit vorhanden ist. Das deutet darauf hin, dass der Phengit in diesen Gesteinen durch eine Umsetzung zwischen Biotit und Muskowit entsteht und dass die Assoziation Muskowit-Biotit hier instabil ist.

Chlorit erscheint in den Albitgneisen nur sporadisch. Es handelt sich immer um Pennin, der zum grossen Teil aus Biotit entstanden ist. Er ist gewöhnlich mit Epidot und Erz vergesellschaftet.

Mikrolin-führende Albitgneise

In der ganzen Stelli-Zone, vor allem am Seewjinenberg, begegnet man Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen, deren Hauptbestandteil Albit ist. Diese Gesteine sind mit den oben beschriebenen Epi-Granitmyloniten vergesellschaftet, und es lassen sich alle möglichen Übergangstypen finden. Über die Zusammensetzung geben folgende Zahlen Auskunft:

Mikroclin	Albit	Quarz	Muscowit + Sericit	Biotit	Chlorit	Calcit
30	50	15	10		1	
10	50	20	15			2
10	60	20	8	1		
5	65	10	20			

Die häufige Gegenwart von Mikroclin-Porphyroklasten bedingt die oft feinflaserige Textur. Die Auswulzung der Mikroclinrelikte reduziert diese aber oft auf die Grösse der übrigen Komponenten, ja, es entstehen porphyroblastische Strukturen, sobald die Albitneubildung um sich greift.

An den Porphyroklasten können die gleichen Neubildungen beobachtet werden, wie in den Myloniten: Schachbrettalbit, Ausheilung von Fugen durch Albit und Quarz. Plagioklas ist völlig verschwunden und durch ein Grundgewebe gestreckter Albit-, Quarz- und Sericitkörner ersetzt. Glimmer und Feldspat-Quarzzeilen sind getrennt, die Komponenten rekristallisiert und im allgemeinen etwas gröberkörnig als in den Blasto-Myloniten. Der Biotit ist meist feinschuppig und mit Muskowit parallel verwachsen, häufig unter Bildung von Erz und Epidot chloritisiert. Als Übergemengteile sind Calcit, Apatit, Epidot, Zirkon und Erz zu erwähnen. Calcit zeigt Stauchung und wird sowohl durch Quarz wie durch Albit korrodiert.

Was diese Gesteine von den früher beschriebenen Granitmyloniten unterscheidet, ist eine weitgehende Rekristallisation, eine Reduktion der kataklastischen Substanz (Kalifeldspat) und vor allem die Entwicklung von Albit, der zum Hauptgemengteil wird.

Die folgende Tabelle enthält die Zahlenwerte der Analyse eines Muskowit-Albitgneises der Stelli-Zone. Die analysierte Probe stammt von der Scharte W vom Corno Rosso-Gipfel (≡ Rothorn des Grenz-Grates, W Monte Moro).

Muskowit-Albit-Gneis PB 324

SiO ₂	73,21
Al ₂ O ₃	15,23
Fe ₂ O ₃	0,22
FeO	0,90
MnO	0,02
MgO	0,40
CaO	1,03
Na ₂ O	5,02
K ₂ O	2,64
H ₂ O ⁺	1,02
H ₂ O ⁻	0,03
TiO ₂	0,12
P ₂ O ₅	0,13
	<hr/> 99,97

Scharte W Corno Rosso (Rothorn) Saastal (Koord. 639,6/94,1)

Modaler Mineralbestand:

Quarz	30 Vol. %
Kalifeldspat	50 »
Albit	10 »
Biotit	2 »
Phengit	7 »

Spez. Gew. 2,67

Anal. Dr. P. HASLER

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	406	50	8	6	36	0,26	0,42			
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	H ₂	C	Fs	Ru	Cp
	55,8	9,5	27,3	3,0	1,7	2,0	0,4	0,2	0,1	0,1
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Hm	Ru	Cp
	25,9	15,9	45,5	5,0	3,1	3,7	0,6	0,2	0,1	0,1
Muskowit-Biotit-Variante .	Q	Or	Ab	An	Bi	Ms	Akz			
	29,2	6,4	45,5	5,0	3,4	10,2	0,4			
			50,5 Plag (An 10%)							

Albitgneise

Der Albit entwickelt sich z. T. auf Kosten des Kalifeldspates, der von ihm allmählich aufgezehrt wird. Die Albitkörner wachsen dabei vom Rande her in den Kalifeldspat hinein, sind isometrisch und zackig begrenzt (Fig. 24). Es handelt sich hier um eine Aufzehrung der Kalifeldspatsubstanz, die weit über das hinaus geht, was man an den Porphyroklasten der Granitmylonite beobachtet. Parallel mit der mechanischen Zerkleinerung der Relikte geht eine chemische Auflösung, die von einer Verdrängung von K durch Na begleitet sein muss. Das Verhältnis der Alkalien erfährt dabei eine Umkehrung.

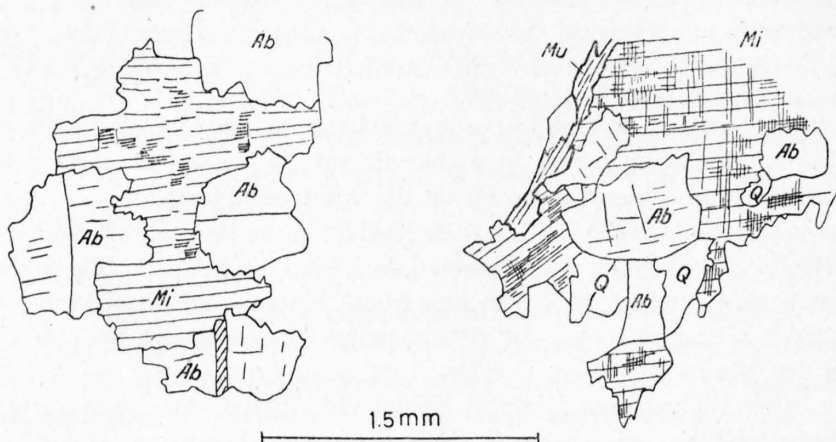


Fig. 24. Verdrängung von Mikroklin (Mi) durch Albit (Ab) und Quarz (Q). Der Mikroklin ist z. T. in Schachbrettalbit umgewandelt. Mu = Muskowit

Zeichnung nach Dünnschliff

Ein Teil der Albitporphyroblasten aber wächst in den Glimmerzügen. Hier sind die Porphyroblasten aber in s abgeflacht und rundlich, im Querschnitt linsenförmig. Sie wachsen unter Aufzehrung der Glimmersubstanz (Muskowit sowohl wie Biotit) und der Chloritsubstanz (in den oben erwähnten Muskowitschiefern wird Klinochlor durch Albit aufgezehrt), so dass in diesen Lagen ganz analoge Strukturen entstehen wie in den albitisierten Glimmerschiefern (siehe S. 72).

Die Messungen mit dem Drehtisch ergaben Schwankungen des Anorthitgehaltes zwischen 0–7 %, im Mittel 2 % An (+ 2 V 76–80 °). Albitzwillinge sind häufig.

Es ist wohl wenig wahrscheinlich, dass hier zwei zeitlich zu trennende Albitgenerationen vorliegen. Die Unterschiede in der Gestalt der Porphyroblasten dürften dadurch bedingt sein, dass diese im einen Fall unter Aufzehrung von Kalifeldspat sich allseitig gleichförmig entwickeln können, während sie im zweiten Fall in einem anisotropen Gefüge wachsen, das ein Wachstum in der s-Fläche begünstigt. Im übrigen breiten sich die Albitholoblasten auch im zweiten Fall innerhalb der Glimmerzeilen aus, indem sie diese nach allen Richtungen chemisch angreifen und nicht etwa mechanisch auf die Seite schieben.

Die Albitporphyroblastese ist sicher im wesentlichen postdeformativ, zugleich aber an deformierte Granite gebunden. An richtungslos körnigen granitoiden Gesteinen fehlt sie vollkommen. Innerhalb einer Albitgneiszone sind also sowohl richtungslos-körnige Granite wie auch die aus ihnen hervorgegangenen Epimylonite als Relikte zu betrachten.

Albitite

In ursprünglich kalifeldspatreichen oder auch glimmerreichen Gesteinen überwuchern zuweilen die Albitporphyroblasten derart, dass die rundlichen Körner sich gegenseitig berühren und Reste der ursprünglichen Kristallisationsschieferung höchstens noch als Interngefüge erhalten bleiben. Die richtungslos-körnigen weissen Albitite, die auf diese Weise entstehen, sind von makroskopisch ähnlichen Apliten durch die rundlichen Albitporphyroblasten von 1–5 mm Durchmesser unterschieden, die auf der s-Fläche als warzenförmige Erhebungen heraustreten.

Derartige Albitfelse treten als mehr oder weniger mächtige konkordante (lagergangartige) Bänder auf, z. B. in den Glimmerschiefern des Stockhorns, an verschiedenen Stellen in der obersten Val Gressoney, so in der Umgebung der Capanna Sella und am Südgrat des Castor. In all diesen Fällen handelt es sich um mehr oder weniger vollständig albitisierte aplitgranitische oder aplitische Lagergänge, wie die Übergänge erkennen lassen. Am Ostufer des Schwarzberggletschers erscheinen in den Rundhöckern (auf 2800 m) ein bis mehrere Dezimeter dicke Bänder von reinem Albitit, mitten in albitisiertem Augengneis. Sie entsprechen vermutlich deformierten und nachträglich albitisierten Aplitlagen.

Da diese extreme Kristalloblastese in ganz verschiedenem Ausgangsmaterial zur Ausbildung gelangen kann, so sind gerade in dieser (allerdings seltenen) Gruppe von Gesteinen Konvergenzerscheinungen zu erwarten. Einerseits können sie aus aplitischen Lagen hervorgehen, andererseits aber auch aus Muskowitschiefern durch Aufzehrung der Glimmerlagen. In diesen Fällen vermögen nur die geologischen Verbandsverhältnisse und etwaige Änderungen der Zusammensetzung im Streichen Anhaltspunkte über das Ausgangsmaterial zu geben.

Aplite und Pegmatite der Stelli-Zone

In der Regel treten die Turmalin-führenden aplitischen und pegmatitischen Gneise als marmorweisse, konkordante Lagen in den granitischen Gneisen, ihren metamorphen Äquivalenten und im Nebengestein auf. Sie sind z. T. blattdünn, z. T. erreichen sie aber mehrere Meter Mächtigkeit.

Besonders zahlreich sind sie im Weisstal, am Stellihorn und am Kehrenrück, also in den äusseren Randzonen der Augengneise von Macugnaga. Auffallend kommt die periphere Häufung dieser Gesteine auch am Seewjinenberg zum Ausdruck, wo man beim Abstieg über die Ostflanke zuerst zahlreichen Apliten und Pegmatiten begegnet, die im unteren Teil durch meist flaserige Augengneise abgelöst werden. Infolge der intensiven Durchbewegung treffen wir keine Reliktstrukturen, wie das bei den Aplit- und Pegmatit-Gängen der S. 23 beschriebenen Kontakte der Fall ist. Im allgemeinen sind die Gesteine zu Schiefern mit gleichmässig feinem Korn und flaseriger Textur umgeprägt worden; eine Unterscheidung zwischen Apliten und Pegmatiten ist oft nicht mehr möglich. Von den textuell ähnlichen Flasergneisen unterscheidet sie die weisse Farbe, das Fehlen von Biotit und der meist auffallend hohe Turmalingehalt. Makroskopisch feststellbare Relikte bildet der Kalifeldspat, der zu «Augen» oder Flasern ausgewalzt ist, z. T. auch Turmalin, während grossblättriger Muskowit nur selten mehr erhalten ist.

Die Struktur ist überwiegend kristallisationsschieferig mit starken Unterschieden in der Korngrösse. Bezeichnend ist der zeilenartige Wechsel von fein-kristalloblastischem Albit-Sericit-Gemenge mit Quarz einerseits, mit Kalifeldspat andererseits (Zeilenbau). Da auch der Mikroklin dieses Grundgewebes als kataklastische Komponente betrachtet werden muss, so entspricht die Struktur dieser Gesteine einer Vermischung teils kristalloblastischer, teils kataklastischer Elemente.

Der Kalifeldspat (Mikroklinmikroperthit) zeigt sowohl als Porphyroblast wie auch als Bestandteil des Grundgewebes die früher schon beschriebene Neubildung von Schachbrett-Albit und den Zerfall in Albit (Sericit) und Quarz, der besonders von den Randpartien und Rupturen ausgeht. In den laminar durchbewegten Partien werden Albit und Quarz wieder voneinander geschieden, wobei die gröber entwickelten Quarzkörner tafelförmig in s abgeplattet und streng geregelt sind ($n \gamma \perp s$). Die Quarzsubstanz ist jedenfalls vollkommen umkristallisiert. Im Gegensatz dazu bildet der Muskowit sowohl Relikte wie auch feinblättrige Kristalloblasten, die z. T. durch Rekristallisation von Glimmerfetzen, z. T. durch Sammelkristallisation von Sericit entstanden sind, während der reliktsche Muskowit an Stauchungs- und Translationerscheinungen erkennbar ist.

Alle in der Stelli-Zone untersuchten Aplit- und Pegmatittektonite zeigen eine starke Entwicklung von Albitpoikiloblasten, die in vielen Typen unter Aufzehrung von Kalifeldspat und Glimmer zum Hauptgemengteil werden. Da aber diese Albitoblastese eine allen Zonen gemeinsame, nachdeformative Erscheinung ist, so wird sie zusammenfassend in einem besonderen Abschnitt auf S. 73 besprochen.

Der Turmalin zeigt bei der Metamorphose ein eigentümliches Verhalten. Grössere Kristalle weisen stets Frakturen oder Verbiegungen auf, wobei die auftretenden Fugen durch Quarz verheilt sind. Bei den dünnstieferigen Apliten und Pegmatiten sind derartige Relikte indessen nur selten zu

finden; in der Regel tritt der Turmalin hier in Form idiomorpher kleiner Prismen auf, die schwarmweise in die s-Fläche ausgebreitet werden, ohne dabei Regelung nach einer Achse erkennen zu lassen. Am Kehrenrück sind die dort sehr zahlreichen Pegmatite durch dunkle Turmalinstreifen von Millimeter bis Zentimeter Dicke förmlich gestreift, z. T. bestehen sie aus einem erst unter dem Mikroskop auflösbaren feinen Korn. Der gleiche Komplex ist an einigen Stellen in eine tektonische Breccie aufgelöst, wobei das Material kräftige Kataklaste zeigt (siehe Fig. 25). Die Bruchlinien sind dabei mit einem schwarzen, sehr feinen Turmalinrasen überzogen, der besonders die begrenzenden Scherflächen hervor-treten lässt. Alle diese makroskopischen Beobachtungen machen es wahrscheinlich, dass der Turmalin tektonisch reaktiviert wurde, so dass wir neben Relikten, die dem pegmatitischen Stadium entsprechen, auch noch feinkörnige Neubildungen finden, die auf Gleithorizonten und Bruchlinien lokalisiert sind.



Fig. 25. Tektonische Breccie im Augengneis. Kehrenrück.
Die Trennungsfugen sind mit Turmalin ausgekleidet

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt, dass der Turmalin in diesen Gesteinen in zwei Generationen erscheint, die sich durch ihren Pleochroismus unterscheiden. Bei den grösseren Relikten zeigt sich ein blassgelb bis braun oder lavendelblau pleochroitischer Kern, während der Rand stärkere Absorptionsfarben — hellgrau bis schwarz — aufweist. Den gleichen Pleochroismus aber besitzen die schwarmweise auftretenden kleinen und idiomorphen Turmalinkristalle, die sich überall dort einstellen, wo das Gestein eine besonders intensive Auswalzung erkennen lässt. Sowohl die Relikte wie diese Neubildungen sind in s eingeregelt. Es handelt sich hier um einen Fall, wo die Deformation für denselben Gemengteil postkristallin und zugleich parakristallin war. An derartigen Komponenten kann das Verhältnis von rupturer Deformation und Kristalloblastese besonders leicht abgelesen werden.

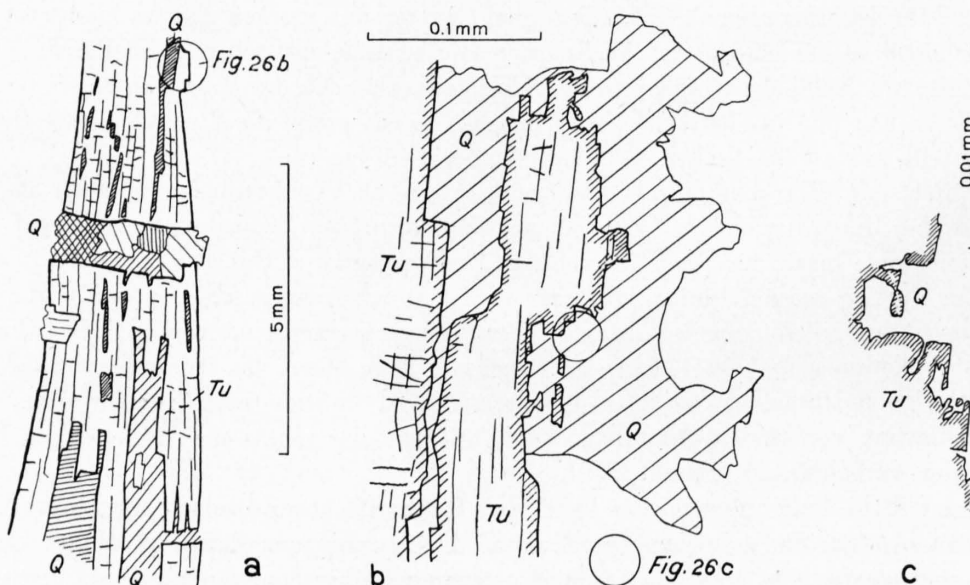


Fig. 26

- a Zerissener Turmalin (Tu), durch Quarz (Q) verheilt und korrodiert. Seewjinenberg.
- b Vergrössertes Detail von a. Die schraffierte Fläche entspricht einem Quarz-Einkristall.
- c Stark vergrössertes Detail von b. Korrosionsrand.

Zeichnung nach Dünnschliff

Man kann nun häufig beobachten, wie nicht nur Quer- und Längsrisse des Turmalins von Quarz ausgefüllt werden (gelegentlich auch von Albit), sondern wie auch losgetrennte Teile desselben Kristalles in einem einzigen Quarzindividuum eingebettet sind. Manchmal dringt ein einzelnes Quarzkorn von einem Querriss aus in eine oder mehrere Längsfugen hinein und folgt diesen auf ihrer ganzen Länge (Fig. 26 a). Aber Quarz füllt nicht nur die mechanisch aufreissenden Fugen aus; er wirkt auch korrodierend, wie die Fig. 26 b, c zeigen. Beide Vorgänge gehen nebeneinander her.

Sowohl Quarz- wie Albitsubstanz müssen danach während der Deformationsphase chemisch aktiv gewesen sein, was ja noch durch andere Beobachtungen bestätigt wird.

Quarzbänder

In den Bändergneisen am Seewjinenberg, Stellihorn etc. beobachtet man häufig konkordante Quarzlagen von einer Dicke von 1 mm bis 10 cm. Das einzige Mineral ist Quarz. Die Körner sind parallel s abgeplattet.

Schon makroskopisch sind parallele Querrisse erkennbar. Neben diesen lassen sich unter dem Mikroskop ganze Scharen subparalleler Kapillarrisie feststellen, die sich zum Teil verzweigen, an den Korngrenzen aussetzen oder auch diesen folgen, bisweilen mitten in einem Quarzkorn abreissen. Z. T. sind die Quarzkörner an diesen Rissen zerrieben, z. T. aber ohne Verlegung glatt durchschnitten. Am Kontakt mit den Bändergneisen setzen die Risse aus.

Interessant sind die Verhältnisse an der Kontaktfläche. Hier erscheint der Bändergneis in blatt-dünne Lagen aufgespalten, die nun isoliert im Quarz schwimmen. Diese Lagen setzen sich aus Muskowit, Biotit, Zoisit und Epidot, Granat und Chlorit zusammen. Folgt man ihrem Verlauf, so erkennt man leicht, wie ganze Partien von einem einzelnen Quarzkorn eingeschlossen werden, und zwar ohne Verlegung der Muskowitblättchen (siehe Fig. 27). An den einzelnen Einschlüssen, vor allem am Muskowit, lassen sich leicht Korrosionserscheinungen nachweisen. Streckenweise setzen die reliktschen Streifengneislagen ganz aus; ihr früherer Verlauf ist aber durch die Grenze zwischen zwei Quarzkornlagen erkennbar. An diesen Stellen sind die Muskowitlagen durch den Quarz vollständig verdrängt worden.

Es bestätigt sich also auch hier, dass die Neubildung von Quarz in Fugen und Rissen mit einer Auflösung der übrigen Gemengteile verbunden ist.

Aus diesen Beobachtungen folgt übrigens ohne weiteres, dass diese Quarzlagen nicht etwa sedimentogen sind, sondern dass sie injiziert wurden oder — was ich hier für weniger wahrscheinlich halte — durch Sammelkristallisation aus dem umgebenden Gestein entstanden sind. Ihre Verbindung mit aplitischen und pegmatitischen Injektionen spricht eher für die erste Annahme.

Die Muskowitschiefer

Auf S. 21 wurde ein aus Granitpegmatit hervorgegangener Muskowitschiefer beschrieben. Dieses Vorkommen steht nicht allein da, denn abgesehen von den dort schon erwähnten Schieferzonen am Jägerrücken (Monte Rosa-Ostwand) finden sich derartige Gesteine häufig am Portjengrat und in der Furgg-Zone. Das Ausgangsmaterial aber bilden hier keineswegs nur Pegmatite, sondern überhaupt granitoide Gneise.

Für diese Metamorphose liefert nun gerade die Stelli-Zone ausgezeichnete Beispiele. Hier treten nämlich, vermischt mit den oben beschriebenen Tektoniten, an



Fig. 27. In Quarzband eingebettete und z. T. resorbierte Schieferlage. Seewjinenberg

Punktiert: Quarzkorngrenzen
Ep = Epidot Mu = Muskowit
Zeichnung nach Dünnschliff

verschiedenen Stellen auch Muskowitschiefer auf, so am Seewjinenberg und südlich davon in den Felswänden des Grenzgrates zwischen Cima di Roffel (Steinkalkhorn) und Corno Rosso (Rothorn). Der genetische Zusammenhang dieser Muskowitschiefer mit Granittektoniten ist da überaus klar nachweisbar.

Der wichtigste Typus ist hier ein feinflaseriger, homogener Muskowit-Biotit-Granitgneis. Er bildet einzelne lagergangartige Massen, die durch Glimmerschiefer voneinander getrennt sind. Wie die Zeichnung Fig. 28 a zeigt, sind diese Sills mechanisch in linsenförmige, langgestreckte Körper zerlegt, die meist schon eine deutliche Umprägung in Blastomylonite erkennen lassen, ohne dass aber dabei die ursprünglich granitische oder porphyrische Struktur ganz verwischt worden wäre. Wie bei dem S. 35 erwähnten Gang (Taf. IX, Fig. 27) sind diese Linsen von kräftig geschieferten Partien umgeben (Taf. IX, Fig. 26 und 28). Diese zerfallen in langgestreckte Platten von verschiedener Dicke, aus kräftig ausgewalztem Granit bestehend, die voneinander durch Muskowitschieferlagen getrennt sind (Fig. 28 b). Es entsteht so im grossen ein Bild, das äusserlich manche Analogie zu Augengneistektoniten mit ihrem Zeilenbau aufweist. Hier wie dort sind die Linsen (Augen) Relikte, umgeben von stark umgeprägtem Material.

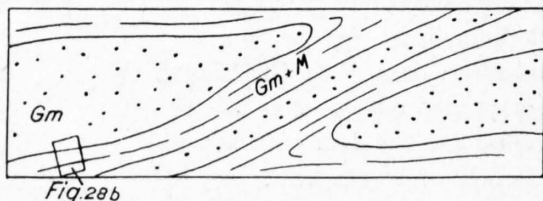


Fig. 28 a. Zerscherte Granitbank (schematisch)
Südwand Corno Rosso

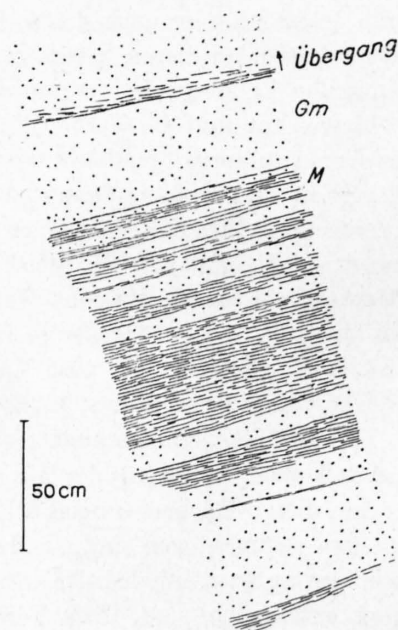


Fig. 28 b. Detail von Fig. 28 a. Wechsel
von Granitmylonitlamellen (Gm) und
Quarzmuskowitschiefer (M)

Dass die Muskowitschiefer aus dem Granit entstanden sind, zeigen zunächst die allmählichen Übergänge, die manchmal zu beobachten sind (meist ist die Grenze jedoch vollkommen scharf) und vor allem die Ablösung der Granitmylonitstreifen durch Muskowitschiefer im Streichen. Überdies sind die Muskowitschiefer stets an solche Zonen stärkster Durchbewegung im granitischen Gestein gebunden.

Diese silberglänzenden, grobblättrigen Schiefer zeigen als Hauptgemengteile Muskowit und Quarz. Hellroter Granat findet sich da und dort in millimeter- bis zentimetergrossen Porphyroblasten. Einzelne Muskowitlagen führen auch Albitporphyroblasten, z. T. in grösseren Individuen sporadisch verteilt, z. T. aber auch in einer solchen Häufung, dass eigentliche Albitgneise entstehen.

Der Muskowit bildet gewellte oder bogenförmig verlaufende Züge mit präkristalliner Anlage. Nachkristalline Stauchung und Translation ist zwar nicht selten, aber stets geringfügig. Die Muskowitzeilen werden von farblosem Klinochlor (Leuchtenbergit) begleitet, der die Glimmerzüge da und dort quer abschneidet. Einlagerung von grobkristallinem, glasklarem Quarz bewirkt die Flaserung des Ge-

steins. Auch an dieser Komponente zeigt sich nachkristalline Deformation an dem gelegentlichen Auftreten undulös auslöschender, feinkörniger Streifen, die dem Rande folgen. Abgesehen vom Klinochlorgehalt stimmen diese Muskowitschiefer mit dem analysierten Typus vom Grenzgletscher überein (siehe S. 21). Das unmittelbare Ergebnis der kinetometamorphen Umprägung dieser Muskowit-Biotit-Granite ist also ein Klinochlor- (und Granat-)führender Quarz-Muskowitschiefer.

Die auf gewisse Lagen beschränkte Albitneubildung erfolgte nach der Anlage der Muskowit-Klinochlorzeilen, auf die übrigens diese Porphyroblasten beschränkt sind. Sie entwickeln sich amöbenartig unter teilweiser Aufzehrung der Muskowit- und Klinochlorsubstanz, scheinbar ohne irgendwelche Wachstumsbehinderung durch das schon bestehende Gefüge. Die Albitoblastese ist übrigens nicht an die Muskowitschiefer gebunden, denn wir finden sie (als wohl gleichzeitige Bildung) in Schieferserien, die genetisch ganz anders gedeutet werden müssen.

Gewisse Beobachtungen deuten darauf hin, dass bei der Metamorphose von Granit zu Muskowitschiefer noch andere Neubildungen auftreten können. Man findet nämlich gleichartig ausgebildete Muskowitschiefer, die aber neben den oben erwähnten Komponenten noch Disthen und (oder) Chloritoid enthalten. So führt ein Gestein von Galmen ob Distelalp, also im Hangenden der Augengneise von Macugnaga, neben Muskowit und Quarz noch Nester von Sericit, in denen xenomorpher (nur mikroskopisch wahrnehmbarer) Disthen schwimmt. Da aber die Verbandsverhältnisse all dieser Typen nirgends so klar sind wie am Grenzgrat westlich vom Corno Rosso (Rothorn), so sei hier nur auf die Möglichkeit solcher Zusammenhänge hingewiesen. Die Disthen- oder Chloritoid-führenden Schiefer sind auf S. 68 beschrieben.

Bemerkungen zur Entstehung der Muskowitschiefer

Für die Entstehung dieser Muskowitschiefer ist nach meinen Beobachtungen das Zusammenreffen von mindestens zwei Bedingungen notwendig; saures kalifeldspatreiches Ausgangsmaterial und stärkste Durchbewegung.

Den ersten Punkt betreffend zeigt sich, dass nicht nur Pegmatite, sondern auch Aplite ein geeignetes Ausgangsmaterial ergeben. In der Portjengrat-Zone sind es vor allem kalifeldspatreiche Augengneise, am Corno Rosso ähnlich zusammengesetzte Granitgneise, aus denen die Muskowitschiefer sich entwickeln. Die hier wie dort festgestellte Bildung von Albitporphyroblasten ist dabei jünger als die Anlage der Muskowit-Faltenbogen und jedenfalls von der Muskowitschieferbildung unabhängig oder doch nur mittelbar abhängig.

Im übrigen erscheint es zweifelhaft, ob die oben erwähnten Bedingungen für die Muskowitschieferbildung auch ausreichend sind. Jedenfalls darf diese nicht einfach mit einer Deformationsverglümmung verwechselt werden. Die Weiterentwicklung der Vorgänge, die bei der Mylonitisierung der Granite zu beobachten sind, müsste zu einem Muskowit-Albitgneis führen, wobei sowohl Muskowit wie Albit als authigen aufzufassen sind. Abgesehen von der nachträglichen (!) Albitisierung sind aber die Muskowitschiefer ganz frei von Feldspatsubstanz. Bei der Muskowitschieferbildung müssen wir also mit einer beträchtlichen Stoffwanderung rechnen, vor allem mit einer fast vollständigen Entfernung von Na, während Ca z. T. vielleicht im neugebildeten Granat fixiert wird. Die zur Muskowitbildung notwendige Tonerde wird z. T. aus dem Kalifeldspat, z. T. aus dem Anorthitmolekül stammen. Dass wir aber auch mit der Möglichkeit einer Entfernung von K rechnen müssen, zeigt die Bildung von Muskowitschiefern aus Granitpegmatiten, wo kein Anorthitmolekül den Tonerdebedarf decken könnte.

Es erscheint mir ausgeschlossen, dass dieser Stoffumsatz auf dem Wege der Diffusion erfolgt. Gegen diese Annahme spricht entschieden die scharfe Grenze zwischen Muskowitschiefer und Granitmylonitlamellen, an denen keinerlei Andeutungen einer Stoffzufuhr zu erkennen sind. Dagegen spricht auch die Begünstigung des Kristallwachstums in den Muskowitschieferzügen, die stets durch ihr grosses Korn auffallen. Neben der katalytisch wirkenden Durchbewegung könnte hier noch vermehrter Lösungsumsatz mitgespielt haben, der sehr wohl mit lokaler Temperaturerhöhung verbunden sein konnte.

Kräftige und wiederholte tektonische Aktivierung gewisser Zonen ermöglichte das Durchströmen von Lösungen und damit erheblichen Stoffumsatz, wie wir ihn für die Muskowitschieferbildung an-

nehmen müssen. Die Umwandlung hätte damit vieles mit der rein hydrothermalen Zersetzung von Pegmatiten gemeinsam (siehe auch S. 92).

Diese Schlussfolgerungen decken sich wenigstens teilweise mit den Ansichten, zu denen H. P. CORNELIUS bei der Diskussion der «Weißschiefer»bildung im Tauerngebiet gelangt. Diese «Weißschiefer» entsprechen vollkommen unseren Muskowitschiefern.

Zusammenfassende Bemerkungen über die granitischen Gesteine

Die granitoiden Gesteine der Monte Rosa-Teildecke erscheinen entweder in Form stockförmiger, diskordanter Körper oder als Lagergänge von granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Dabei gehen die stockartigen Anschwellungen in sillartige, konkordante Massen über. Durchgreifende Intrusionsformen sind meist auf granitische bis aplitische und pegmatitische Gesteine beschränkt.

Obwohl in gewissen Zonen eine erhebliche nachgranitische Deformation stattfand, sind die ursprünglichen Strukturen keineswegs bis zur Unkenntlichkeit verwischt worden.

Die Art der diskordanten Kontakte, die Auflösung des Nebengesteins in Schollen, die Bildung von Gängen zeigen deutlich, dass wir es wenigstens streckenweise mit magmatischen Vorgängen zu tun haben. In diesem Sinne sprechen die an die Randpartien der grossen Intrusivmassen gebundenen Differentiationserscheinungen. Bemerkenswerterweise verlaufen diese aber ganz einseitig entsprechend der Folge: Granodiorit-Granit-Aplit und Pegmatit, wobei allerdings auch Rekurrenzen auftreten können. Lamprophyre oder andere basische Äquivalente fehlen vollkommen. Dieses Fehlen und die dominierend lagergangartige Intrusionsform sowie manche strukturelle Beobachtungen sprechen für die Möglichkeit spätorogener bis nachorogener Intrusionen. Die Intrusion erfolgte in einen alten, im wesentlichen schon gefalteten und hochmetamorphen Schieferkomplex.

Struktur und Zusammensetzung sind nur bei den wenig mächtigen Intrusionen homogen, bei den grösseren ist ein schlieriger Wechsel textuell und mineralogisch verschiedener Gesteinstypen festzustellen. Diese faziellen Differenzen sind nur teilweise durch den primären Wechsel richtungslos-körniger und einschliessreicher schieferiger Partien bestimmt; teilweise sind sie dem Gestein nachintrusiv im Zusammenhang mit der Deformation und Albitisierung aufgezwungen worden. Es entstehen Epi-Mylonite und Muskowitschiefer, Albitgneise und Albitschiefer, die eine primär schon vorhandene grosse Mannigfaltigkeit an Gesteinstypen noch vermehren. Die Reihenfolge der wichtigsten mineralgenetischen Vorgänge ist dabei die folgende:

Granitbildung und Intrusion
Deformation
Albitisation

Dabei ist festzustellen, dass die nachgranitische Durcharbeitung sich auf gewisse Zonen konzentriert. Es zeigt sich auch, dass Deformation und Albitisierung der «Orthogneise» Hand in Hand gehen. Das ist sicher kein Zufall, obwohl das Verhältnis der beiden Vorgänge nicht dasjenige von Ursache und Wirkung sein kann, denn es gibt stark tektonisierte Elemente, die keine Spur von Albitisation zeigen, während andererseits die Albitporphyroblasten sich nie in undeformierten Graniten finden lassen.

Erst nachdem die Bedeutung und die regionale Verteilung der verschiedenen gesteinsbildenden Vorgänge unseres Gebietes erkannt worden ist, kann man sich die Frage stellen, ob in der gegenwärtigen Verteilung der granitischen Massen noch primäre Züge zu erkennen sind.

Es zeigt sich nämlich, dass aplitische und pegmatitische Gesteine (in Form konkordanter Lagen) im Norden der Augengneise von Macugnaga, also zwischen dem Ofental und der Furgg-Zone, besonders häufig auftreten. Dasselbe zeigt sich aber auch in der Ostflanke des Seewjinenberges, wo die sauren Intrusionen mit der Entfernung vom liegenden Augengneis von Macugnaga häufiger werden. Es scheint somit, dass der Nordrand dieser Masse von einer stark differenzierten sauren Randfazies gebildet wird. Damit stimmt ja auch die Feststellung überein, dass gegen Norden zu innerhalb der Augengneise selbst immer häufiger granitische bis aplitische Gesteine auftreten.

Die Granitgneise und Aplite der Stelli-Zone entsprechen somit wahrscheinlich randlichen, stark differenzierten Digitationen der Augengneismasse von Macugnaga.

Uns interessiert natürlich besonders die Frage, ob auch der Granitgneis des Monte Rosa als Ausläufer der Augengneise von Macugnaga aufzufassen ist. Die Verbindung müsste man am Seewjinenberg suchen; infolge der Tektonisierung dieser Zone lässt sich aber nicht entscheiden, ob hier normale Verbandsverhältnisse vorliegen oder tektonische Verschuppung. Die Annahme eines primären Zusammenhanges kann infolgedessen weder mit Bestimmtheit bejaht noch verneint werden. Dass aber alle granitischen Gesteine der Monte Rosa-Teildecke genetisch zusammenhängen, ist trotz der Altersunterschiede kaum zu bezweifeln und wird durch den folgenden Vergleich des Chemismus bestätigt.

In der folgenden Tabelle sind die NIGGLI-Werte und die aus den Analysen errechneten Biotit-Muskowit-Normen zusammengestellt.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	Or	Ab	An	Bi	Ms	Akz	Normativer Plagioklas
G 83	346	42	18	10	30	0,45	0,37	28,8	17,3	31,3	9,3	8,7	4,0	0,5	23% An
									57,9			12,7			
Mac 6	388	45	12	7	36	0,50	0,43	28,9	23,5	31,0	4,5	5,4	5,8	0,9	13% »
									59,0			11,2			
BW 1	393	47	10	6,5	36,5	0,48	0,37	28,8	23,5	32,6	4,5	4,4	5,6	0,6	12% »
									60,6			10,0			
PB 324	406	50	8	6	36	0,26	0,42	29,2	23,5	32,6	4,5	3,4	10,2	0,4	10% An
									56,9			13,6			
BW 13	455	47	3	4	46	0,31	0,66	27,0	21,2	48,9	1,2	0,9	—	0,7	1% An
									71,3						

Das Diagramm (Fig. 29) veranschaulicht die chemische Variationsbreite der granitischen Gesteine; mit Ausnahme der Pegmatite sind alle Haupttypen vertreten.

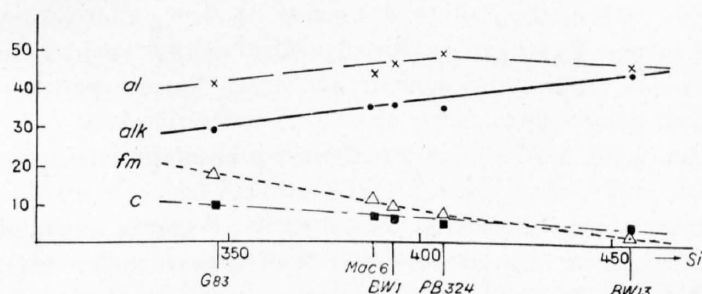


Fig. 29 a. Variationsdiagramm der granitischen Gesteine des Monte Rosa.

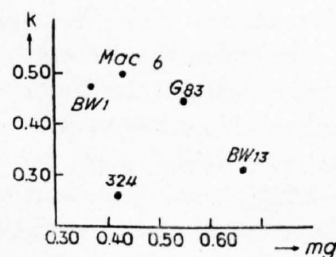


Fig. 29 b. k-mg-Diagramm

Tabelle und Diagramm lassen eine genetisch zusammenhängende Serie erkennen, deren charakteristische Werte gesetzmässig vom Augengneis von Macugnaga (G 83) zum Aplit der Unteren Plattje (BW 13) variieren. Die geologischen Beobachtungen deuten auf eine zeitliche Folge in der gleichen Richtung hin. Wie schon erwähnt, fehlen alle Anzeichen eines basischen Gegenpols in Gestalt von Lamprophyren, basischen Schlieren etc. Man darf daher das Diagramm nicht ohne weiteres als Bild einer magmatischen Differenziation deuten, obwohl magmatische Vorgänge (wie mehrfach betont wurde) sicher auch eine Rolle spielen.

Beachtenswert ist die Übereinstimmung der beiden Analysen BW 1 und Mac 6. BW 1 entspricht dem Granit der Unteren Plattje, während Mac 6 die Analyse eines der Granitgänge darstellt, die in der

Ostwand häufig auftreten und die ich als jünger betrachte, weil ähnliche Gesteinstypen den Monte Rosa-Granitgneis an mehreren Orten durchbrechen, so z. B. an der Unteren Plattje und am Seewjinenberg. In genetischer Beziehung halte ich die beiden Granite nicht für gleichwertig. Mac 6 ist ein mittelkörniges, homogenes Ganggestein mit scharfen, diskordanten Kontakten, während BW 1 eine homogenisierte Partie aus einem schlierigen, an Schieferereinschlüssen reichen Gneiskomplex darstellt, der durch alle Übergänge mit diesen Schiefen verbunden ist.

Wie ersichtlich, passen die beiden metamorphen Typen PB 324 und BW 13 ausgezeichnet in das Hauptdiagramm hinein. Abgesehen vom Aplit (BW 13) ist der Gesamtfeldspatgehalt konstant, ebenso die Summe von Biotit und Muskowit. Beim Albitgneis des Corno Rosso (Rothorn 3230,3) (PB 324) ist allerdings der Glimmergehalt ein wenig höher, und vor allem tritt dabei Biotit zugunsten von Muskowit etwas zurück, was sich in einer Zunahme von *al* ausdrückt, die durch ein schwaches Sinken des *alk*-Wertes kompensiert wird. Beides hängt mit der Metamorphose des Typus Corno Rosso zusammen und kann mit einer reellen Abwanderung von Alkalien (aus Alkalifeldspat) und einer relativen Anreicherung von Tonerde (im Muskowit) zusammenhängen. Es würde damit eine Tendenz angedeutet, die ihre extreme Verwirklichung in den Quarzmuskowitschiefern der gleichen Zone gefunden hätte.

Das Gestein vom Corno Rosso ist nun ein typischer Vertreter der granitischen Metamorphite. Es fällt durch seinen niedrigen *k*-Wert bei konstantem oder wenig verändertem *alk* und damit durch das Verhältnis der Alkalifeldspäte aus der Reihe heraus (siehe *k*-*mg*-Diagramm). An sich könnte man das durch das Auftreten einer Natronvormacht mit steigendem *si* deuten. Das sekundäre Auftreten von Albit wäre dann eine Folge der Umprägung dieser Gesteine, der dabei freigesetzte Albit müsste latent im Alkalifeldspat schon vorhanden gewesen sein und die ganze Albitisierung wäre im Prinzip nur eine Entmischung des ursprünglichen Alkalifeldspates. Diese Deutung aber steht im Widerspruch mit der allgemeinen Tendenz, die auf eine Entwicklung kalireicher saurer Gesteine hinweist. Wie ferner schon mehrfach erwähnt, sind Deformation und Albitoblastese zeitlich deutlich voneinander getrennt. Will man aber die Albitneubildung auf interne Umsetzungen zurückführen, dann hat man vor allem zu erklären, weshalb diese natronreichen Gesteine immer ausgerechnet auf Dislokationszonen auftreten, nie aber ausserhalb derselben zu finden sind.

Alle uns zur Verfügung stehenden Daten deuten darauf hin, dass der Albitgneis des Corno Rosso ursprünglich eine analoge Zusammensetzung hatte, wie der Granit der Unteren Plattje. Bei gleichem *k*-Wert müsste der Gneis ursprünglich etwa 23 Mol. % Or und 29 Mol. % Ab enthalten haben. Vom Kalifeldspat finden sich jetzt nur noch porphyroklastische Relikte, das meiste ist durch Albit verdrängt worden. Da nun dieser Vorgang nicht auf interne Umsetzungen zurückgeführt werden kann, so muss eine Alkalimetasomatose zugrunde liegen, wobei Kalium abgewandert und durch Natron ersetzt wird. (Über die Herkunft der Na-haltigen Lösungen siehe S. 92.)

Ähnliches gilt vermutlich auch für den Aplit BW 13, der streckenweise ebenfalls intensive Deformation aufweist.

Gänzlich aus dem Rahmen des Variationsdiagrammes fällt der aus einem Pegmatit entstandene Muskowitschiefer des Grenzgletschers (MR 106) heraus. Die NIGGLI-Werte seien hier nochmals angeführt.

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
395	48	29	5	18	0,80	0,78

Gegenüber den für einen Granitpegmatit zu erwartenden Zahlen zeigt sich eine kräftige Zunahme von *fm* (vor allem von *Mg*!) und eine Abnahme von *alk* (bei relativer Anreicherung von *K*). Wie all die verschiedenen Muskowitschiefer, die nachweisbar aus kalifeldspatreichen, granitoiden Gesteinen hervorgegangen sind, hat auch dieser die Zusammensetzung eines Tonschiefers (siehe S. 56).

Ein Vergleich mit anderen schweizerischen Gebieten zeigt, dass die Granitserien des Monte Rosa eine analoge Charakteristik aufweisen, wie solche aus den Zentralmassiven, vor allem aus dem Aare- und dem Mont Blanc-Massiv. Am Monte Rosa aber sind nur einseitig die sauren, aplitgranitischen Bildungen vertreten.

Aus der penninischen Region zeigen vor allem die Gesteine der Adula sehr viel Ähnlichkeit mit jenen des Monte Rosa.

Zur Entstehung der Granite

Im Zusammenhang mit der Beschreibung habe ich an verschiedenen Stellen versucht, die aus den Beobachtungen sich ergebenden Folgerungen über die Genesis der Granite anzudeuten. Eine Diskussion der verschiedenen Vorgänge, die zur Bildung der Granitkörper führten, war nicht beabsichtigt, teils weil ich das Augenmerk mehr auf andere Fragen richtete und überdies die vorliegende Arbeit nicht zu sehr mit Beobachtungen belasten wollte, die einen besondern Problemkreis berühren. Manche Zusammenhänge sind zudem in unserm Gebiet durch die Faltung verwischt worden.

Ich möchte immerhin betonen, dass die Raumgewinnung der Granite auf verschiedene Weise erfolgt sein muss. Rein durch Kristallisation aus Schmelzen sind meines Erachtens viele Aplit- und Pegmatitgänge und die jüngern (?) ebenfalls gangartigen mittelkörnig-homogenen Granitkörper entstanden. Im Gegensatz zu ihnen sind manche (und zwar besonders die grösseren Massen, aber auch Gänge) inhomogen-schlierig, streckenweise mit Schollen überladen und durch alle Übergänge mit dem Nebengestein verbunden. Diese Körper scheinen mir weitgehend in situ durch molekulare Umsetzung eines alten Schieferkomplexes mit eindringenden (alkalireichen) Lösungen entstanden zu sein. Diese Gesteinskörper sind im wesentlichen während ihrer ganzen Bildung fest gewesen. Entstehung durch Umkristallisation ohne Stoffzufuhr kommt hier nicht in Frage. Die obige Deutung macht es auch verständlich, weshalb diese Granitkörper nur lokal eine Häufung von Apliten und Pegmatiten zeigen und überhaupt streckenweise auch eine am Verhalten der Schollen erkennbare sehr hohe Mobilität, die der einer Schmelze entsprach, erreicht haben müssen. Es waren dies diejenigen Punkte, wo die Lösungen eine besonders hohe Konzentration erreicht haben, wo es zur Sammlung leichtflüchtiger Bestandteile und infolge davon zu Intrusionen und Durchbrüchen kam.

Die prägranitischen Schiefer

Im folgenden Abschnitt wird der Schieferkomplex beschrieben, in welchem sich die Granite Platz verschafft haben, sofern diese Schiefer nachgranitisch nicht mehr deformiert und umgeprägt worden sind.

Die Alumosilikatgneise

Die prägranitischen Komplexe sind hauptsächlich aus Alumosilikatgneisen aufgebaut, die als Hauptbestandteile entweder Biotit oder Muskowit, häufig auch beide zusammen, führen. In den meisten Fällen ist schon makroskopisch Granat festzustellen. Die biotitreichen Typen führen meist auch Feldspat, oft versteckt, häufiger aber zusammen mit Quarz in gewellten Linsen und Lagen, die diesen Gesteinen ein unruhig geflammttes Aussehen geben. Verhältnismässig selten sind damit Biotit-Andesingneise verbunden. Für manche Biotitgneis-Zonen ist eine Durchtränkung und Durchaderung mit Pegmatitlagen charakteristisch. Die meist feinkörnigen, granatführenden Muskowitschiefer sind feldspatfrei, führen aber z. T. reichlich Quarz. Am Nordgrat des Pizzo Bianco sind Disthen-führende Muskowitschiefer anstehend.

Eine scharfe Grenze zwischen diesen verschiedenen Typen besteht nicht und kann auch im Gelände nicht gezogen werden. Immerhin dominieren am Grenzkamm vom Nordend über die Dufourspitze zum Liskamm muskowitreiche Gesteine; sie variieren aber in Korngrösse und Zusammensetzung und gehen an der Dufourspitze in die Alkalifeldspat-Biotit-Gneise des Südwestgrates über. In Wechselagerung mit z. T. pegmatitführenden Granat-Sillimanit-Biotit-Schiefern stehen Granat-Muskowitschiefer am Crestone Marinelli und im unteren Teil des Jägerrückens, und ähnliche Verbandsverhältnisse finden sich auch am Nordgrat des Pizzo Bianco. Die gleiche Gesteinsart wie am Crestone Marinelli trifft man am Wege von Gressoney zur Capanna Sella zwischen 3300 und 3500 m Höhe, ferner am Granitkontakt beim Staudamm von Compliccioli (Val Antrona) und nördlich davon am Pozzuoligrat.

Auf Schweizer Gebiet ist ein einziges Vorkommen zu erwähnen, das mit dem Migmatit des Rottales verknüpft ist (siehe S. 29).

Petrographische Beschreibung

Die Granat-führenden Sillimanit-Biotitgneise

(Typus Crestone Marinelli)

Hauptbestandteile sind Granat, Sillimanit und Biotit. Quarz und Alkalifeldspat bilden die häufigen hellen Linsen und Lagen, die für den grössten Teil dieser Biotitgneise ganz besonders charakteristisch sind. Ein weiteres Kennzeichen sind schon makroskopisch wahrnehmbare, dichte, grünliche Flecken und Schlieren, die ohne scharfe Begrenzung das Gestein durchziehen.

Biotit macht 25–40 Vol. % dieser Gesteine aus. Er zeigt auffallend kräftigen Pleochroismus: n_a blassgelb, n_y tiefrotbraun. Postkristalline Stauchung, Fältelung und Zerschering ist häufig. Dabei löst sich der Biotit scheinbar in ein Gewirr büschelförmig verlaufender feiner Sillimanitfasern auf (Fig. 30). Charakteristisch für diese Gesteine ist die Durchsetzung von Biotit mit Sagenit. Auffallend ist auch die grosse Zahl von Zirkoneinschlüssen.

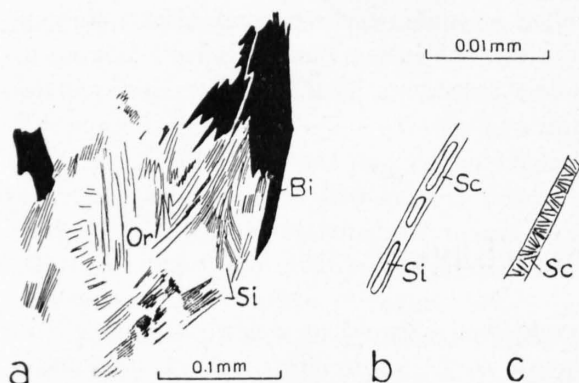


Fig. 30.

Sillimanit-Biotitgneis. Basis des Crestone Marinelli

Zeichnung nach Dünnschliff

- a Kalifeldspat (Or) von Sillimanitbüscheln (Si) durchsetzt.
Bi = Biotit.
- b Sillimanit (Si), z. T. in Sericit (Sc) umgewandelt.
- c Sericitpseudomorphose nach Sillimanit.

An Granitkontakten bildet sich eine zweite, jüngere Biotitgeneration, kenntlich am Fehlen nachkristalliner Deformation. Die Blättchen sind kleiner, deutlich begrenzt und bilden Nester, unbekümmert um die ursprüngliche Schieferung. In den optischen Eigenschaften sind sie von der älteren Generation nicht zu unterscheiden.

In den meisten Dünnschliffen findet sich auch Muskowit in paralleler Verwachsung mit Biotit, doch selten in einer 10 Vol. % übersteigenden Menge. Nachkristalline Deformation ist auch hier zu beobachten. Über die Entstehung des Muskowits siehe weiter unten.

Der bräunlich gefärbte Granat ist meist skelettartig entwickelt und führt Einschlüsse von tafeligem Erz und Biotit, deren Anordnung auf parakristalline Durchbewegung schliessen lässt. Die Stellung der Biotitzellen, die den Granat umfliessen, ist z. T. noch das einzige im Mikroskop feststellbare Kennzeichen einer alten Schieferung.

Sillimanitschlieren. Einen eigentümlichen und charakteristischen Bestandteil der Granat-Biotitzüge stellen die schon erwähnten makroskopisch dichten, grünlichen Flecken dar, die bis $\frac{1}{3}$ des Gesteinsvolumens ausmachen können. Unter dem Mikroskop erscheinen sie als kryptokristalline, hell bis dunkelbraun gefärbte Massen, z. T. schlierig und mit diffuser Begrenzung, z. T. aber auch als klar abgegrenzte buchtig umrissene Flecken (Fig. 31 a, b und Taf. II, Fig. 2 und 3). Die Farbe scheint nur vom Grade der Rekristallisation abhängig zu sein. Die Kernpartien sind stets dicht, strukturlos und zeigen Aggregatpolarisation. Bei mikrokristallinen Aggregaten erkennt man büschelförmige bis sphärolithische Anordnung einer faserförmigen Komponente von hoher Doppelbrechung, die in einzelnen Dünnschliffen in Sericit übergeht. Vermutlich handelt es sich hier um Pseudomorphosen nach Sillimanit. Jedenfalls entwickeln sich aus diesen krypto- bis mikrokristallinen Partien randlich Büschel feiner Nadeln, deren optische Eigenschaften mit Sillimanit übereinstimmen. Die Gesteine erinnern in jeder Beziehung an Granat-Sillimanitschiefer oder -gneise des Böhmerwaldes, des Schwarzwaldes u. a. Bezeichnend ist auch der hohe Tonerdeüberschuss, den alle diese Gesteinstypen aufweisen und dessen Äquivalent in diesen Aggregaten stecken muss. Tatsächlich lösen sich manche dieser Flecken bei stärkster Vergrösserung in ein Gewirr feiner Nadeln auf, und es ist möglich, dass auch die kryptokristallinen Partien aus einem

Gewebe submikroskopisch feiner Sillimanitnadeln bestehen. Mit Sicherheit lässt sich das nicht behaupten, weil der Sillimanit überall und zum grössten Teil in Sericit umgewandelt ist und nur der Kern grösserer Nadeln teilweise erhalten blieb. Die Sericitblättchen bilden dabei divergentstrahlige Aggregate, die vom Rande her (also quer zur Längsachse) die Sillimanitsubstanz auflösen (siehe Fig. 30 a, b).

Ob nun Sillimanit ursprünglich die einzige Komponente dieser Aggregate war, lässt sich nicht sicher nachweisen, wahrscheinlich ist es aber nicht, da sich daraus oft nicht nur Sericit, sondern auch Granat entwickelt. Die Granatkörner bilden dabei häufig Krusten (die nach innen dendritische Formen entwickeln), manchmal aber auch rundliche, stark pigmentierte Flecken. Die oben erwähnten, als Gesteinsgemengteil auftretenden Granate haben damit nichts zu tun. Diese sind erheblich grösser, klar begrenzt und in keiner Weise von den Biotit-Sillimanitzügen abhängig.

Ganz besonders auffallend ist der Kontrast zwischen diesen kryptokristallinen, meist scharf umrissenen Aggregaten und dem kristalloblastisch vollentwickelten Grundgewebe, in dem sie eingebettet sind. Diese Erscheinungsform ist bezeichnend für gewisse Pseudomorphosen. Sehr wahrscheinlich führten diese Sillimanit-Biotitgneise früher reichlich Cordierit, der dann vollständig umgewandelt worden ist. Leider konnte trotz allen Suchens nirgends mehr Cordierit gefunden werden. Der Habitus dieser Pseudomorphosen stimmt aber so vollkommen mit dem anderer Cordieritpseudomorphosen (z. B. mit dem neuerdings von W. WIMMENAUER (1950) vom Schauinsland bei Freiburg i. B. beschriebenen) überein, dass ich persönlich an der obigen Diagnose nicht mehr zweifle.

In genetischer Hinsicht ist besonders bemerkenswert, dass diese Pseudomorphosen immer mit Biotit vergesellschaftet sind. Dabei kann man an weniger deformierten Partien feststellen, dass es sich um korrodierte Verdrängungsreste von Biotit handelt, die ursprünglich von Cordierit eingeschlossen waren. In ihrer Begleitung findet man immer auch parallel orientierte, schmale Erzlamellen, die ausschliesslich an diese Pseudomorphosen gebunden sind.

Diese Beobachtungen zeigen, dass ein älteres Gefüge mit Biotit als Hauptgemengteil teilweise durch Kristalloblasten von Cordierit unter Ausscheidung von Erz aufgezehrt worden ist. Diese Reaktion erfolgte wahrscheinlich synkinematisch, da die Kristalloblasten eine deutliche Streckung aufweisen und die Erzlamellen parallel orientiert sind. In einer späteren Phase der Durchbewegung wurde der Cordierit zersetzt, und es entstanden die oben beschriebenen Aggregate von Sillimanit und durch Zerfall desselben schliesslich Sericit. Der dendritisch in diesen Pseudomorphosen auftretende Granat ist vermutlich aus Biotit entstanden.

Die oben beschriebenen Gemengteile Biotit, Granat mitsamt den Sillimanit-(Granat-)pseudomorphosen nach Cordierit bilden den ältesten Mineralbestand der Alumosilikatgneise. Als Übergemengteile sind noch Turmalin, Zirkon, Erz und Apatit zu erwähnen.

Einer jüngeren Generation gehören Quarz und Feldspat, teilweise auch Muskowit an. Alle übrigen Gemengteile sind als Einschlüsse in ihnen enthalten und werden von ihnen korrodiert.

Die leukokraten Komponenten können bis $\frac{1}{3}$ des Gesteinsvolumens ausmachen. Z. T. bilden sie ein lagenförmig zwischen die Glimmerzüge eingeschobenes granoblastisches Gefüge, z. T. aber durchsetzen sie als amöbenartig verzweigte Poikiloblasten das Grundgewebe. In einigen Typen überwiegt

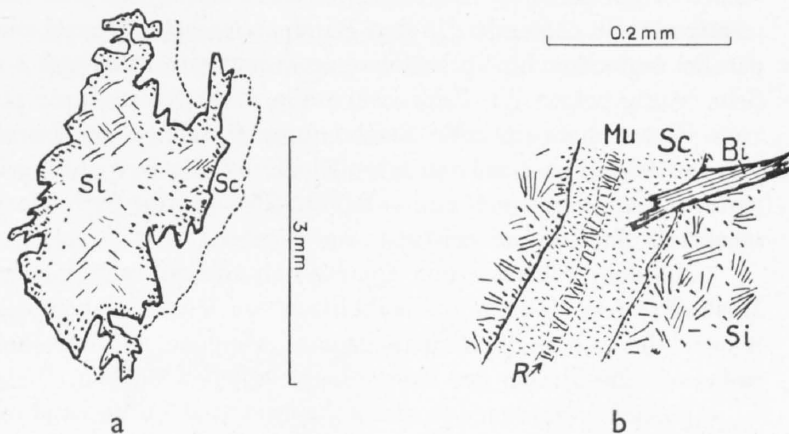


Fig. 31

- a Braune Sillimanit-Sericitknoten (Si) mit farblosem Sericitrand (Sc).
b Umwandlung der Knoten in feinschuppigen Sericit (Sc) und — entlang einem Riss (R) — in parallelschuppigen Muskowit (Mu). Bi = Biotit.

Südwestgrat der Dufourspitze

Zeichnung nach Dünnschliff

Quarz, in anderen der Alkalifeldspat. Die Quarzkörner zeigen meist undulöse Auslöschung, aber keine Mörtelkränze. Die Randpartien sind von nadelförmigen Einschlüssen (Sillimanit) durchspickt. In kontaktnahen Proben zeigen die einzelnen Quarzkristalle eine oft sehr komplizierte, gewundene Gestalt.

Der Feldspat entwickelt sich fleckenförmig aus den oben erwähnten Sericitaggregaten, meist ohne scharfe Abgrenzung gegen diese. Die Kristalle sind mit Einschlüssen überladen, die, gewöhnlich unregelmässig verteilt, besonders in den Randpartien gehäuft erscheinen, oft aber auch auf mehr oder weniger parallel laufenden Linien zusammengedrängt sind, wodurch eine pseudoperthitische Struktur entsteht. Sehr häufig zeigen die Feldspatkristalle einen feinen Quarzrand.

Eine sichere optische Bestimmung ist infolge der Durchsetzung mit Einschlüssen, des Fehlens von Spaltrissen und anderen morphologischen Bezugsrichtungen nicht möglich. Die gemessenen Achsenwinkel liegen im Bereich von -2° V 46–76°, was für Orthoklas spricht. Echte perthitische Entmischung scheint in einigen Gesteinstypen aufzutreten.

Mit dem Feldspat- und Quarzgehalt wächst auch die Menge an Muskowit. Es entstehen grössere Muskowittafeln (1–3 %), die poikilitisch von Quarz, Kalifeldspat und Sericitaggregaten durchsiebt sind. Sie sind deutlich an die Sericitaggregate gebunden und entstehen durch Sammelkristallisation aus diesen, wobei oft alle Phasen der Verwachsung erhalten blieben.

Plagioklas-führende Gneise, die gelegentlich im Verband mit diesen Gesteinstypen auftreten, werden weiter unten beschrieben, ebenso werden die genetischen Probleme erst S. 62 diskutiert.

In der folgenden Tabelle sind die Analysenwerte eines Kalifeldspat-Sillimanit-Biotitgneises vom Südwestgrat der Dufourspitze angegeben. Die Probe stammt aus dem Kontakt mit einem Granitpegmatitgang.

Kalifeldspat-Biotitgneis MR 101		Südwestgrat der Dufourspitze (Monte Rosa) (Koord. 632,25/87,15)									
	SiO ₂	43,74	Modaler Mineralbestand: Kalifeldspat + Quarz . . . 25 Vol. % Biotit + Muskowit . . . 40 » Sillimanit-Sericit-Nester . . 35 » Spez. Gew. 3,03								
	Al ₂ O ₃	31,73									
	Fe ₂ O ₃	1,73									
	FeO	7,94									
	MnO	0,19									
	MgO	3,18									
	CaO	1,15									
	Na ₂ O	1,17									
	K ₂ O	5,61									
	H ₂ O ⁺	2,25									
	H ₂ O ⁻	0,23									
	TiO ₂	1,43									
	P ₂ O ₅	0,09									
		100,44	Anal. W. VOEGTLI								
			si	al	fm	c	alk	k	mg		
			116	50	34	3	13	0,76	0,27		
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	C	Fs	Ru	Cp	
	32,0	20,3	6,5	3,1	13,3	19,2	2,7	1,8	1,0	0,1	
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Hm	Ru	Cp	
	—15,8	33,9	10,8	5,2	24,3	35,2	4,1	1,2	1,0	0,1	
Muskowit-Biotit-Sillimanit-Variante	Q	Ab	Bi	Ms	Sil	Gro	Tit	Ilm	Hm	Cp	
	3,9	10,8	28,8	22,1	29,8	1,7	1,2	1,2	0,4	0,1	

Biotit-Andesingneise

Ein weiteres Glied der Alumosilikatgneise sind feldspatreiche Gneise, die Übergänge zu mittelkörnigem «Diorit» zeigen. Es handelt sich um konkordante, höchstens 2–3 m mächtige Lagen, die keine scharfe Grenze aufweisen und zahlreiche Schlieren und Putzen der Sillimanit-Biotitgneise aufweisen. Derartige Gneise fanden sich an der Basis des Crestone Marinelli und am Nordgrat des Pizzo Bianco. An beiden Orten werden sie von Granitgängen diskordant abgeschnitten, gehören also sicher zum vorgranitischen Gesteinsverband.

Das Gestein vom Crestone Marinelli besteht im wesentlichen aus Biotit (40 %) und Andesin (60 %), die ein granoblastisches Gewebe bilden. Spuren einer älteren Schieferung sind innerhalb der Granatpoikiloblasten und in deren Umgebung als si und se erhalten geblieben. Mit dem Wachstum der Plagioklassubstanz wurde die alte Struktur aufgelöst, ein Biotitrest kristallisierte um, während Sillimanit-rückstände als Einschlüsse im Andesin, besonders aber an seinen Korngrenzen sich häuften.

Der Anorthitgehalt des Plagioklases schwankt zwischen 30 und 40 %. Randlich ist Umwandlung in Sericit, Zoisit und eine schwach doppelbrechende Grundmasse (Albit?) zu beobachten. Auch der Biotit ist teilweise unter Ausscheidung von Erz zersetzt.

Die beschriebene Probe stammt aus der Nähe eines Granitkontaktes. Mit diesem scheinen aber weder Mineralbestand noch Struktur in Beziehung zu stehen. Die Einwirkung des Granites ist auf die Infiltration von Quarz beschränkt, der sowohl Plagioklas wie Biotit korrodiert und nun in Form langgestreckter, gewundener und buchtig begrenzter Einzelkristalle das granoblastische Biotit-Andesingefüge durchzieht (siehe Fig. 32 a). Quarz ist stark undulös.

Eine weitere Einwirkung des Kontaktes könnte in der Neubildung eines Kalifeldspatrandes um Plagioklase bestehen, die in Biotit eingebettet sind (Fig. 32 b).

Das Gestein vom Pizzo Bianco weist ganz ähnliche Struktur und Zusammensetzung auf.

Über die genetische Stellung dieser Gesteine siehe S. 63.

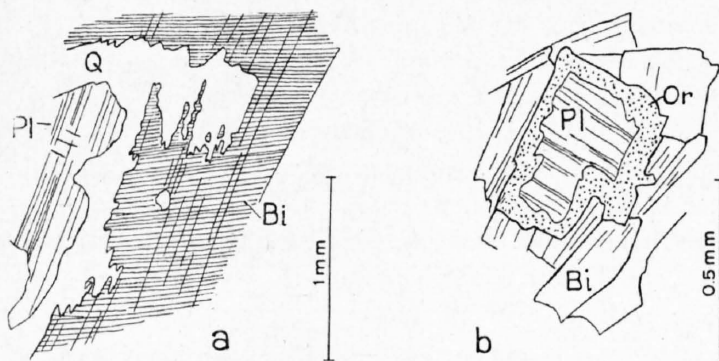


Fig. 32

a Korrosion von Plagioklas (Pl) und Biotit (Bi) durch Quarz (Q).
b Orthoklasrand (Or) um Andesin (Pl). Bi = Biotit.

Zeichnung nach Dünnschliff

Die metatektischen Pegmatite der Sillimanit-Biotitgneiszone

Die Sillimanit-Biotitgneise sind häufig von Pegmatitadern durchsetzt, so am Crestone Marinelli und Jägerrücken, am Pizzo Bianco, am Wege von Gressoney zur Capanna Quintino Sella und andern Orten. Es handelt sich meist um dünne Lagen oder Linsen, die nur selten zu mehreren Dezimetern Dicke anschwellen und in keiner andern Gesteinsgruppe auftreten.

Mit diesen Pegmatiten ist häufig eine wirre Knetfaltung verknüpft, die ausschliesslich auf diese Pegmatit-führenden Zonen beschränkt ist. Dabei ging vermutlich die Durchaderung Hand in Hand mit der Faltung, worauf u. a. das Anschwellen der Adern im Falten-scheitel hinweist. Dass gleichzeitig mit der Pegmatitbildung Bewegungen im Gestein erfolgten, beweist auch das Auftreten von Flexurgängen, wobei bemerkenswerterweise die Grenzen zum Nebengestein verschwommen erscheinen. Zuweilen bilden die Pegmatite auch Nester, unter Aufblätterung und Aufzehrung des Nebengesteins (siehe Fig. 33 und 34 a, b, ferner Taf. VIII, Fig. 23–25).

Alle diese Bildungen gehören zeitlich zusammen. Sie sind vorgranitisch, da sie von den Granitgängen am Crestone Marinelli und am Pizzo Bianco glatt abgeschnitten werden (siehe Taf. VI, Fig. 18).

Alle Pegmatite weisen mehr oder weniger deutliche Spuren nachkristalliner Bewegungen auf, die schon makroskopisch an der bläulichen Farbe des Quarzes und an der grünlichen der Alkalifeldspäte, überdies an den zerbrochenen und verbogenen Turmalinsäulen erkennbar sind. Bei einer Steigerung der Deformation auf alpidisch durchbewegten Zonen tritt eine vollständige Verglimmerung der Feldspäte ein; es entstehen Muskowitschiefer mit Quarznestern und Turmalinrelikten (siehe weiter unten).



Fig. 33. Sillimanit-Biotit-Scholle in Pegmatit. Untere Felsen des Crestone Marinelli

Hauptbestandteil der Pegmatite ist ein grünlichgrauer Alkalifeldspat, der z. T. noch idiomorphe Begrenzung aufweist. Die einzelnen Individuen sind meist mehrere Zentimeter gross. Unter dem Mikroskop zeigen sie immer starke Zersetzung (siehe nächsten Abschnitt). Farbe und Art der Zersetzung unterscheiden diesen Feldspat vom Kalifeldspat der früher beschriebenen Pegmatitgänge. Die chemische Analyse (Tabelle Mac 8, S. 57) zeigt denn auch, dass es sich nicht wie dort um einen Kalifeldspat, sondern um einen Kali-Natronfeldspat handelt (siehe unten).

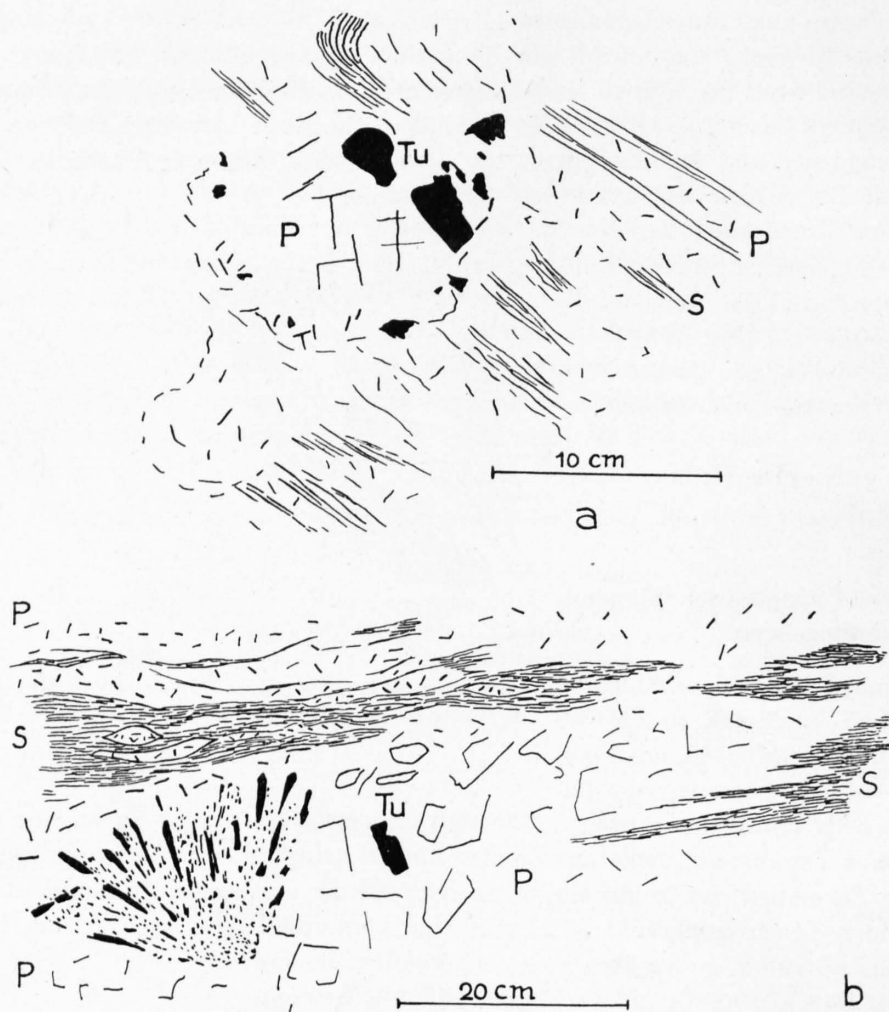


Fig. 34 a und b. Auflösung von Granat-Sillimanit-Biotitgneis (S) durch Turmalinpegmatit (P)
Basis des Crestone Marinelli
Tu = Turmalin

Typisch für diese Gesteine sind auch die grossen undulösen Quarzkörner, die in den wenig deformierten Typen als Zwickelfüllung auftreten, in den stark verschieferten aber zu Linsen ausgezogen sind. Der Muskowit erscheint oft gestaucht und bis zur Auflösung in sericitähnliche Fasern ausgewalzt. Die oft zerbrochenen Turmalinkristalle sind mit rekristallisiertem Quarz ausgeheilt.

Bemerkungen zur Umwandlung der Pegmatite in Muskowitschiefer

Ähnlich wie bei den Granitpegmatiten kann man auch hier eine (alpidische) Umwandlung in grobblättrige Quarz-Muskowitschiefer beobachten. Der grobblättrige Muskowit dieser Pegmatite wird zunächst gestaucht, dann zerrissen, in kleine Schuppen aufgelöst und zu Strähnen ausgezogen, die sich sehr bald mit den Glimmerlagen vermischen, die aus dem Zerfall der Feldspatsubstanz hervorgehen.

Die Quarzkörner werden während dieser Verglimmerung bis auf einzelne Relikte zerlegt; an Stelle des ursprünglich einheitlichen Kornes entsteht ein verzahntes oder granoblastisches Gefüge. Durch Abwanderung des randlichen Mörtelquarzes in die s-Fläche bilden sich augenförmige Knoten, mit granoblastischem Quarz-Muskowitgewebe im Druckschatten, während stark ausgewalzte, dünne Quarzlagen sich aus langgestreckten, rekristallisierten Quarzblättchen zusammensetzen.

Die Metamorphose dieser Pegmatite besteht also zunächst in einem rein mechanischen Abbau von Muskowit und Quarz, der von einem chemischen Zerfall des Feldspates begleitet wird. Fortdauernde Durchbewegung wird von Rekristallisation begleitet und gefolgt und führt schliesslich zur Bildung des grobblättrigen Muskowitschiefers.

Das Kernproblem der Metamorphose der Pegmatite liegt im Verhalten des Feldspates. Schon makroskopisch kann man die mechanische Zerlegung und Auswalzung der Feldspäte erkennen. Die entstehenden Schlieren zeigen auf den Bruchflächen einen Seidenglanz. Unter dem Mikroskop beobachtet man die Auflösung des Feldspates in ein Gemenge schwach doppelbrechender, farbloser Körner (Albit) und winziger Sericitblättchen. Eine stärkere Durchbewegung bewirkt zunächst eine partielle, dann allgemeine Regelung der Glimmerblättchen, die mit einer Kornvergrößerung parallel geht, während die Feldspatsubstanz restlos verschwindet. Schliesslich entsteht ein grobschuppiger, silberweisser Muskowitschiefer, dessen unregelmässig gewellte Bruchfläche durch die Quarz- und Turmalinknauer bedingt wird, die von den disharmonisch gefalteten Glimmerzügen eingefasst werden.

Eine Reihe von Übergangsstadien wurden unter dem Mikroskop untersucht und, in der Hoffnung, mehr über die chemischen Vorgänge beim Zerfall des Alkalifeldspates zu erfahren, wurden der Feldspat eines Pegmatites (Mac 8) und ein aus einem Pegmatit hervorgegangener Muskowitschiefer (Mac 11) analysiert.

Pegmatit-Feldspat Mac 8

SiO ₂	70,00
Al ₂ O ₃	17,21
Fe ₂ O ₃	0,35
FeO	0,27
MnO	—
MgO	0,40
CaO	0,88
Na ₂ O	7,39
K ₂ O	1,47
H ₂ O ⁺	1,95
H ₂ O ⁻	0,11
TiO ₂	—
P ₂ O ₅	0,26
	<u>100,29</u>

Monte Rosa-Ostwand, Basis Crestone Marinelli
Koord. 635,9/88,65

Anal. H. SCHWANDER

Muskowitschiefer, aus Pegmatit entstanden Mac 11 Crestone Marinelli (Koord. 635,9/88,65)

SiO ₂	70,33
Al ₂ O ₃	16,36
Fe ₂ O ₃	0,63
FeO	1,04
MnO	Sp.
MgO	3,52
CaO	0,84
Na ₂ O	0,79
K ₂ O	2,91
H ₂ O ⁺	3,56
H ₂ O ⁻	0,04
TiO ₂	Sp.
P ₂ O ₅	0,17
	<u>100,19</u>

Mineralbestand:

Quarz

Muskowit

Klinochlor

Spez. Gew. 2,70

Anal. H. SCHWANDER

	si	al	fm	c	alk	k	mg		
	358	50	33	4	13	0,70	0,80		
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	H _z	C	Fs	Cp
	63,2	10,8	4,6	1,9	15,4	2,5	0,6	0,7	0,3
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Hm	Cp
	39,0	15,1	7,7	3,2	28,2	4,5	1,5	0,5	0,3
Muskowit-Chlorit-Variante	Q	Ab	Ms	Pg	Gro	At	Fe-At	Hm + Cp	
	51,6	3,3	21,1	6,2	1,7	12,8	2,1	0,8	
			27,3 Glimmer			14,9 Chlorit			

Der analysierte Feldspat (Mac 8) zeigt eine graugrüne Farbe und gute kristallographische Begrenzung. Makroskopisch sind an ihm keine Deformationsspuren erkennbar, obwohl er aus einem schon deutlich verschieferten Pegmatit stammt. Die Grenze gegen den undulösen und randlich in Mörtel zerlegten Quarz ist auch im Dünnschliff noch ganz klar.

Ein Schnitt durch dieses mechanisch unversehrte Individuum zeigt aber überraschenderweise einen stark vorgeschrittenen Zerfall in ein äusserst feinkörniges, mikrogranoblastisches Gemenge einer schwach doppelbrechenden, farblosen Substanz (Albit!) mit Quarz und Sericitschuppen. Der Anteil von Glimmer und Albit überwiegt.

Ferner findet man ziemlich gleichmässig über den ganzen Schliff zerstreut Skelette eines prismatisch bis nadelförmig ausgebildeten Minerals, dessen optische Daten mit Disthen übereinstimmen.

Die Analyse Mac 8 lässt sich fast restlos auf einen Mineralbestand umrechnen, der dem obigen Befund entspricht, wenn man sowohl Mg wie auch das gesamte Fe (Fe_2O_3 als FeO gerechnet) als Komponenten des Glimmers betrachtet und dafür Phengit (Ph) K_2O (Mg, Fe) O $2\text{Al}_2\text{O}_3$ 7SiO_2 H_2O einsetzt.

In Molekularprozenten ergibt sich dann folgende ungefähre Zusammensetzung:

64,0 % Albit	} 68,3 % Feldspat $\text{Ab}_{93} \text{An}_7$
4,3 % Anorthit	
11,7 % Phengit	
20,0 % Quarz	

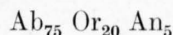
Bei dieser Berechnung bleibt keine Tonerde zur Bildung von Disthen übrig. Es ist aber sehr wohl möglich, dass der Glimmer kieselsäurereicher (und tonerdeärmer), ist als der obigen Formel entspricht, und dass der Überschuss an Tonerde im Disthen steckt.

$\frac{4}{5}$ der Feldspatsubstanz sind somit durch ein Gemenge von Albit und Glimmer ersetzt, $\frac{1}{5}$ durch Quarz. Dieser Zerfall erfolgt in einem homogenen, praktisch einschlussfreien Kristall ohne merkbare Volumenänderung, so dass schon in diesem Anfangsstadium ein erheblicher Stoffaustausch angenommen werden muss.

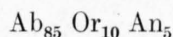
Die Richtung, in der sich diese chemischen Veränderungen bewegten, kann angegeben werden, wenn man die naheliegende Annahme zugrunde legt, dass die gesamte Tonerde der Analyse ursprünglich im Alkalifeldspat gebunden war. Die Umrechnung der Tonerde des Glimmers (und Disthens) in Alkalifeldspat ergibt folgende Zusammensetzung des ursprünglichen Kristalls:

86 Mol. % Alkalifeldspat und 13 Mol. % Quarz.

Für den Alkalifeldspat erhält man unter der Annahme, dass nur Verluste an Kalium auftraten, die Formel:



Falls aber das gesamte Kalium von Anfang an im Glimmer festgehalten und nur Na weggeführt wird, würde man die Formel



errechnen.

Die Zusammensetzung des wirklichen Feldspates lag sehr wahrscheinlich innerhalb der Grenzen, die durch die obigen Formeln gesteckt werden. Eine wesentliche Änderung im Ergebnis würde auch

dann nicht eintreten, wenn man auch noch die oben errechneten 13 % Quarz durch Feldspat ersetzt denkt. Wohl aber muss man in diesem Falle ausser mit einer Abwanderung von Alkalien auch noch mit einem Verlust von Tonerde rechnen.

Die chemische Analyse und der Vergleich der Analyse mit dem Dünnschliff ergeben also folgendes:

Der ursprüngliche Feldspat dieser Pegmatite ist ein Kali-Natronfeldspat. Im Anfangsstadium der Metamorphose zerfällt dieser Feldspat in ein Aggregat von Albit, Quarz und Glimmer, wobei zugleich schon eine wesentliche stoffliche Veränderung eintritt. In erster Linie erfolgt eine Abwanderung von Alkalien. Ein Teil der freigesetzten Tonerde wird im Glimmer (+ Disthen) gebunden, ein Teil wahrscheinlich ebenfalls abgeführt.

Der Muskowitschiefer (Mac 11) entspricht dem Endprodukt der Metamorphose eines Pegmatites mit K-Natronfeldspat, Quarz und Muskowit als Hauptgemengteilen. Er enthält als wesentliche Komponenten Muskowit (mit sehr kleinem Achsenwinkel), vermengt mit einem schwer abschätzbaren Anteil von farblosem Klinochlor, daneben noch Quarz, aber keinen Feldspat mehr. Eine aus der Analyse dieses Gesteins berechnete Normvariante ist in der folgenden Tabelle angeführt.

Die wichtigsten chemischen Veränderungen gegenüber einem Ausgangsmaterial von der oben angegebenen Zusammensetzung bestehen in einer Abwanderung von Alkalien, vor allem von Na und einem teilweisen Ersatz desselben durch Mg (+ Fe). Das K wird wenigstens z. T. im Glimmer fixiert, während das Na bis auf einen kleinen Rest, der ebenfalls im Glimmer stecken muss, entfernt wird. Auf die Anreicherung von Mg (und Fe) ist die Bildung von Klinochlor zurückzuführen.

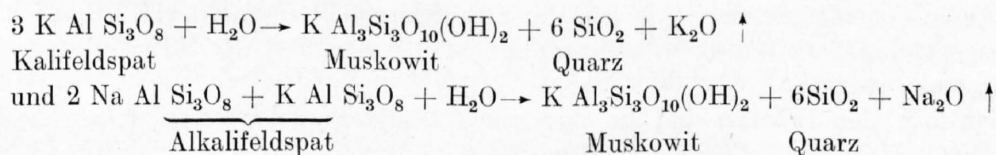
Es ist nun bemerkenswert, dass der Chemismus dieses Muskowitschiefers eine sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Muskowitschiefer des Grenzglatschers (MR 106) aufweist (siehe S. 21).

Ein Vergleich der NIGGLI-Werte dieser beiden Gesteine zeigt diese Analogie:

		si	al	fm	c	alk	k	mg	
MR	106	395	48	29	5	18	0,80	0,78	aus Pegmatit mit
									Kalifeldspat entstanden
Mac	11	358	50	33	4	13	0,70	0,80	aus Pegmatit mit Kali-Natronfeldspat
									entstanden

Die Ähnlichkeit ist um so bemerkenswerter, als die Feldspatkomponenten der Ausgangsgesteine ganz verschieden sind.

In beiden Fällen ist das Reaktionssystem als offen zu betrachten, wobei durch zirkulierende Lösungen vor allem das Na weggeführt wird, während im entstehenden Glimmer (und im Klinochlor) zugeführtes Mg (und Fe) angereichert wird. Die wahrscheinlich wichtigste Umsetzung kann als hydrolytische Spaltung des Alkalifeldspates aufgefasst und durch folgende Gleichungen dargestellt werden:



Der praktisch vollständige Verlust an Na wird durch die zweite Gleichung verständlich. Es ist dabei besonders bemerkenswert, dass dieser Abbau des Alkalifeldspates zu Muskowit intensive Durchbewegung voraussetzt und dass in dieser Phase der Metamorphose der Albit offenbar instabil ist.

Granat-Muskowitschiefer

Im Verbande mit den Sillimanit-Biotitgneisen finden sich hellere Granat-Sericit-Muskowitschiefer, Granat-Muskowitschiefer (\pm Sericit) und Biotit-führende Granat-Muskowitschiefer. Biotitarm sind vor allem die Gesteine des Liskammes, auch am Nordend und am Westgrat der Dufourspitze tritt dieses Mineral zugunsten von Muskowit stark zurück.

Die Korngrösse schwankt im Mittel zwischen 0,1–0,2 mm, und im allgemeinen sind von blossen Auge nur einzelne grössere Granatkörner und Muskowitblättchen erkennbar. Der Bruch ist glatt und

seidenglänzend, manchmal auch mit kleinen Wärrchen (Granat) bespickt. Makroskopisch ist meist ein Wechsel von Quarz (1–2 mm dick) mit dunklen Glimmerlagen wahrzunehmen.

Unter dem Mikroskop erscheint ein Kristallisationsschieferiges Gewebe mit Quarz- und Glimmerzeilen. Neben Sericit-Muskowit, Granat, Quarz haben Sillimanit, Biotit, Chlorit und Epidot wechselnden Anteil an der Zusammensetzung. Selten sind Erz (Hämatit), Titanit, Zirkon und Apatit. Quarz bildet nematoblastische Zeilen mit z. T. deutlicher Regelung nach dem Kornfeinbau. In gelegentlich beobachteten Faltenscheiteln sind die Körner isometrisch, das Gewebe mosaikartig und von Sericit- (oder Muskowit-)blättchen nach allen Richtungen durchwachsen.

Sericit erscheint entweder in parallel oder linsig begrenzten, dünnen Lagen. Durch die Aufzehrung des feinblättrigen Sericitzilzes entstehen Muskowitporphyroblasten, poikilitisch von Resten des Sericitzewebes erfüllt. Dies und das Fehlen nachkristalliner Bewegungsspuren lässt keinen Zweifel an der Neubildung von Muskowit aus Sericit übrig. Die Umkristallisation erfolgt dabei mit Vorliebe einerseits an der Grenzfläche zu den Quarzlagen, streifenweise aber auch innerhalb einheitlicher Sericitschichten. Es entspricht dies einer Beobachtung, die auch an anderen Mineralbeständen, z. B. an Calcit, gemacht werden kann. Innerhalb metamorpher Marmore treten häufig scharf begrenzte, gut rekristallisierte (pigmentfreie) Kornzeilen auf, die als ausgeheilte Scherflächen zu deuten sind. Eine ähnliche Bedeutung mögen diese Muskowitzzeilen innerhalb der Sericitlagen haben. Im übrigen überdauerte die Kristallisation die Bewegung (auch die Faltung) in diesen Gesteinen, was z. T. auch aus dem Auftreten undeformierten Muskowitgebälkes ersichtlich wird.

Bei einigen Gesteinstypen ist mit dem Muskowit ein feinschuppiger Biotit parallel verwachsen, gewissermassen als Fortbildung des Muskowites.

Der Granat ist meist dunkel bestäubt, aber ohne erkennbare Verlegung von si. Idiomorphe Begrenzung wurde nur in einem Dünnschliff (vom Gipfel des Nordend) festgestellt und scheint hier durch eine zweite Wachstumsphase bedingt zu sein. Diese Granate zeigen nämlich zonaren Bau mit einem stark pigmentierten, xenomorphen Kern und einem farblosen Rand. In einer Probe von der Dufourspitze umwächst der Granat jeweils atollartig einen Biotitkern. Die Kristallisation von Granat scheint also die Bildung der Glimmerzüge überdauert zu haben. Aber auch an ihm zeigen sich noch Zersetzungserscheinungen, die mit mechanischen Vorgängen parallel laufen, indem die Kristalle vielfach zerlegt und in den Randpartien und Fugen durch schmutzig-grünen bis farblosen Pennin ersetzt werden. In granatreichen Glimmerlagen häuft sich deshalb meist auch Chlorit an. Auch in diesen Schiefern stösst man auf die weiter oben S. 53 beschriebenen Pseudomorphosen, die z. T. aus einem im Mikroskop nicht auflösbaren Aggregat bestehen, z. T. aber in Sericit und Granat übergehen. Genau wie dort tritt dabei der Sericit pseudomorph nach einem nadelförmigen Mineral auf, das wohl nichts anderes als Sillimanit sein kann. Die Erscheinungsweise ist hier wie dort die gleiche, und die Analyse (PB 209) zeigt ja einen ähnlich grossen Tonerdeüberschuss wie jene des Alkalifeldspat-Biotitgneises MR 101 auf S. 54. In den stärker umgeprägten Sericit-Muskowitschiefern mag ein grosser Teil der Sericitsubstanz aus solchen Pseudomorphosen stammen.

In den folgenden Tabellen sind die chemischen Analysen zweier Gesteinstypen dieser Zone angegeben.

Granat-führender Sericit-Muskowitschiefer	PB 209	Liskamm E-Gipfel
SiO ₂	46,52	Modaler Mineralbestand:
Al ₂ O ₃	29,75	
Fe ₂ O ₃	1,92	
FeO	7,55	
MnO	0,06	
MgO	2,23	Quarz 8 Vol. %
CaO	1,28	Sericit + Muskowit 80 »
Na ₂ O	1,79	Granat 10 »
K ₂ O	3,95	Chlorit 2 »
H ₂ O+	3,48	Spez. Gew. 3,00
H ₂ O-	0,21	
TiO ₂	1,33	
P ₂ O ₅	0,14	
	<u>100,21</u>	

Anal. W. VOEGTLI

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	136	51	32	4	13	0,59	0,30			
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	C	Fs	Ru	Cp
	36,0	14,6	10,1	3,5	9,6	18,1	4,8	2,1	0,9	0,3
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Hm	Ru	Cp
	—7,7	24,4	16,9	5,9	17,6	33,1	7,2	1,4	0,9	0,3
Muskowit-Biotit-Sillimanit-Variante . .	Q	Ab	Bi	Ms	Sil	Gro	Tit	Ilm	Hm	Cp
	8,4	16,9	24,6	12,6	32,2	2,4	0,9	1,2	0,6	0,3

Biotit-führender Granat-Muskowitschiefer PB 210 Gipfel des Nordend

SiO ₂	62,32
Al ₂ O ₃	19,86
Fe ₂ O ₃	1,14
FeO	5,17
MnO	0,19
MgO	1,46
CaO	0,86
Na ₂ O	0,97
K ₂ O	3,97
H ₂ O+	2,69
H ₂ O-	0,24
TiO ₂	0,94
P ₂ O ₅	0,10
	<u>99,91</u>

Modaler Mineralbestand:

Quarz	45 Vol. %
Muskowit + (wenig) Biotit .	45 »
Granat	10 »

Spez. Gew. 3,02

Anal. W. VOEGTLI

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	264	49	32	4	15	0,72	0,28			
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	C	Fs	Ru	Cp
	54,0	15,0	5,5	2,7	6,4	13,3	1,2	1,2	0,6	0,1
Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Hm	Ru	Cp
	22,0	25,0	9,2	4,5	11,7	24,3	1,8	0,8	0,6	0,1
Granat-Muskowit-Variante	Q	Ab	Bi	Ms	Gro	Alm	Sil (Disthen)	Tit	Hm + Cp	
	33,4	9,2	7,2	28,7	0,8	10,3	7,7	1,8	0,9	
					11,1 Granat					

Der ursprünglich sedimentogene Charakter dieser Gesteine steht wohl ausser Zweifel. Eine Überraschung aber bildet das Auftreten von Sericit als Hauptgemengteil, da dieses Mineral sonst im Monte Rosa-Gebiet nur im Zusammenhang mit diaphthorischen Gesteinstypen erscheint, hier aber offenbar einer vormuskowitischen Phase entspricht. Aber dieser Sericit steht zum grössten Teil an Stelle von Sillimanit, dessen Zersetzung kaum etwas mit (alpidischer!) Diaphthorese zu tun hat. In den Sillimanit-Biotitgneisen ist jedenfalls die Reaktion Sillimanit → Sericit vorgranitisch, und es liegt kein Grund vor, dies nicht auch für die Muskowitschiefer anzunehmen.

Es sei noch besonders hervorgehoben, dass in der Glimmersubstanz von PB 209 und PB 210 ein beträchtlicher Gehalt an Natron stecken muss. In einer Biotit-Muskowit-Norm (siehe folgende Tabelle) würden bei PB 210 nahezu 10 %, bei PB 209 aber 12 % Albit auftreten. Diese Gesteine lassen aber keine Spur von Feldspat erkennen. Das Natron muss somit als Paragonitkomponente (Pg) im Sericit-Muskowit enthalten sein. Erst bei MR 101 wird ein Teil des Albites im Kalifeldspat sichtbar.

	Q	Ab	Bi	Ms	Pg	Gro	Alm	Sil	Akz (Tit, Ilm, Hm, Cp)
PB 209	9,1	12,2	24,7	19,8	—	3,1	—	28,5	2,6
PB 210	34,9	9,2	17,5	19,6	—	2,4	—	14,9	3,3
PB 209	7,4	—	—	41,4	17,1	3,1	28,4	1,4	1,2
PB 210	34,8	—	4,3	31,3	12,9	0,8	13,2	—	2,7

Tabelle der Katanormvarianten:

Obere Hälfte: Aller An wurde als Gro berechnet.

Untere Hälfte: Der gesamte Ab wurde in Pg, Bi zusammen mit Sil und Hm in Alm umgerechnet.

Disthen-führende Granat-Muskowit-Sericitschiefer

Nordöstlich und östlich der Alp Pedriola ist der Nordgrat des Pizzo Bianco aus stark gefalteten Granat-Muskowitschiefern und Granat-Biotit-Muskowitschiefern aufgebaut (siehe Taf. VII, Fig. 22). Es sind graubraune, feinkörnige Gesteine, mit rötlichen Granatknötchen auf dem seideglänzenden Hauptbruch. Sie führen z. T. feine Lagen und Linsen von Quarz.

Unter dem Mikroskop zeigen sich in einem dichten Gewebe von Sericit und wenig Biotit Zeilen von dunkel pigmentiertem Granat, neben einzelnen grösseren pigmentfreien Körnern. Muskowitblätter scheinen durch Sammelkristallisation aus Sericit entstanden zu sein. Flecken- und lagenweise lässt sich eine Häufung von kleinen Disthenkristallen erkennen, kenntlich an ihrem hohen Relief, an der typischen Spaltbarkeit und den knieförmigen Zwillingen. Der Schliff wird von einigen dünnen Quarzzeilen durchsetzt; einzeln auftretende grössere Quarzkristalle zeigen starke undulöse Auslöschung. Als Übergemengteile sind Rutil, Zirkon und Apatit zu verzeichnen.

Muskowit und Sericit machen ungefähr $\frac{2}{3}$ des Mineralbestandes aus, den Rest bilden Granat und Disthen, wobei der Granat überwiegt. Abgesehen vom Disthengehalt passt das Gestein vorzüglich zu den Granat-Muskowit-Sericit-Schiefern des Liskammes, bei welchen der Tonerdeüberschuss in den kryptokristallinen Knoten (Sillimanit) versteckt ist. Über die Stellung des Disthens in der Metamorphose siehe S. 85.

Bemerkungen zur Entstehung der Alumosilikatgneise

Die Alumosilikatgneise entsprechen einer polymetamorphen Gesteinsreihe von vorwiegend kata- (bis meso-)zonalem Charakter. Nach den Feldbeobachtungen liegt eine einheitliche und wenig variierte Gesteinsgruppe vor, deren Unterschiede weniger durch den Chemismus als durch die Metamorphose bedingt sind. Ursprünglich lag jedenfalls eine mächtige, aber monotone Tonschieferreihe vor, mit geringer Neigung zur Entwicklung sandig-toniger Glieder. Im Gegensatz zu den sog. Casannaschiefern der Mischabel-Gruppe fehlte hier von Anfang an der lebhaft Wechsel sandiger mit tonigen und mergeligen Lagen.

In der folgenden Tabelle sind die NIGGLI-Werte der analysierten Alumosilikatgneise nochmals zusammengestellt. Abgesehen vom hohen si-Wert von PB 210 zeigen alle drei Gesteine trotz verschiedenem Mineralbestand eine so grosse Übereinstimmung der Hauptwerte, dass sie als Glieder der gleichen Serie betrachtet werden müssen. Sie ist gekennzeichnet durch extrem hohe al- und k-Werte und

	si	al	fm	c	alk	k	mg
MR 101	116	50	34	3	13	0,78	0,27
PB 209	130	49	35	4	12	0,71	0,26
PB 210	264	49	32	4	15	0,72	0,28

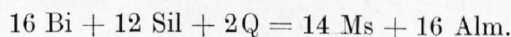
auffallend niederes c. Im c/al-alk-Diagramm fallen alle drei Punkte in das Feld der Tonschiefer, und zwar in die unmittelbare Nähe des Projektionspunktes von Muskowit (Fig. 35). Solche Gesteine können als Sericit-Chlorit- oder Chloritoidschiefer, als Granat-, Disthen- oder Sillimanitglimmerschiefer auftreten. In der penninischen Zone finden sich chemisch analoge Gesteine unter den tonigen Bündnerschiefern oder unter den Sismondinphylliten des Val de Bagnes und den Granatglimmerschiefern der Adula. Eine ähnliche Zusammensetzung weisen die Chloritoidschiefer der Urserenmulde und die Sillimanitgneise von Ronco bei Brissagó (Tessin) auf. Die Sillimanitgneise der Valpelline-Serie der Dent Blanche-Decke erinnern auch in der Metamorphose an unsere Gesteine, zeigen aber durchgehend ein höheres fm.

Der Vergleich des Chemismus mit dem unten aufgeführten modalen Mineralbestand (Vol. % geschätzt) lässt deutlich eine Heteromorphiebeziehung zwischen den Granatglimmerschiefern des Liskammes (PB 209) und des Nordends (PB 210) und dem Sillimanit-führenden Alkalifeldspatgneis vom Südwestgrat des Monte Rosa erkennen (MR 101).

	Quarz	Alkalifeldspat	Biotit	Muskowit (+ Sericit)	Sillimanit- Sericit-Knoten	Granat	Chlorit
MR 101	<5	20	40	Bi>Mu	35	—	—
PB 209	8	—	—	80	Spuren	10	2
PB 210	45	—	—	45	—	10	—
PB 210	n. Abzug von Quarz			80		20	

Wenn wir zunächst von der Alkalifeldspatbildung im Gestein MR 101 absehen, die ganz unabhängig von den übrigen mineralgenetischen Prozessen erfolgt, so bleibt im wesentlichen noch folgendes:

Eine ältere Paragenese mit Biotit (+ Muskowit) und Sillimanit (an Stelle von Cordierit) wird durch die hauptsächlich am Liskamm vertretene Assoziation Granat-Muskowit ersetzt. Sowohl Biotit wie auch Sillimanit verschwinden dabei gleichzeitig aus dem Schlibbild. Diese Heteromorphie lässt sich in der NIGGLISchen Schreibweise durch die folgende Gleichung darstellen:



Dadurch wird es auch verständlich, warum im Zusammenhang mit der Umwandlung von Sillimanit in Sericit auch der Biotitanteil abgebaut wird. Diese Umwandlung ist beim Gestein PB 210 vollendet, bei PB 209 sind noch Reste von Sillimanitnadeln feststellbar. Es muss somit der Sillimanit-Glimmerschieferkomplex diaphthoritisch in Granat-Muskowit-Sericitschiefer übergeführt worden sein, und zwar vor der Intrusion der Granite. Dass diese Diaphthorese mit einer kräftigen Durchbewegung in Zusammenhang steht, wurde schon früher erwähnt. Von ihr wurden übrigens nur einzelne Zonen des Alumosilikatkomplexes betroffen.

Im vorgranitischen Schiefermantel lassen sich also wenigstens zwei Metamorphosen unterscheiden. Sie entsprechen entweder zwei verschiedenen vorgranitischen Orogenesen oder zwei getrennten Phasen einer solchen.

Die diaphthoritisch nicht umgewandelten (älteren) Alumosilikatgneise zeigen für sich allein schon eine recht komplexe Vorgeschichte, die sich kaum restlos erklären lässt. Am besten scheint mir die folgende Deutung den Beobachtungen gerecht zu werden:

Ein grosser Teil dieser Gesteine erfuhr eine partielle Anatexis und wurde in ein mobiles Metatekt und einen stereogenen Restbestand getrennt. Die Vorgeschichte dieser tiefgreifenden Metamorphose lässt sich nicht mehr rekonstruieren. Das Restgewebe besteht heute hauptsächlich aus Biotit und Sillimanit, mit etwas Quarz und Granat, während die aus dem Metatekt entstandenen hellen Adern aus Kalifeldspat, Quarz und (seltener) Plagioklas (Oligoklas-Andesin) zusammengesetzt sind.

Im Restbestand lässt sich deutlich die Verdrängung eines älteren Biotitgewebes durch Cordierit unter Ausscheidung von Erz verfolgen. Die Streckung der Cordieritxenoblasten längs der Schieferung und die Parallelstellung der Erzlamellen zeigen beide deutlich, dass diese Verdrängung von einer Durchbewegung begleitet war, ebenso wie die anschliessende Umwandlung Cordierit-Sillimanit.

Vermutlich parallel mit diesen Verformungen ging die Durchaderung der Schiefer mit einem Feldspat- und Quarzmetatekt. Der ganze Komplex zeigt z. T. eine wirre Knetfaltung. Während sich aber die Spuren dieser Bewegungen in den Biotit-(Cordierit-)Sillimanitlagen deutlich abzeichnen, fehlt in den hellen Adern jedes Korrelat dazu. Das Metatekt muss während der Deformation flüssig gewesen sein. Die Kristallisation von Feldspat und Quarz erfolgte nachkinematisch, z. T. auf Kosten der Cor-

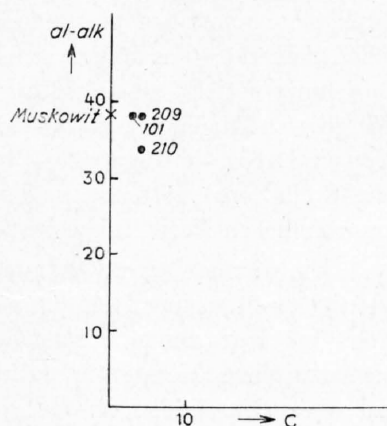


Fig. 35. c-al-alk-Diagramm der Alumosilikatgneise des Monte Rosa

dieritpseudomorphosen und unter Einschluss von Sillimanit. Der gebildete Plagioklas entspricht einem Oligoklas bis Andesin, also einem Feldspat, der unter den Bedingungen der alpidischen Metamorphose im Monte Rosa-Gebiet nicht stabil ist.

Als jüngste Bildung erscheint der Kalifeldspat. Er verdrängt nicht nur die Cordieritpseudomorphosen, sondern auch den Plagioklas. Es ist übrigens möglich, dass ein Teil des Kalifeldspates der kontaktnahen Gneise auf die Einwirkung der Granite zurückzuführen ist.

Wie oben schon erwähnt wurde, stehen die hellen Quarz-Feldspatadern der Sillimanit-Biotitgneise in Verbindung mit den Pegmatitadern und -nestern dieser Zone. Diese entsprechen vermutlich etwas später kristallisierten Rückständen derselben Mobilisierungsphase, die an leichtflüchtigen Substanzen gesättigt waren. Sie weisen einen etwas anderen Mineralbestand auf als die übrigen Quarz-Feldspatadern (K-Na-Feldspat, Quarz, Muskowit und Turmalin). Die diffusen Grenzen und die Auflösungserscheinungen aber zeigen deutlich, dass diese Pegmatite einen erheblichen Teil ihrer Substanz aus dem Nebengestein bezogen haben.

Der Gedanke wäre nun naheliegend, diese Durchaderung mitsamt der Pegmatitbildung in Zusammenhang mit den grossen Granitintrusionen zu bringen. Dass sie älter ist als diese, wurde früher schon bemerkt — es könnte sich also nur um eine Vorphase der Granitbildung handeln. Für eine solche Beziehung spricht scheinbar der Umstand, dass diese grobgemengten Gesteine heute im Randgebiet der grossen Augengneismasse von Macugnaga liegen, mit Ausnahme der Phlebite nördlich Gressoney. Nun sind aber die Augengneise von den durchaderten Komplexen durch einen alpinen Tektonithorizont (die Stelli-Zone) getrennt, so dass die gegenwärtige Verteilung keine sicheren Rückschlüsse über die ursprünglichen Verhältnisse gestattet.

Ein unmittelbarer Zusammenhang mit den Granodiorit- oder Granitmassen und diesen Pegmatitadern besteht meiner Meinung nach nicht, wohl aber könnte ein mittelbarer bestanden haben, indem eine (den Intrusionen vorangehende) regionale Temperaturerhöhung zu selektiver Mobilisation eines pegmatitischen Metatektes führte. Sichere Anhaltspunkte für einen solchen Zusammenhang lassen sich aber nicht finden, so dass die Bildung der Adern auch ebensogut einer viel älteren Metamorphose entsprechen kann.

Wahrscheinlicher ist ein Zusammenhang der Alkalifeldspatbildung mit den granitischen Intrusionen. Aber beweisen lässt sich auch dieser aus dem mir vorliegenden Material nicht. So bleibt als einziges sicheres Produkt der Kontaktmetamorphose nur die Neubildung von Biotit übrig, wie sie z. B. am Südwestgrat der Dufourspitze beobachtet wurde (siehe S. 26). Der S. 31 beschriebene Hornfelskontakt am Ghiacciaio del Piccolo Fillar stellt eine Ausnahme dar.

Schliesslich sind noch die Spuren einer jüngeren Metamorphose zu erwähnen, die sich besonders deutlich an den Pegmatiten auswirkt und lokal bis zur Muskowitschieferbildung führen kann. Sie ist auf bestimmte tektonisierte Horizonte beschränkt und muss auf alle Fälle einer alpidischen Phase zugeordnet werden.

Sehen wir davon ab, so sind alle wichtigen mineralgenetischen Vorgänge dieser Serie typisch für den katazonalen Bereich und führen zu Paragenesen, die zu den sicher alpidischen in scharfem Kontrast stehen.

Feinkörnige Bändergneise

Unter dieser neutralen Bezeichnung fasse ich hier sehr feinkörnige, dunkelbraune Gneise zusammen, die durch parallel s laufende, helle Lagen gestreift erscheinen. Der Hauptbruch verläuft parallel zu diesen Lagen und ist mit Glimmer bedeckt; makroskopisch kann manchmal auch noch Granat festgestellt werden. Die Gesteine spalten ausgezeichnet in dünne, rhomboedrisch begrenzte Stücke.

Diese Bändergneise sind vor allem im Weisstal (E Mattmark) sehr verbreitet. Analoge Gneise trifft man im Becken von Macugnaga und in der Monte Rosa-Ostwand an. Sie sind in der Gipfelpartie des Pizzo Bianco und an mehreren Punkten des Jägerrückens anstehend; vor allem bilden sie hier im Liegenden der Monte Rosa-Granitgneise, zwischen 3735 und 3870 m ü. M., eine mächtigere Zone. Die makro-

skopisch ganz analogen Lagengneise am Wege von Gressoney zur Capanna Sella sind durchgehend stark albitisiert, ebenso die entsprechenden Gesteinstypen am Stockhorn-Hohtälligrat (E Gernergrat).

Im Streichen und quer dazu gehen diese feinkörnigen Gesteine in grobflaserige, glimmerreiche Gneise oder Schiefer — mit oder ohne Granat — über, ferner in Albitknotengneise u. a. Eine scharfe Abgrenzung gegenüber diesen Gesteinstypen ist also nicht möglich.

Die schönste Ausbildung zeigen die Bändergneise im Weisstal und im Rottal (E Mattmark), dann am Seewjinenberg, also im Dach der grossen Augengneismasse von Macugnaga. Hier sind sie häufig von den S. 43 beschriebenen Aplit- und Pegmatitlagen förmlich aufgeblättert (Taf. XI, Fig. 31).

Mikroskopische Beschreibung

Zunächst werden zwei Bändergneise aus dem Weisstal und vom Verbindungsgrat vom Stelli-horn zum P. 3356,6 beschrieben. Sie gehören derselben Zone an.

Beide zeigen schöne Kristallisationsschieferung. Die hellen Lagen sind von den dunkeln scharf getrennt, doch finden sich auch feine, ein bis zwei Kornlagen umfassende Streifen der letzteren in den hellen Lagen. Diese hellen Bänder zeigen deutlichen Zeilenbau, mit parallel begrenzten Quarzlagen. Die Körner sind in Schnitten quer zu s gestreckt, mittlere Ausdehnung in s 0,1 mm, quer dazu 0,05 mm. Maximale Korngrösse (bei Quarz und Muskowit) 1 mm, wobei das Verhältnis von Länge zur Breite etwa 4 : 1 beträgt.

Die dunkleren Lagen bestehen vorwiegend aus feinschuppigem Muskowit, mit einzelnen grösseren Blättchen, deren s-förmige oder spindelförmige Kontur vorkristalline Deformation anzeigt, wobei aber auch nachkristalline Stauchungserscheinungen beobachtet werden können.

Die Glimmerlagen weisen übrigens gleichfalls eine Art Zeilenbau auf, indem sie in unregelmässigen Abständen von 0,5 mm dicken, einheitlich auslöschenden Streifen unterbrochen werden, die aus einem feinen Sericitfilz bestehen (Gleitflächenschar).

Die Zusammensetzung der hellen und der dunklen Lagen ergibt sich aus folgenden Schätzungen (in Vol. %):

Dunkle Lagen:	Muskowit	Biotit	Granat	Quarz und Albit	Erz
	80	5	6	5	1
	80	3	10	5	< 1
Helle Lagen:	Muskowit		Granat	Quarz	Albit
	45–50	—	1	50	1
	40–45	—	—	50	5–10

Als Übergemengteile sind Turmalin, Erz, Apatit und Chlorit zu erwähnen. Mit Ausnahme von Apatit findet man diese nur in den dunklen Lagen.

Die kleinen Biotitschuppen sind fast ausschliesslich an die dunklen Muskowitlagen gebunden, wo sie gelegentlich als Fortentwicklung des Muskowites parallel mit ihm verwachsen erscheinen. Pleochroismus: n_x farblos bis blassgelb, n_y hellbraun.

Quarz bildet in den hellen Lagen oft reine Zeilen, meist aber ist er mit Muskowit (und Albit) vermischt. Wo die Quarzzeilen aus mehreren Kornlagen bestehen, sind die gelängten Körner an verheilten, häufig muskowitbesetzten Scherflächen scharf voneinander getrennt. Auch hier besitzen die Kristalle dieser Quarzzeilen ein relativ grobes Korn (0,1–0,5 mm). Schwache undulöse Auslöschung ist oft sichtbar. In den Muskowitlagen zeigt Quarz eine viel unregelmässigere Begrenzung und bevorzugtes Wachstum in s (Prinzip der Wegsamkeit!).

Der Albit bildet winzige Kristalloblasten, von Muskowit umhüllt oder ihn als feinen Saum begleitend. Korngrösse 0,01 mm, selten bis 0,5 mm. Zur Porphyroblastenbildung kommt es nirgends.

In der Regel sind die Granatkristalle makroskopisch nicht sichtbar, da ihr Durchmesser meist zwischen 0,05 bis 0,1 mm liegt. Im Dünnschliff farblos, mit dunklem, oft konzentrisch im Kern angehäuften Pigment. Gute kristallographische Umrisse. Randliche Umwandlung in blassgrünen Chlorit ist häufig.

Kalifeldspat konnte in keinem der Schiffe nachgewiesen werden.

Analoge Struktur und Zusammensetzung haben z. T. die Bändergneise des Seewjinenberges. Doch treten hier Typen (oder Lagen) auf, die in der Zusammensetzung wesentlich davon abweichen und damit mehr dem Bändergneis des Pizzo Bianco entsprechen, dessen Zusammensetzung hier folgt:

Dunkle Lagen:	Quarz	Albit	Biotit	Muskowit	Zoisit + Epidot
	25	20	50	—	5
Helle Lagen:	65	30	3	2	—

Der Muskowit ist hier in Form kleiner Schuppen ausschliesslich in den hellen Lagen zu finden, in den dunklen wird er vollständig durch Biotit verdrängt. Granat verschwindet ganz oder ist nur in kleinen Relikten im Kern einiger Zoisit-Häufchen vorhanden. Klinozoisit (und Epidot?) bildet unregelmässig begrenzte, farblose Körner, der Epidot vermutlich Schwärme winziger, ovaler Körnchen, die oft mit jenen verknüpft sind. Die hellen Lagen sind hier alternierend aus parallel begrenzten Quarzzeilen und aus Streifen mit isometrischen Albit- und Quarzkörnern aufgebaut. Während die Korngrösse in diesen letzteren im Durchschnitt nur 0,03 mm beträgt, erreichen die Kristalle der Quarzzeilen im Mittel das Drei- bis Vierfache. Der Albit bildet in diesen Lagen ein kompliziert mit Quarz verwachsenes Pflaster feiner Körner, während er in den Glimmerzügen die übliche, spindelig gestreckte Gestalt entwickelt, oft poikilitisch von Glimmerresten (Biotit und Muskowit) erfüllt, die er aufzufressen scheint.

Ganz analoge Verhältnisse zeigen sich an einigen Bändergneisen des Seewjinenberges. Doch findet man hier auch Gesteinstypen, die zwischen denjenigen vom Weisstal und dem Pizzo Bianco insofern eine Mittelstellung einnehmen, als der Muskowit neben dem vorherrschenden Biotit einen wesentlichen Anteil am Mineralbestand hat.

Kalifeldspat konnte auch hier nicht nachgewiesen werden.

Vermutlich sind die eben beschriebenen, verschiedenen Bändergneistypen, die makroskopisch nicht unterschieden werden können, Glieder ein und derselben, im wesentlichen sedimentogenen Serie.

Bemerkungen zur Genese der Bändergneise

Das Charakteristische der Bändergneise ist einerseits der Wechsel heller und dunkler Lagen, die ununterbrochen durchziehen, andererseits das gleichmässige und feine Korn und der Zeilenbau.

Beim Typus Weisstal(-Stelli) weist die Zusammensetzung auf einen sedimentogenen, primären Wechsel toniger (dunkler) und sandig-toniger (heller) Schichten hin. Die im Zeilenbau der einzelnen Lagen zum Ausdruck kommende Differenzierung ist metamorph. Der ursprünglichen Schichtung entspricht die s-Fläche, die wir als Gleitfläche zu deuten haben, wie die Form der Muskowitblätter und Verdreungen am Granat erkennen lassen.

Beim Typus der Bändergneise des Pizzo Bianco kommt als weiteres genetisches Merkmal die Albitisierung hinzu. Diese Gesteine leiten über zu den ähnlichen, durch grösseres Korn und höheren Albitgehalt ausgezeichneten, gebänderten Gneise von Gressoney und vom Stockhorn, in denen ebenfalls die Muskowit-Lagen z. T. durch Biotit-Lagen abgelöst werden.

Das feine und gleichmässige Korn der Bändergneise ist im Gebiet des Monte Rosa nur noch am Hornfelskontakt des Piccolo Fillar (S. 31) und an Myloniten zu beobachten. Mit echten Hornfelsen wird man diese Bändergneise jedoch kaum in Verbindung bringen können, da sie auch an Orten auftreten, wo eine Kontaktwirkung nicht zu erwarten ist. Hingegen deutet die Verbindung der Kleinkörnigkeit mit einem bis in die letzten Feinheiten des Gefüges ausgeprägten Zeilenbau und andere Merkmale auf rekristallisierte Mylonite hin. Das einzige Mineral, das man dabei als Relikt einer älteren, grobkristallinen Phase auffassen kann, ist der zuweilen in grösseren Tafeln auftretende Muskowit (vielleicht auch Granat?), der in Verbindung mit der Deformation die Auflösung in feine Schuppen erkennen lässt.

Da diese Lagengneise am Seewjinenberg und im Rottal von Graniten diskordant abgeschnitten und z. T. in Schollen aufgelöst werden, so sind ihre Gefügeeigenschaften wesentlich prägranitisch schon erworben worden. Das gilt sicher für den Wechsel heller und dunkler Lagen und für den tektonisch bedingten Zeilenbau. Diese Gesteine müssen schon vor der Granitbildung als Tektonite vorgelegen haben.

Das schliesst aber die Möglichkeit nachgranitischer Bewegung und Kristalloblastese (wenigstens auf gewissen Flächen und Zonen) keineswegs aus. Wahrscheinlich hängt damit die Albitoblastese zusammen, die zwar in dieser Gesteinsgruppe immer nur bescheidene Ansätze aufweist, aber doch nicht übersehen werden darf. Welche Gefügeeigenschaften erst durch postgranitische Umprägung erworben worden sind, kann hier nur eine eingehende Analyse ergeben. Der Mineralbestand selbst gibt keine sicheren Hinweise auf vor- oder nachgranitische Elemente, wie bei den vorhin beschriebenen Gneisen. Insofern ist die Zuordnung der Bändergneise zum vorgranitischen Gneiskomplex überall dort mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, wo sie nicht direkt von Graniten abgeschnitten werden.

Die postgranitisch umgeprägten Schiefer

Zunächst soll hier nochmals, um jedes Missverständnis zu vermeiden, hervorgehoben werden, in welchem Sinne wir von postgranitisch umgeprägten Schiefen sprechen. Wir verstehen darunter alle Gesteine, die ihre wesentlichen mineralogischen und Gefügeeigenschaften in einer nachgranitischen Phase der Gebirgsbildung erhalten haben. Dazu gehören also die früher beschriebenen Metamorphite, die aus granitischem Material hervorgegangen sind, aber auch Teile des prägranitischen Schiefermantels, soweit sie (nachgranitisch) eine neue Umprägung erfahren haben. Selbstverständlich würden z. B. auch Gesteine, die nachgranitisch erst sedimentiert worden sind, dahin gehören, doch ist es vorläufig noch nicht möglich, anzugeben, ob solche Gesteine am Aufbau des Altkristallins überhaupt beteiligt sind. Ausgeschlossen ist dies keineswegs.

Als Kriterien für die Zuordnung gelten einerseits die Verbandsverhältnisse, andererseits die Mineralfazies. In vielen Fällen zeigen Hüllgesteine und Granite eine gleichsinnige Umprägung, die zu Gesteinen von gleicher Fazies und übereinstimmenden Gefügeeigenschaften führte. Wo aber die Verknüpfung mit Granitmetamorphiten fehlt, bleiben immer noch die mineralfaziellen und strukturellen Eigenschaften als Kriterium übrig. Als wichtig erwies sich dabei vor allem der Verlauf der im Gelände einmessbaren Kleinfaltenachsen und das Verhältnis der Kristallisation zu dieser Faltung (siehe S. 87). Die Berücksichtigung dieser Beziehungen gestattet in den meisten Fällen eine sichere und eindeutige Zuordnung eines Gesteines zur Gruppe der postgranitischen Metamorphite, und mit wenigen Ausnahmen ist auch die Einordnung der einzelnen mineralgenetischen Phasen möglich. Wo das Verhältnis der Kristallisation zur Faltung nicht bestimmt werden kann, bleibt natürlich die Möglichkeit offen, dass das betreffende Mineral ein Relikt einer früheren (vorgranitischen) Metamorphose darstellt. Das könnte z. B. in einzelnen Fällen für den Granat, für Biotit und Muskowit zutreffen.

Den grössten Teil der nachgranitischen Metamorphite bilden die Glimmerschiefer. Muskowit (häufig Phengit) wird dabei zum beherrschenden Glimmer. In allen Gesteinen erscheint Quarz, häufig auch Granat und Chlorit (Pennin und Klinochlor). Ein seltenerer Bestandteil ist Hornblende, noch weniger häufig finden sich Carbonat, Sprödglimmer und Disthen. Vereinzelt steht das Vorkommen eines Apatit-Lazulith-führenden Schiefers am Stockhorn-Westgrat da. Alle diese Typen (mit Ausnahme des zuletzt genannten) finden sich in analoger Ausbildung auch nördlich der Furgg-Zone.

Je nach dem Verhältnis der dominierenden Hauptgemengteile können die unten beschriebenen Glimmerschiefertypen ausgeschieden werden. Dabei muss aber betont werden, dass eine Abgrenzung der einzelnen Typen im Gelände meist nicht durchführbar ist, da sie durch Übergänge miteinander verbunden sind. Ebensowenig ist hier eine Abtrennung von den Feldspat-führenden Schiefen möglich. Als typomorpher Feldspat stellt sich (im Gegensatz zu den prägranitisch-metamorphen Gesteinsserien) stets *Albit* ein, der in manchen Typen nur abessorisch erscheint, in anderen aber zum Hauptgemengteil wird. Je nach der Bedeutung, die der Albit erlangt, und den Paragenesen, in denen er erscheint, kann eine weitere Gruppe von Gesteinen unterschieden werden. Eine dritte bilden die hornblendereichen Gesteine, die ebenfalls mit oder ohne Albit auftreten.

Die Gebiete, in denen diese Gesteinsserien in grösseren zusammenhängenden Komplexen auftreten, sind die Stelli-Zone, der Stockhorn-Hohtälligrat und der westliche und südliche Rand der Süd-

abdachung des Monte Rosa. In den übrigen Teilen fehlen sie keineswegs, doch erscheinen sie dort (z. B. in der Ostwand) nur in relativ schmalen Zonen, die sich zwischen die prägranitisch umgeprägten Elemente hindurchwinden.

Glimmerschiefer

Disthen-führende Muskowitschiefer

Diese grobblättrigen, silberglänzenden Schiefer weisen ausser dem Hauptbestandteil Muskowit noch Quarz (in Lagen und Linsen) und millimetergrosse grünliche Flecken (Klinochlor und Disthen) auf. Von blossen Auge ist der Disthen nicht wahrnehmbar, und deshalb ist eine Unterscheidung von den Muskowitschiefern, die sich von Pegmatiten und Graniten ableiten (siehe S. 45), um so weniger durchführbar, als auch diese fleckenweise Klinochlor (und Disthen) führen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass diese Disthen-führenden Schiefer sich allgemein von «Orthogesteinen» ableiten. Sie sind selten und treten als schmale Lagen in Granat- und Albit-führenden Glimmerschiefern auf. Die Möglichkeit, dass es sich um völlig umgeprägte gang- oder sillartige Intrusionen handelt, kann nicht ausgeschlossen werden. Andererseits stehen diese Gesteine den S. 69 beschriebenen (Klinochlor-)Chlorit-führenden Granatglimmerschiefern nahe, von denen sie sich durch das Fehlen von Granat und durch den Disthengehalt unterscheiden. In Ermangelung sicherer Kriterien bleibt aber ihre genetische Zuordnung problematisch.

Unter dem Mikroskop zeigen sich gewellte und gekrümmte Muskowitlagen, mit undeformiertem Glimmergebälk. Die Muskowitlagen werden teilweise durch linsenförmig anschwellende Quarzzeilen aufgeweitet. Die Quarzkörner sind in s gestreckt und miteinander verzahnt. In die Muskowitzüge eingeschoben oder sie quer durchbrechend findet man farblos bis blassgrün gefärbten Klinochlor in radialstrahligen Aggregaten zusammen mit Sericit und Disthen. Der Disthen bildet meist wenige, im Schliff zerstreute, xenomorphe, rundliche Körner, seltener kurze, seitlich gut begrenzte Prismen. Als Übergemengteil wurden Apatit, Epidot, Rutil, Titanit und Turmalin beobachtet.

Anzeichen nachkristalliner, mechanischer Beanspruchung fehlen selten ganz. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, manchmal auch beginnende Mörtelbildung, ferner treten Stauchungen an Muskowit und Klinochlor auf.

Die Kristallisationen der drei Hauptgemengteile überschneiden sich, diejenige von Klinochlor (und Quarz) scheint die Bildung von Muskowit zu überdauern. Unsicher ist die Stellung von Disthen, dessen gelappte Umrisse, verbunden mit randlich auftretendem Sericit, vielleicht auf vormuskowitischen Zerfall hindeuten.

Disthen-führende Chloritoid-Muskowitschiefer

Das hier beschriebene Gestein wurde nicht anstehend gefunden. Die Probe stammt aus einem Block der südlichen Moräne des Gornergletschers, das Anstehende ist also wahrscheinlich in den Nordabstürzen des Nordends zu suchen. Eine gleichartige Paragenese konnte sonst nirgends beobachtet werden.

Das Gestein ist ein grobschuppiger Muskowitschiefer, der sich von andern durch eine Sprenkelung mit schwarzen, glänzenden Flecken von 2–3 mm Durchmesser auszeichnet. Es sind dies Porphyroblasten von Sprödglimmer, die in gleicher Grösse und Ausbildung auftreten wie in gewissen Metamorphiten des Allalin-Gabbros. Blassgrüne verwaschene Flecken führen Klinochlor, daneben sind sporadisch noch rötliche, xenomorphe Granatkörner sichtbar, während der Disthen makroskopisch nicht festgestellt werden kann.

Unter dem Mikroskop erscheint ein sperriges Gefüge grösserer Muskowit- und Klinochlorschuppen, dessen Zwickel durch ein Pflaster isometrischer Quarzkörner ausgefüllt sind. In diesem Grundgewebe liegen Chloritoidporphyroblasten und kleinere Körner von Disthen (Taf. III, Fig. 5). An einigen Stellen sind Spuren nachkristalliner, geringfügiger Bewegung sichtbar. Sie scheint alle Komponenten betroffen zu haben.

Der farblose Muskowit zeigt Stauchung und lokal randliche Zerfaserung. Er ist mit fein- bis grobschuppigem, z. T. radialstrahligem und schwach farblos-hellgelb pleochroitischem Klinochlor verwachsen (Doppelbrechung ähnlich Quarz).

Die Chloritoidporphyroblasten sind stets verzwillingt, lappig begrenzt und poikilitisch von Quarz durchwachsen. Der Pleochroismus ist auffallend schwach n_α blassblau, n_γ gelblich. Der mittlere Brechungsindex liegt zwischen 1,69 und 1,74, die Doppelbrechung entspricht etwa 0,011. Es wurden die folgenden Achsenwinkel gemessen:

$$+ 2 V : 45, 56, 64, 83, 85, 85^\circ!$$

An fast allen Individuen ist randlich Auflösung und Neubildung von feinblättrigem Muskowit zu beobachten.

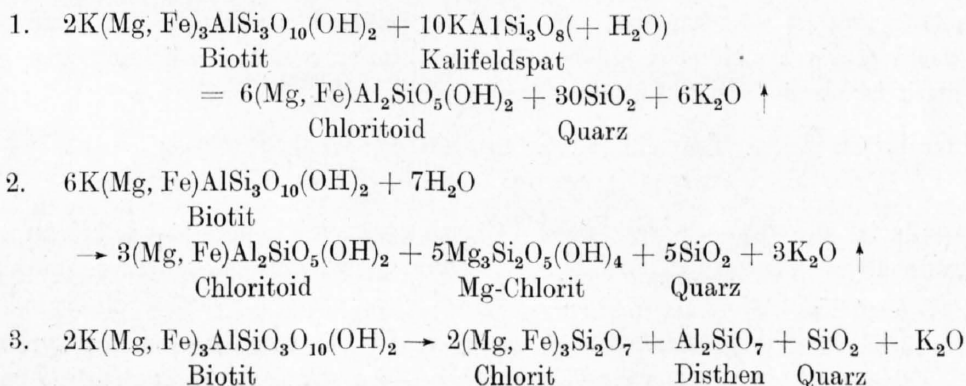
Die Disthenkristalle sind z. T. idiomorph, meist aber unregelmässig begrenzt und führen ähnlich wie der Chloritoid oft rundliche Einschlüsse von Quarz. Sie sind mit Chloritoid teilweise derart verwachsen, dass nur gleichzeitige Kristallisation in Frage kommt. Akzessorisch erscheinen Rutilkörner und fleckenweise feinverteilter Erz.

Eine sichere kristalloblastische Folge lässt sich nicht aufstellen. Doch scheinen Disthen und Chloritoid vor Muskowit-Klinochlor und dem grössten Teil des Quarzes kristallisiert zu haben. Jedenfalls überschneiden sich verschiedene Phasen der Kristallisation.

Bemerkungen zur Entstehung der Disthen- und Chloritoid-führenden Muskowitschiefer

Diese Schiefer sind jedenfalls selten und bilden nur schmale Einlagerungen in den übrigen Glimmerschiefern. Sie entgehen deshalb leicht der Beobachtung und sind mir darum verhältnismässig spät aufgefallen, weshalb ich über ihre Beziehung zu andern Gesteinen nur wenige Angaben machen kann. Daher die oben erwähnte Unsicherheit ihrer Zuordnung. Ihrer Zusammensetzung nach würde man sie zu den epimetamorphen Alumosilikatschiefern rechnen müssen, und in diesen findet man auch genug verwandte Glieder. Aber die grösste Ähnlichkeit zeigen diese Gesteine mit den Muskowitschiefern, die aus Pegmatiten, Graniten oder Augengneisen hervorgehen. Allerdings habe ich in diesen bis jetzt keinen Sprödglimmer gefunden, wohl aber Disthen, neben Phengit und Klinochlor. Die Frage bleibt also offen, ob es sich in den hier besprochenen Fällen um «Ortho»- oder «Paraderivate» handelt.

Diese Gesteine führen weder Feldspat noch den sonst sehr verbreiteten Biotit. Vermutlich stehen Fe-reicher Chloritoid und Mg-reicher Klinochlor hier an Stelle von Biotit. Es könnten etwa folgende Umsetzungen in Frage kommen:



Für die Bildung von Disthen kämen noch andere Möglichkeiten in Frage, deren Diskussion aber bei der Unsicherheit über die Herkunft des Materials keinen Zweck hat.

Granatglimmerschiefer

Diese rostrot anwitternden, grobflaserigen Schiefer sind teilweise mit rötlichem Granat vollgespickt. Er erreicht meist einen Durchmesser von 1 cm, selten darüber, und zeigt in der gleichen Zone

teils gute kristallographische Begrenzung (Rhombendodekaeder), teils auch nur verschwommene Umrisse. Hauptbestandteile sind Muskowit und Biotit, deren Mengenverhältnis stark schwankt. In der Regel herrscht Muskowit vor, der Biotit kann auch ganz zurückgedrängt werden. Häufig stellt sich auch Chlorit ein, der auf s verwaschene rundliche Flecken bildet.

Diese Schiefer sind lagen- und linsenförmig (in wechselnden Abständen) von Quarz durchzogen. Es handelt sich um sekretionäre Durchaderung und Sammelkristallisation. Einzelne dieser Lagen werden bis 50 cm mächtig.

Dominierend sind diese Gesteine am Stockhorn und am Hohtälligrat, wo sie mit Albit-führenden Zonen wechsellagern. In der tektonischen Stellung entsprechen sie den Glimmerschiefern des oberen Val Gressoney und jenen des Castor. In der Stelli-Zone findet man sie in der nördlichen und östlichen Flanke des Pizzo Bianco (S Alpe Crosa), am Faderhorn (W Monte Moropass) und in den von Mattmark nach Osten ausstrahlenden Schieferzonen, besonders N vom Antronapass, überall aber untrennbar mit Albit-führenden Gesteinstypen verbunden.

Granat- und Albit-führende Chlorit-Muskowitschiefer

Zeilenbau: Wechsel von reinen Quarz- und Glimmerzeilen. Die meisten Kornarten in s abgeflacht, parallel orientiert.

Mineralbestand: 10–50 % Quarz, 35–70 % Muskowit, 5–15 % Chlorit, 5–10 % Granat.

Die wasserklaren Quarzkörner sind meist verzahnt, isometrisch und zu Lagen oder Zeilen gefügt, die oft mehrere Kornlagen umfassen und dann durch muskowitbesetzte parallele s-Flächen voneinander getrennt sind. Die Korngrösse schwankt im Mittel um 0,15 mm. Undulöse Auslöschung ist in der Regel sehr schwach und nur bei den grösseren Körnern zu beobachten.

Der Albit bildet parallel s gelängte, winzige Kristalloblasten, die sich in den Muskowitzügen einnisten und vom Glimmer stark durchwachsen sind. Das unterscheidet sie vom Quarz. In den am Stockhorn sehr verbreiteten Granat-Muskowitschiefern ist der Anteil des Albits meist kleiner als 1 %.

Die Glimmerzüge, die bald anschwellend, bald schmaler werdend den Schliff durchziehen, führen als Hauptkomponente Muskowit, daneben aber auch Biotit und (oder) Chlorit, die beide zu Hauptgemengteilen werden können. Die farblosen Muskowitschuppen variieren in der Länge zwischen 0,1 und 1 mm ($-2V \sim 15^\circ$). Die Tafeln sind vorwiegend parallel s orientiert, daneben aber treten ganze Zeilen auf, wo die Glimmer von zwei Seiten ungefähr unter 45° zu s sich überkreuzen oder firstartig aneinanderstossen. Vermutlich Abbildung einer engscharigen, vorkristallinen Faltung. Nachkristalline Stauchung an Muskowit ist sehr schwach. Der Biotit ist häufig kleinschuppig und dann parallel mit Muskowit verwachsen, seltener bildet er grössere Porphyroblasten, welche die Glimmerzüge quer durchsetzen. Der Chlorit ist ebenfalls mit Muskowit parallel verwachsen.

Pleochroismus: n_α blassgrün, n_γ farblos, niedrige Doppelbrechung, einachsig +
Anomale Interferenzfarben variieren von braun bis blauviolett.

Der durch Zerfall des Granates entstandene Chlorit zeigt eine höhere Doppelbrechung und stärkeren Pleochroismus (hellgelb-grün). Er ist sehr feinschuppig, weshalb eine genauere optische Bestimmung nicht möglich war.

Der Granat ist durch zwei Generationen vertreten. Die bis 1 cm grossen Porphyroblasten enthalten nämlich einen stark bestäubten einschlussreichen Kern (Erz?), mit oft deutlich verlegtem si, der von einem hellen einschlussfreien Rand umfasst wird. Die überall in den Glimmerzeilen auftretenden kleinen Granatkörner ($< 0,1$ mm) sind ebenfalls einschlussfrei. Man kann nun beobachten, wie gerollte Porphyroblasten randlich in kleine gerundete Körner zerfallen, die schwarmweise in s sich ausbreiten. Einzelne Körner zeigen auch eine Verlängerung in s, wobei einschlussfreie, neugebildete Granatsubstanz im Druckschatten angelagert wird. All das deutet auf eine Wiederbelebung des Wachstums hin bei gleichzeitiger Durchbewegung des Gesteins. Die einschlussreichen Kerne sind als Relikte einer älteren Kristallisation aufzufassen.

Glimmerzügen umflossenen Chloritoidporphyroblasten zeigen gleichen Charakter wie oben beschrieben. Sie führen Granat als Einschluss. Am Rande wird der Sprödglimmer aufgelöst und sowohl durch Muskowit wie durch Pennin ersetzt, wobei letzterer sehr häufig Sphärolithen bildet. Anscheinend ist der gesamte Penningehalt des Gesteines durch diese Umbildung entstanden.

Aus den Beobachtungen an diesem Gestein ergibt sich folgende kristalloblastische Reihe: Granat → Sprödglimmer → Chlorit und mit diesem gleichzeitig (?) Muskowit. Den Abschluss bildet die Kristallisation eines Teiles der Quarzsubstanz, die noch in den Zwickeln der Chloritsphärolithen ausgeschieden wird.

Geringe nachkristalline Beanspruchung macht sich an allen Komponenten bemerkbar.

Albitschiefer

Die hier beschriebenen Gesteine sind in erster Linie in der Stelli-Zone und am Stockhorn verbreitet, ferner in der Umgebung der Sellahütte ob Gressoney und am Castor (Fig. 36). Ihre grösste Verbreitung

haben sie allerdings innerhalb und nördlich der Furgg-Zone, im Almageller Tal, in der Fletschhorn-Weissmies- und der Mischabelgruppe.

Abgesehen vom Quarz, dessen Anteil an den verschiedenen Typen sehr stark variieren kann, sind die Hauptbestandteile: Albit, Muskowit, Biotit und Chlorit, wozu sich meist auch noch Granat gesellt. Eine grosse Variabilität ist durch die Unterschiede im Mengenverhältnis dieser Komponenten bedingt. Unter den beobachteten Kombinationen von Albit (und Quarz) mit Glimmer sind die wichtigsten:

Muskowit-Albit
Muskowit-Biotit-Albit
und Albit-Chlorit-Biotit,

von denen die beiden zuerstgenannten am häufigsten auftreten, wobei im allgemeinen Muskowit vorherrscht, aber auch Feldspat oder Biotit dominieren können.

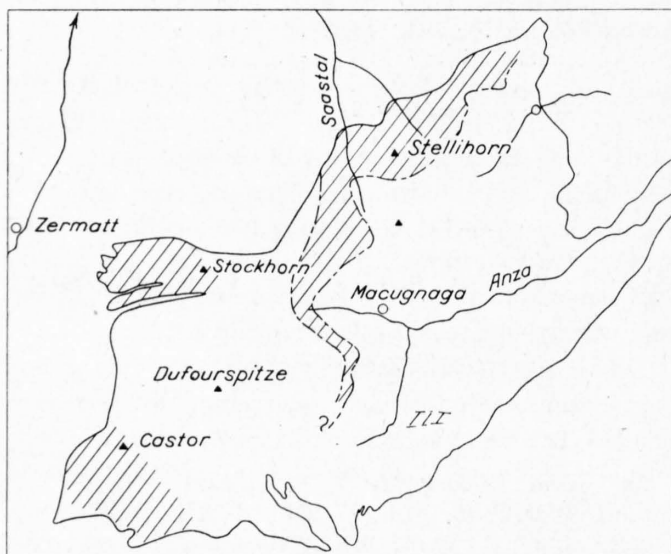


Fig. 36. Übersichtskarte der wichtigsten Albitisierungs-zonen in der Monte Rosa-Teildecke (vergleiche auch Fig. 3a und 23).
1 : 400 000

Wie der Mineralbestand auf geringe Distanz sich ändern kann, zeigt das Profil Fig. 37, das unmittelbar unterhalb der Quintino Sellahütte aufgenommen wurde. Dieser Wechsel hält auf Hunderten von Metern an.

Der Albit erscheint dabei in rundlichen oder scheibenförmigen Kristalloblasten von ganz verschiedener Grösse, von mikroskopischen Dimensionen bis zu 1 cm oder sogar 2 cm Durchmesser. Wo die Kristalloblasten mit Einschlüssen vollgespickt sind, heben sie sich kaum vom Grundgewebe ab. In Gesteinen mit grossen Porphyroblasten sind auch die übrigen Komponenten überdurchschnittlich gross. In sehr albitreichen Gneisen bildet der Albit isometrische, rundliche Körner von 1–3 mm Durchmesser, durch die die Schieferung mehr oder weniger zerstört wird. Am Südfusse des Stockhorns konnte im Streichen der Übergang eines albitarmen Schiefers in einen hellen Albitgneis beobachtet werden, wobei im Schiefer sichtbare Faltung durch den überwuchernden Albit aufgelöst wird. Hier ist schon makroskopisch das sichtbar, was man im Schliff tausendfältig feststellen kann, nämlich, dass die Albitisierung eine der letzten Phasen in der Geschichte dieser kristallinen Schiefer darstellt.

Aus diesen Bemerkungen folgt übrigens, dass die Albitbildung in den meisten Fällen nach Anlage der Kristallisationsschieferung und Faltung erfolgte. Das ergibt sich nicht nur daraus, dass die Porphyroblasten im allgemeinen in der s-Fläche sich stärker entwickeln als quer dazu (Prinzip der Wegsamkeit!), sondern es ist oft unmittelbar daran erkennbar, dass Falten mit unverbogenem Glimmer-

gebälk durch sie umschlossen oder auch quer abgeschnitten werden. In einigen Fällen durchzieht das Grundgewebe unverlegt und kaum reduziert die durchschimmernden Porphyroblasten. Wenn diese dann zusammenwachsen, erscheinen alle übrigen Komponenten nur mehr als Einschlüsse in einem albit-durchtränkten Grundgewebe.

Verlegtes si wurde beobachtet, ist aber selten. Doch zeigen auch andere Beobachtungen, dass Bewegungen mit der Kristallisation des Albites interferierten. So sind z. B. Streckungshöfe an Albitporphyroblasten beobachtet worden, die mit einem Mosaik undeformierter Quarzkörner (+ Muskowitschuppen) angefüllt sind. In einigen wenigen Fällen sind auch die Einschlüsse der Porphyroblasten dem Grundgewebe fremd. So wurde z. B. beobachtet, wie der vom Albit umschlossene Biotit im Pleochroismus nicht mit dem im Grundgewebe auftretenden Biotit übereinstimmt, oder es fand sich im Albit Phengit eingewachsen, während ausserhalb nur Muskowit auftrat. In solchen Fällen ist offenbar ein älteres Grundgewebe im Albit fixiert worden. Ein Beispiel einer nachalbitischen Kristallisation von Glimmer ist weiter unten beschrieben.

Wenn man auch diese Ausnahmen nicht übersehen darf, so stimmt doch der Gesamteindruck mit dem überein, was man aus den Tauern und anderwärts kennt, nämlich dass die Albitisation im wesentlichen nach der Hauptdeformation erfolgte.

Da die quantitative Zusammensetzung der Albitschiefer ständig ändert und kein bestimmter Typus ein grösseres Gebiet beherrscht, vielmehr in allen Zonen der oben erwähnte Wechsel zu beobachten ist, so begnügen wir uns hier mit der Beschreibung der einzelnen Gemengteile und ihrer gegenseitigen Beziehung.

Albit. Die Umrisse der Kristalloblasten sind meist ganz unregelmässig, zackig oder buchtig, mit pseudopodienartigen Fortsätzen, selten ist die Tendenz zu idiomorpher Begrenzung. Die Querschnitte sind teils rundlich, teils oval und dann in s gestreckt. In quarzreichen Gesteinen sind die Individuen oft uneinheitlich und bestehen aus einem (feinkörnigen) Haufwerk subparallel verwachsener Kristalle, die mit tropfenförmigem Quarz und mit Muskowit vermengt sind. Derartige Überindividuen bilden dann unregelmässig begrenzte Inseln eines feinkörnigen, granoblastischen Gewebes in einem meist grobkörnigen Quarz (Muskowit)-Mosaik. Diese Aggregate können bis 1 cm Durchmesser erreichen. In der Regel aber sind die grösseren Porphyroblasten einheitlich, zeigen Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, selten auch nach Karlsbad- oder Komplex Albit-Karlsbad, und oft auch gut einmessbare Spalt- risse (001) und (110).

Nicht selten ist inverse Zonarstruktur, wobei der Albitkern allmählich in einen oligoklas-albitischen Saum übergeht.

Die Albitporphyroblasten sind fast immer gefüllt mit Einschlüssen, wobei diese z. T. über das ganze Korn gleichmässig verteilt sind, manchmal sich aber auch im Kern konzentrieren. Der Oligoklasrand ist immer relativ einschlussarm. Als Einschlüsse wurden in den verschiedenen Gesteinen folgende Mineralien beobachtet: Quarz, Muskowit, Chlorit, Granat, Epidot, Hornblende, Rutil, Titanit, Erz, Turmalin und Apatit, also alle Mineralien, die hier überhaupt gesteinsbildend auftreten. Nach ihrem Verhalten zum Wirt könnte man dabei eine indifferente Gruppe mit Granat, Turmalin, Erz etc. von einer zweiten Reihe unterscheiden, deren Komponenten von Albit korrodiert werden. Sie umfasst die Hauptgemengteile Muskowit, Biotit und Chlorit (auch Hornblende). Die Porphyroblasten breiten sich entlang den Korngrenzen und Spaltrissen der Glimmerlagen aus und zehren dabei das Grundgewebe mehr oder weniger vollständig auf (siehe Fig. 38 und Taf. III, Fig. 7). Da vorzugsweise der Glimmer

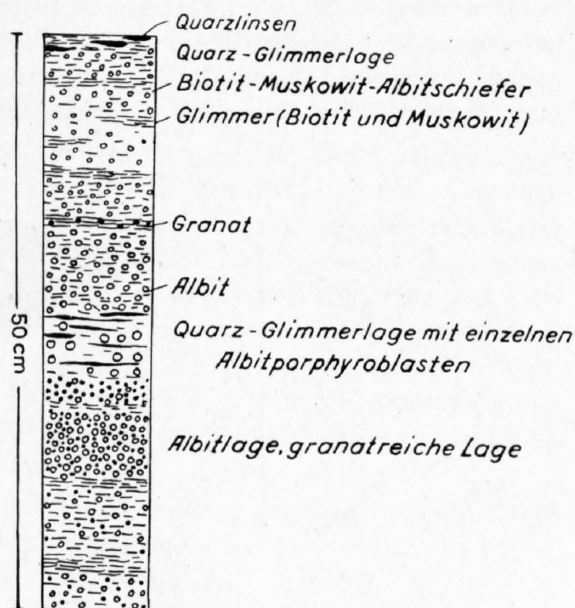


Fig. 37. Detailprofil aus der Albitschiefer-Zone bei der Capanna Quintino Sella (Gressoney)

dabei verschwindet, so bestehen die Einschlüsse manchmal nur aus Erz, Graphit u. a. Umwächst und zersetzt der Porphyroblast ein gefaltetes Grundgewebe, so kann infolge der selektiven Resorption des Glimmers der Eindruck eines verlegten Si mit fixierter vorkristalliner Faltung entstehen. Sehr schöne Beispiele dafür liefern die Granat-führenden Albit-Glimmerschiefer am Antronapass, deren Albite sich in einem feingefalteten schwarz pigmentierten (Graphit?) Biotit-Muskowit-Gewebe entwickelten. Bis auf geringe Reste ist der Glimmer in den Porphyroblasten verschwunden, und einzig die Pigmentlagen zeichnen noch die Faltung ab. Bei der Beurteilung der in den Albiten eingebetteten Reliktstrukturen muss diese selektive Resorption berücksichtigt werden.

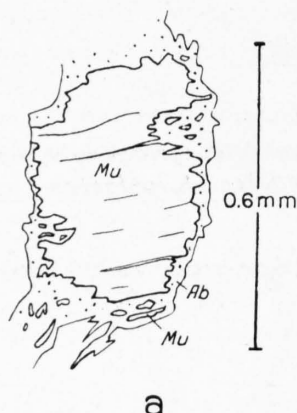


Fig. 38 a. Korrosion eines schwach verbogenen Muskowits (Mu) durch Albit (Ab).

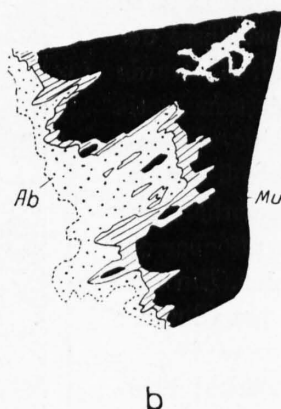


Fig. 38 b. Stark vergrössertes Detail von Fig. 38 a zeigt die Verdrängung von Muskowit (Mu) durch Albit (Ab). Der niedrig doppelbrechende Saum (schraffiert) ist durch Reduktion des Glimmers infolge Auflösung entstanden.

Zeichnung nach Dünnschliff

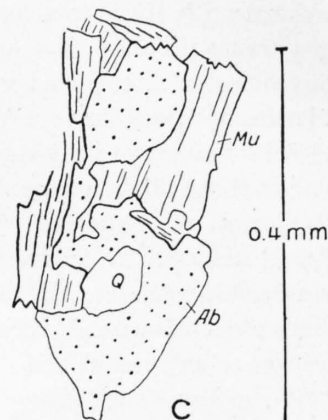


Fig. 38 c. Verdrängung von Muskowit (Mu) durch Albit (Ab).

Der Quarz fehlt in diesen Gesteinen selten und kann bis 50 Vol. % ausmachen. In den glimmerreichen Lagen erscheint er oft in millimeter- bis zentimeterdicken Linsen und Lagen. Unter dem Mikroskop zerfallen diese Lagen in einzelne geregelte Zeilen, die durch parallelgehende Muskowitschuppen scharf voneinander getrennt werden. In den Glimmerzeilen liegender Quarz ist meist langgezogen. Daneben erscheint er aber auch in nesterartigen Aggregaten verzahnter Körner oder (selten) in einzelnen, zerstreuten Kristallen, mit Vorliebe auch im Druckschatten der Granatporphyroblasten in besonders grossen, isometrischen Körnern. Die Korngrössenunterschiede sind im selben Schliff oft sehr gross.

Quarz findet sich sowohl als Einschluss im Albit wie als Bestandteil eines nachalbitisch rekristallisierten Grundgewebes; er wird in den Streckungshöfen ausgeschieden und zugleich in den Bewegungszonen parakristallin ausgewalzt. Selbst gelegentliche nachkristalline Faltung von Glimmer kann durch Kristallisation von Quarz überholt werden. In jeder Phase der Bildung dieser kristallinen Schiefer scheint der Quarz eine erhebliche Mobilität besessen zu haben. Die letzten Spuren mechanischer Beanspruchung machen sich in der undulösen Auslöschung bemerkbar, die zwar sehr verbreitet ist, aber oft in einem Schliff nur einzelne Korngruppen erfasst.

In den Glimmerzügen herrscht in der Regel Muskowit vor ($-2V$ $45-47^\circ$). Die farblosen (0,1 bis 1 mm langen) Blättchen sind meist unverbogen, doch fehlt nachkristalline Stauchung nicht immer. In einigen Schiefen ist ein Muskowit mit gleichem Achsenwinkel, aber schwachem Pleochroismus n_a farblos, n_y blassgelb festzustellen. Einen mehr in Grün spielenden Farbton zeigen die Phengitlamellen. Der Achsenwinkel ist hier sehr klein, n_a farblos, n_y schmutzig grüngelb. Charakteristisch sind oft intensiv gelb pleochroitische Höfe um Zirkon.

Mit dem Muskowit ist oft Biotit verwachsen, manchmal so, dass er als Fortsetzung des Muskowites erscheint.

Oft sind die Biotitschuppen sehr klein, können aber auch die Grösse des Muskowites erreichen, ja manchmal tritt Biotit porphyroblastisch auf, zum Teil als Querbiotit und gelegentlich mit Einschlüssen von Quarz und Muskowit. Dass er unter Umständen zu den Spätbildungen gehört, zeigen auch andere Beobachtungen (siehe S. 76). Der häufigste Pleochroismus ist: n_α blassgelb, n_β olivgrün, n_γ dunkelbraun. In einigen Gesteinen erscheint ein mehr olivgrün-hellgelb pleochroitischer Biotit. Beide Glimmer sind gewöhnlich einachsig, doch treten auch deutlich zweiachsige Biotite auf, ohne dass dabei eine Änderung in den Absorptionsfarben festgestellt werden könnte.

Umwandlung in einen lichtgrün-hellgelben Pennin ist häufig.

Verschiedene Chlorit-Mineralien können beobachtet werden, die sich zum Teil durch ihre Entstehung und z. T. durch Pleochroismus und Doppelbrechung unterscheiden. Der Pennin ist deutlich grün-hellgelb gefärbt, wobei die Intensität der Absorption stark schwankt. Er ist einachsig positiv mit niedriger Doppelbrechung und den bekannten, von Tintenblau ins Braune hinüberspielenden anomalen Interferenzfarben. Der Klinochlor zeigt nur geringe Absorption: n_α blassgrün, n_γ gelblich und olivbraune bis graue anomale Interferenzfarben. Kleiner Achsenwinkel. Zwillingslamellierung. Auslöschungsschiefe 2–3°. Eine stärkere Doppelbrechung (analog Quarz) zeigt der farblose, einachsige Leuchtenbergit, mit grün-farblos pleochroitischen Höfen um Zirkon. Klinochlor entsteht z. T. durch Aufzehrung von Muskowit, Pennin teilweise durch Zersetzung von Biotit oder Granat (auch Klinochlor scheint aus Granat entstehen zu können).

Klinochlor erscheint parallel mit Biotit verwachsen, oder selbständig in den Muskowitzellen, nicht selten auch porphyroblastisch diese durchbrechend. Sphärolitische Anordnung der Lamellen ist häufig.

Die Granate (0,1–10 mm) erscheinen im Schliff oft farblos oder schwach rötlich bis bräunlich, sind idiomorph oder gerundet, einschlussfrei oder mit Einschlüssen von Quarz und Erz. Parakristalline Drehung ist oft erkennbar, ebenso Umwandlung in Chlorit.

Untergeordnet sind in diesen Albitschiefern: Epidot, Orthit, Zirkon, Apatit, Erz und Turmalin. In den Albitglimmerschiefern des Antronapasses erscheint der Turmalin als Porphyroblast. Von blossen Auge erkennt man in s eingeregelter, bis 2 cm lange schwarze Prismen, die im Schliff die bekannten trigonalen Umrisse zeigen. Eine dunklere Kernpartie enthält Einschlüsse von Granat, Quarz und dunklem Pigment, während der Rand einschlussfrei ist. Zur Schieferung deutlich verlegtes si. Im Gegensatz zu den Albitblasten schneiden die Turmalinkristalle das Grundgewebe und die durch dieses Grundgewebe abgebildete präkristalline Faltung glatt ab. An den Korngrenzen ist keine Spur von Stauchung oder Ausweichen der Glimmer zu erkennen, wie man erwarten müsste, wenn nach der Turmalinbildung noch Bewegungen erfolgt wären. Die Porphyroblasten müssen sich in einem fertig entwickelten Gewebe gebildet haben.

Biotit-führender Klinochlor-Albitschiefer PB 355 Alpe Montevecchio, Val Quarazza (Koord. 642,1/86,35)

SiO ₂	52,14
Al ₂ O ₃	23,14
Fe ₂ O ₃	0,23
FeO	4,21
MnO	0,02
MgO	7,81
CaO	0,51
Na ₂ O	5,86
K ₂ O	1,39
H ₂ O ⁺	3,13
H ₂ O ⁻	0,03
TiO ₂	1,33
P ₂ O ₅	0,22

100,11

Modaler Mineralbestand:

Albit	65 Vol. %
Biotit	10 »
Klinochlor	25 »

Spez. Gew. 2,68

Anal. H. SCHWANDER

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	146	38	42	2	18	0,28	0,76			
Basis	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Ru	Cp
	31,8	4,9	31,0	0,8	18,6	0,2	6,6	4,8	0,9	0,4

Katanorm	Q	Or	Ab	An	Cord	Eu	Hy	Mt		
	—12,3	8,2	52,0	1,4	34,1	8,8	6,3	0,2		
Biotit-Chlorit-Variante	Q	Ab	An	Bi	Ms	At	Fe-At	Ru	Mt	Cp
	5,2	52,0	1,4	7,3	5,1	20,9	6,6	0,9	0,2	0,2
		53,4				27,5 Chl				

Die Analyse PB 355 entspricht einem Klinochlor-Biotit-Albitschiefer, der im Val Quarazza, am Bach östlich der obersten Hütte der Alp Monte Vecchio ansteht. Die Probe stammt aus einem intensiv gefalteten, 2–3 m mächtigen Schieferband, das als Einlagerung in gleichfalls gefalteten Augengneisen auftritt. Mit dem analysierten Gestein sind auch quarzreiche Albit-Muskowit-Schiefer assoziiert. Der Kern der Falten ist besonders grobkörnig und gefüllt mit rundlichen weissen Albitkörnern, die in einem Biotit-Chlorit-Gewebe eingebettet sind.

Im Dünnschliff erscheint als Hauptbestandteil Albit. Er bildet rundliche Poikiloblasten, deren Zwischenräume mit sphärolitischem Klinochlor und Biotit (nebst wenig undulösem Quarz und Muskowit) gefüllt sind. Akzessorisch erscheinen Rutil, Titanit und Zirkon (siehe Taf. III, Fig. 6).

Die Albitkörner zerfallen in unregelmässig begrenzte Bereiche, deren Auslöschung nicht genau gleichzeitig erfolgt (Überindividuen!). Zwillingslamellen durchziehen das ganze Korn. Die Füllung zeigt auffallenderweise eine andere Zusammensetzung als das Zwischenkorngewebe. Von diesem erscheint nämlich nur der Biotit als Einschluss, neben sehr viel korrodiertem Muskowit und tropfenförmigem Quarz, während Klinochlor fehlt. Der eingeschlossene helle Glimmer ist deutlich pleochroitisch (n_γ = grün, n_α = farblos, wahrscheinlich Phengit). Die Einschlüsse zeichnen eine präalbitische Schieferung ab.

Die Zwickelfüllung setzt sich aus grünem Klinochlor (+ 2 V sehr klein, n_α = grün, n_γ = gelblich, Doppelbrechung > Albit) und braun-hellgelb pleochroitischem Biotit zusammen. Beide können auch lamellenförmig verwachsen sein. Im Dünnschliff ist eine Parallelstellung der Blätter nicht erkennbar, vielmehr bilden sowohl Glimmer wie Chlorit ein wirres Geflecht, das zum grossen Teil aus Sphäroliten besteht und seiner ganzen Anlage nach postalbitisch zu sein scheint. Es stellt dies einen der wenigen Fälle dar, wo das Grundgewebe noch nachalbitisch umgebildet wurde, wahrscheinlich unter Einwirkung von Lösungen, die die Bildung von Klinochlor begünstigten.

Karbonat-führende Albitglimmerschiefer

Es wurde oben (S. 67) schon erwähnt, dass innerhalb der Albitschiefer-Zonen keine konstant durchgehenden Horizonte ausgeschieden werden können. Hier soll nun noch eine Ausnahme von dieser Regel erwähnt werden, die einen am Südrand der Furgg-Zone auftretenden Horizont betrifft, der sich durch seine Karbonat-Führung auszeichnet. Er erscheint zunächst in geringer Mächtigkeit in den unteren Felsen des Börterrück, am Osthang des Furggtales, quert dann den Grenzgrat zwischen P. 3362 und P. 3302 und erreicht, immer mächtiger werdend, den Camposecco-Grat südlich vom Bottarello-Gletscher. Der Charakter der Gesteinszone ändert sich dabei allmählich. Im Furggtal ist das Gestein gneisartig; Albit, Quarz (und wenig Kalifeldspat) sind mit 70–80 Vol. % am Aufbau beteiligt (Albit > Quarz); phengitischer Muskowit, Biotit (grün-gelb pleochroitisch) und gleichmässig verteilter Calcit bilden den Rest. Durch Auslaugung des Calcites wird die verwitterte Oberfläche kavernös, die quarzgefüllten Albitporphyroblasten werden dabei isoliert, so dass das Gestein sehr lebhaft an gewisse albitisierte Bündnerschieferhorizonte erinnert. Gegen Osten nehmen Muskowit, Biotit und Chlorit zu, Quarz tritt zurück; der silikatische und der karbonatische Anteil erscheinen lagenförmig getrennt. Am Camposecco-Grat selbst findet man Albit-Muskowit-Knotenschiefer, z. T. mit Biotit (\pm Chlorit), abwechselnd mit dünnen Lagen von grobblättrigem Muskowit-Chlorit-Schiefer und Muskowitschiefer (\pm Granat), unterbrochen durch karbonatische Lagen und Linsen. Einzelne der Marmorlagen werden bis 50 cm dick, meist aber ist eine feine Wechsellagerung der Glimmerschiefer mit rostrot-anwitternden karbonatischen Schichten, z. T. ohne scharfe Grenze, zu beobachten. Tektonische Verschuppung kommt darnach kaum in Frage, möglicherweise primäre sedimentogene Schichtung, vielleicht aber auch metamorphe Differenziation. Auffallend ist die überdurchschnittliche Korngrösse (bei Albit bis 2 cm \varnothing).

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Wechsel lepidoblastischer Glimmer- und granoblastischer Quarzlagen mit karbonatischen Schichten, ohne saubere Trennung des silikatischen vom karbonatischen Anteil. Die Glimmerzüge sind aus schwach-pleochroitischem phengitischem Muskowit, wenig Biotit und reichlich hellgrünem Klinochlor zusammengesetzt; sie werden von länglichen Albitporphyroblasten durchbrochen, welche korrodierte Relikte von allen dreien einschliessen. Die Klinochlor-Bildung ist hauptsächlich an den Kontakt der Silikatsubstanz mit der Karbonatsubstanz gebunden; die oft sphärolitisch entwickelten Aggregate haben sich z. T. auf Kosten von Karbonat, aber auch von Muskowit und Biotit gebildet (alle drei sind als Relikte im Chlorit enthalten). Die Kristallisation des Chlorits wird durch die Albitoblastese überholt, die sich an die Glimmerzüge oder an isolierte Inseln der Glimmersubstanz in den Karbonatlagen heftet, wobei der Albit die Glimmer aufzehrt, oft auch an der Grenze Silikat-Karbonat vortastet und dabei auch Karbonat auflöst. Innerhalb der Glimmerzüge folgt der Albit vorzugsweise dem Muskowit. Durch diese verschiedenen, einander ablösenden Verdrängungsprozesse entsteht teilweise ein verwirrendes Implikationsgefüge.

Innerhalb der Silikatkomponenten ist demnach folgende kristalloblastische Sukzession festzustellen:

Muskowit und Biotit → Klinochlor → Albit

Die Karbonatlagen enthalten hauptsächlich Calcit und den höher brechenden Ankerit, kenntlich auch an der Ausscheidung limonitischer Substanz an Korngrenzen und Rissen. Ankerit scheint durch Calcit korrodiert zu werden. Wahrscheinlich erfolgte eine Umbildung zu Calcit, unter Fixierung des Fe in Limonit und des Mg (oder eines Teiles davon) im Klinochlor.

Die ursprüngliche Paragenese war wahrscheinlich Muskowit (Biotit), Quarz und Ankerit, aus der sich dann unter Aufzehrung eines Teiles der Glimmer- und der Ankeritsubstanz Klinochlor, Calcit und Limonit entwickelten, deren Ausscheidung durch die Porphyroblastese von Albit abgelöst wurde. Während der erste Prozess als interne Umsetzung ohne weitreichende Stoffwanderung gedeutet werden kann, muss für die Albitisation Material von aussen eingewandert sein.

Hornblende-führende Albit-Muskowit (Biotit)-Schiefer

Gelegentlich findet sich auch Hornblende als Nebengemengteil in den Albitschiefern. Da diese aber makroskopisch nur selten wahrnehmbar ist, so mögen derartige Gesteine in den Glimmerschieferzonen häufiger vorhanden sein, als es den Anschein hat. Mir sind sie nur von drei Punkten bekannt, nämlich als Einlagerung in den Albitschiefern der Quintino Sellahütte (N Gressoney) und des Stockhornes sowie vom Antronapass. Da sie unmerklich aus den andern Albitschiefern hervorgehen, so sind sie zweifellos mit diesen isogenetisch. Sie unterscheiden sich auch strukturell nicht von jenen und führen neben Hornblende und Epidot die gleichen Mineralien, nämlich Muskowit (oft Phengit), wenig Biotit und Chlorit, ferner Albit und Quarz und akzessorisch Granat, Apatit, Titanit, Rutil und Ankerit.

Die Hornblende bildet teils selbständige, vom Glimmer getrennte Zeilen, teils erscheint sie porphyroblastisch innerhalb der Muskowitzüge. Es wurden zwei Arten beobachtet, die sich durch ihren Pleochroismus unterscheiden. Die eine ist farblos (n_a) bis hellgrün (n_{γ}), die andere grünblau (n_{γ}) und gelb (n_a) gefärbt. Maximale Auslöschungsschiefe c/n_{γ} 18–19°.

Sobald Hornblende auftritt, erscheint auch Epidot, meist in unregelmässig begrenzten Körnern oder Korngruppen. Sowohl Klinozoisit als auch gelb-grünlich pleochroitischer und hochdoppelbrechender Pistazit treten auf, wobei aber Klinozoisit vorherrscht. In einem feingefalteten Gestein ist der Epidot auf die Schenkel der Kleinfalten beschränkt. Dies und der Umstand, dass Hornblende zuweilen selbständige Zeilen bildet, zeigt die mechanisch bedingte Kristallisation dieser Gemengteile. Die Bewegung ist auch hinsichtlich dieser Gemengteile parakristallin oder wird von der Kristallisation (Hornblendeporphyroblasten) überholt.

Amphibolite

Südlich der Furgg-Zone erscheinen Amphibolite nur sporadisch als meist schmale, langgestreckte Linsen innerhalb der Glimmerschieferzüge; zusammenhängende Horizonte fehlen. Sie sind wohl als

ursprünglich mergelige Einschaltungen in einem vorwiegend tonigen, sedimentogenen Komplex zu betrachten und nicht als Äquivalente basischer Intrusiva, obwohl sie in Mineralbestand und Struktur von bestimmten mesozoischen Ophiolithen nicht unterscheidbar sind. Prasinitartige Amphibolite sind nordöstlich vom Antronapass als wenige Meter mächtige Einschaltungen in Granatglimmerschiefer (\pm Albit) und (in derselben Zone) am Grat zwischen Cima di Jazzi und dem Stellhorn zu beobachten. Südlich Borca, am Eingang zur Val Quarazza, erscheint eine langgestreckte E-W-streichende Linse eines Albit-Epidot-Amphibolites von abweichender Zusammensetzung und Struktur. Als Beispiele albitfreier Gesteine werden ein Amphibolit vom E-Grat der Signalkuppe (Punta Tre Amici) und vom Nordwest-Grat des Stockhorns beschrieben.

Damit ist freilich die Liste nicht erschöpft. Südlich vom Liskamm (und vermutlich auch in der Südwestflanke der Signalkuppe) sind kleinere Amphibolitkörper ziemlich häufig, keiner derselben ist aber näher untersucht worden. Immerhin mögen die folgenden Angaben eine Vorstellung von den verschiedenen Grünschiefertypen geben, die am Aufbau des «Altkristallins» beteiligt sind.

Im Vergleich mit den übrigen Zonen der Monte Rosa-Bernhard-Decke ist das Fehlen grosser und zusammenhängender Amphibolitzonen auffallend. Dass diese dort hauptsächlich in den höheren Horizonten (Carbon? und Präcarbon) vertreten sind, bestätigt unsere früher geäusserte Vermutung, dass in der Monte Rosa-Teildecke das obere (paläozoische) Altkristallin nicht mehr vertreten ist.

Amphibolprasinite

Makroskopisch graugrüne, feinkörnige Gesteine, z. T. mit helleren, rundlichen Tupfen (Albit) oder mit kleinen rötlichen Granaten (2–3 mm \varnothing).

Struktur: Nematoblastisches Gewebe, gebildet aus Hornblendestengeln, zieht unverlegt durch rundliche Albitporphyroblasten. Seltener ist eine Trennung albitreicher (prasinitischer) Lagen von hornblendereichen Lagen.

Hornblende und Albit machen zusammen 80 bis über 90 Vol. % der Gesteine aus, wobei bald der eine, bald der andere Gemengteil dominiert. Am Rest sind hauptsächlich Granat, Biotit (Chlorit), Epidot und Quarz beteiligt, von denen Granat und Quarz aber auch fehlen können. Charakteristisch, wenn auch nur akzessorisch auftretend, sind Ilmenit, Titanit und Rutil, auch Pyrit, selten Karbonat (Ankerit und Calcit).

Die Hornblenden sind immer deutlich, wenn auch verschieden gefärbt. Der häufigste Pleochroismus entspricht:

n_a hellgelb, n_β schmutziggrün, n_γ blaugrün,

doch finden sich auch blassgrün bis gelb pleochroitische Varietäten. c/n_γ 15–18°. Verwachsung mit feinschuppigem Biotit und Umwandlung in Pennin ist häufig; auch der teils braun, teils olivgrün gefärbte Biotit zeigt diese Umwandlung.

Der Albit weist die schon oben bei den Albitschiefern erwähnten Eigentümlichkeiten auf. Er enthält auch hier sämtliche übrigen Komponenten als Einschlüsse, den Chlorit inbegriffen.

Die rundlichen und ovalen Quarzkörnchen sind entweder einzeln zwischen die Hornblendezüge eingeschoben oder bilden kleinere Aggregate. Quarz kann auch ganz fehlen.

Der meist nur mikroskopisch fassbare Granat ist im Dünnschliff farblos oder schwach bräunlich gefärbt, meist mit Einschlüssen gefüllt, die sich z. T. auf den Kern konzentrieren. In einigen Amphiboliten sind atollartige Skelette vorhanden, deren Kern mit Albit oder Quarz gefüllt ist. Möglicherweise kann es sich hier um eine nachalbitische Kristallisation handeln. Wahrscheinlicher aber ist, dass der Füllung mit Albit (oder Quarz) ein teilweiser Zerfall des Granates in Chlorit vorausging, worauf dann dieser durch Albit ersetzt wurde. Das würde mit den übrigen Beobachtungen über das Verhältnis Granat-Chlorit-Albit besser übereinstimmen.

Tatsächlich konnte auch vereinzelt die Entstehung von Pennin aus Granat beobachtet werden. Es wäre jedoch falsch, anzunehmen, dass aller Chlorit auf Kosten von Granat entstanden ist. Gelegentlich erscheint nämlich Chlorit (Pennin sowohl wie zweiachsiger, höher doppelbrechender Klinochlor) in Form grösserer Blättchen, die das Grundgewebe quer durchbrechen. In einem Prasinit des Antrona-

passes bilden (neben Albit) Klinochlor und Biotit solche Porphyroblasten. Ein Überwuchern dieser drei nachkinematischen Phasen müsste zu einem Gestein von ganz ähnlichen mineralogischen und strukturellen Eigenschaften führen, wie S. 76 beschrieben worden ist.

Der Epidot erreicht in diesen Amphiboliten selten mehr als 10 Vol. %, oft ist er ganz untergeordnet. Sowohl Klinozoisit wie Pistazit wurden beobachtet, wobei der Fe-reiche Epidot oft als Mantel um einen Klinozoisitkern erscheint. Mengenmässig herrscht stets Klinozoisit vor.

Für diese Gesteine ist auch die Paragenese Ilmenit-Titanit (Leukoxen) und Rutil typisch. Sie bilden winzige rundliche oder ovale Körner, die perlschnurartig aufeinanderfolgen oder in unregelmässig begrenzten Aggregaten erscheinen.

Mehrfach wurde auch Calcit beobachtet, in einem Falle enthielten die Calcitkristalle einen zackig begrenzten (korrodierten!) Kern von Ankerit, der vom Calcitmantel durch einen Limonitstreifen getrennt war.

Nachkristalline Beanspruchung lässt sich hie und da beobachten (Stauchung der Glimmer, undulöse Auslöschung von Quarz); doch vermögen diese Erscheinungen das kristalloblastische Bild nirgends zu beeinflussen.

Calcit-Zoisit-Amphibolit

Der am Nordwestgrat des Stockhorns anstehende Amphibolit zeigt ein stumpfes Grün, in welchem makroskopisch nur einzelne Hornblendestengel erkennbar sind. Unter dem Mikroskop erscheint eine schwach ausgeprägte Kristallisationsschieferung aus heteroblastischen Amphibolxenoblasten gebildet. Sie sind im Kern schwach gefärbt (n_a farblos, n_y bläulichgrün), während der Rand oft kräftige Absorption zeigt. Die Hornblende ist von Zoisit durchwachsen, der auch Nester oder schlecht begrenzte Zeilen rundlicher oder prismatischer Körner bildet. (Opt. Charakter: Hohes Relief, niedrige Doppelbrechung, farblos, gerade Auslöschung, $+2V \sim 30^\circ$, starke Dispersion, anomal tintenblaue Interferenzfarbe). Klinozoisit ist selten und bildet Aggregate aus kleinen gelblichen Prismen. Auffallend ist der grosse Gehalt an Calcit, der nesterartig in isometrischen Körnern auftritt und ähnlich wie der Zoisit mit der Hornblende ein kompliziertes Gefüge bildet, das infolge Verdrängung der Hornblende durch Calcit und Zoisit entstanden ist. Korrosionserscheinungen bewirkt auch der spärlich vorhandene Albit, dessen zackig begrenzte Poikiloblasten da und dort durchschimmern. In kleinen, fleckig auslöschenden und schlecht begrenzten Schuppen erscheint Biotit. Die xenomorphen und z. T. stark pigmentierten Granatkörner bilden kleinere Gruppen, ebenso Ilmenit (Leukoxen) und der gelbliche Rutil.

Deutlich ist eine ältere Paragenese mit Hornblende (und Granat) von den jüngeren Bildungen mit Zoisit (\pm Epidot), Calcit und Albit zu unterscheiden. Das komplizierte Implikationsgefüge ist in der Hauptsache auf Verdrängungserscheinungen zurückzuführen.

Den eben beschriebenen Typen ist ein Epidot-Amphibolprasinit verwandt, der in den Rundhöckern zwischen Motta und Quarazza, bei der Einbiegung des Weges in die Val Quarazza ansteht. Das Gestein ist sehr feinkörnig (Korngrösse < 1 mm) und zeigt einen schlierenartigen Wechsel hellgrüner (Epidot-reicher) und dunkelgrüner (Hornblende-reicher) Partien.

Unter dem Mikroskop fallen zuerst rundliche (farblos-blassgrüne) Pistazitkörner und kurzprismatische Hornblende auf (gelbblaugrün, $c/n_y 20^\circ$), die zusammen eine hornfelsartige Struktur bilden, durch die der Albit durchschimmert. Zwillingsbildung an Albit ist selten feststellbar. Stark undulöser Quarz, ferner Biotit, Chlorit (Pennin und Klinochlor?) und Granat erscheinen als seltenere Gemengteile neben Ilmenit, Titanit, Rutil und einzelnen Hämatitblättchen.

Ob diese Zusammensetzung und Struktur für den ganzen ziemlich ausgedehnten Amphibolit der Val Quarazza gilt, ist mir nicht bekannt, auch kann ich über die Lagerungsverhältnisse keine Angaben machen.

Der Granatamphibolit vom Ostgrat der Signalkuppe

Beim Aufstieg vom Colle delle Loccie zur Punta Tre Amici und weiter westlich quert man verschiedene Amphibolitlagen von geringer Mächtigkeit. Das hier beschriebene Gestein ist dunkelgrün und lässt makroskopisch zahlreiche kleine Granatkörner erkennen.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein Grundgewebe, das von gelb bis blau pleochroitischen Hornblendestengeln gebildet wird. Pleochroismus: n_α blassgelb, n_β schmutziggrün, n_γ hellblau, c/n_γ 20°. Alle übrigen Bestandteile sind als Einschlüsse in dieser Hornblende enthalten, vor allem der rundliche, rötlich gefärbte Granat, einzelne Muskowitblättchen und wenige Quarzkörner, neben viel Rutil, etwas Ilmenit und Leukoxen. Granat und Amphibol sind ungefähr in gleicher Menge vorhanden, alle übrigen nur untergeordnet. Durch den Schliff geht ein Riss, der mit Albit und einzelnen Quarzkörnern ausgefüllt ist. In der Nachbarschaft dieses Risses ist die blaue Hornblende korrodiert und auf 1 bis 1,5 mm Tiefe in dunkelgrün-hellgelb pleochroitische Hornblende umgewandelt, z. T. unter Neubildung von Epidot. Vom Riss durchschnittenen Granate sind in Chlorit umgewandelt.

Obwohl es sich hier nur um eine fast zufällige, vereinzelte Beobachtung handelt, kommt ihr doch eine grössere grundsätzliche Bedeutung zu. Die Füllung von Zerrfugen mit Albit, die in einem späten Stadium der Gesteinsbildung erfolgte, kann häufig beobachtet werden, ebenso, dass von da aus das Nebengestein beeinflusst wird. Gelegentlich wurde auch ein Zusammenhang zwischen der Füllung solcher Fugen und der Albitoblastese im Nebengestein beobachtet; es dürfte sich demnach um verschiedene Formen des gleichen mineralgenetischen Vorganges handeln.

Das Gestein vom Ostgrat der Signalkuppe fällt sowohl durch seine Struktur als auch durch seine mineralogische Zusammensetzung aus der Reihe der übrigen Amphibolite heraus. Die Analogie mit gewissen Gesteinstypen der Ophiolithzone erweckt den Verdacht, dass es sich um einen umgewandelten Eklogit handeln könnte.

Karbonatgesteine

Innerhalb des Altkristallins treten meines Wissens an zwei Stellen Marmore auf, die beide ausserhalb meines engeren Arbeitsgebietes liegen und deshalb nicht näher untersucht wurden. Eine solche Einschaltung findet sich auf der Nordseite der Schuttrinne (Loccieciuse), die vom Talboden der Alp Pedriola zu einer Scharte nördlich vom Gipfel des Pizzo Bianco hinaufführt. Dieses Vorkommen ist auf Blatt Monte Rosa der italienischen geologischen Karte 1 : 100 000 angegeben. Ein weiteres, bis 10 m mächtiges Marmorband findet sich am Wege von Gressoney zur Capanna Quintino Sella zwischen 3100 bis 3300 m. Es ist nicht zusammenhängend, wittert gelb an und ist sehr stark gefaltet. Hier (wie auch am Pizzo Bianco) ist der Marmor mit Grüngesteinen und hellen, feinkörnigen Albitgneisen vergesellschaftet. An beiden Orten finden sich auch Kalksilikatfelse mit Granat und Zoisit. Das ist eine ähnliche Assoziation, wie man sie in der Stockknubel- und in der Furgg-Zone beobachten kann.

Die Lazulithfundstelle am Stockhorn-Westgrat

Lazulith-führende Gesteine sind am Stockhorn-Westgrat anstehend, und zwar westlich von P. 3403 in den gegen den Gornergletscher abfallenden Felsen. Dieser Punkt entspricht einer wenig ausgeprägten Erhebung des Grates, die im oberen Teil aus gut gestuftem Fels besteht. Hier findet man an verschiedenen Stellen den Lazulith als Einschluss in flachen Linsen, zusammen mit Apatit und Quarz. Bei einigem Glück kann man noch schöne Stücke in der Schutthalde finden, die sich vom Fusse dieser Felsen bis zum Gornergletscher hinunterzieht.

P. 3403 ist aus lagenweise albitisierten, flaserigen Glimmerschiefern aufgebaut, die neben Chlorit z. T. auch Granat führen. Derartige Gesteine sind am Stockhorn sehr verbreitet. Nicht selten führen sie auch Turmalin. Sie sind am P. 3403 — wie auch anderwärts am Stockhorn — lagen- und linsenförmig von Quarz durchzogen. Die meisten dieser Lagen sind taub; einzelne ihrer flachlinsigen Anschwellungen enthalten jedoch den himmelblauen Lazulith, neben milchigweissem oder gelbem Apatit und glasklarem Quarz. Vom Nebengestein sind die Linsen durch eine hellgrüne Glimmerhaut getrennt.

Der Lazulith bildet unregelmässig begrenzte blaue Flecken, die selten über 1 cm Durchmesser erreichen. Flache, schlecht ausgebildete Prismen beobachtet man hie und da bei Kristallen, die in reinen Quarzknauern eingebettet sind. Schon von blossen Auge lässt sich meist feststellen, dass die Kristalle

zerbrochen sind. Es entstehen ähnliche linsenförmig gestreckte Formen, z. T. auch von Glimmer umflossen, wie bei den Mikroklinporphyroklasten der tektonisierten porphyrischen Granite.

Ganz unregelmässig verzahnte Verwachsung zeigt der Lazulith mit dem Apatit und ähnlich auch mit Quarz. Sowohl Quarz wie Apatit können grössere Partien der Knauer ausfüllen, wobei der Lazulith von ihnen ganz umwachsen sein kann, manchmal auch von ihnen ganz zurückgedrängt wird, so dass auf kleineren Linsen entweder nur Apatit und Quarz oder auch nur Quarz allein auftritt. Sehr selten ist ein vierter Gemengteil, der in kleineren, gelben Flecken erscheint, die selten flachprismatische Entwicklung zeigen. Dieser Gemengteil erwies sich als ein nichtidentifizierbares Phosphat, das makroskopisch leicht mit dem gelben Apatit verwechselt wird. Häufig sind beide mit Lazulith fein vermengt, so dass grünliche Flecken oder Schlieren entstehen, die makroskopisch bald in blau, bald in gelb übergehen, je nachdem der eine oder andere Gemengteil überwiegt.

Die grösseren Knauer sind durch flachgewellte Lagen in kleinere Bereiche zerlegt. Die trennenden Lagen sind hellgrün gefärbt, sind durchscheinend und völlig dicht und erinnern an Nephrit. Ihre Bruchfläche (\parallel s) ist mit silberglänzendem Glimmer besetzt. Nach dem mikroskopischen Befund sind sie aus parallelen Sericitschüppchen zusammengesetzt.

Unter dem Mikroskop zeigen die Lazulithkristalle stets unregelmässige, zackige Umrisse. Alle grösseren Körner sind farblos oder blassbläulich gefärbt; nur in einzelnen Flecken oder bei manchen kleinen Körnern ist intensivere Absorption zu beobachten. Die Lichtbrechung stimmt mit derjenigen von Apatit beinahe überein, hingegen ist die Doppelbrechung hoch ($> 0,30$). In manchen Schnitten erscheinen polysynthetische Zwillingslamellen, und zwar nach zwei Richtungen. Die häufigere derselben stimmt mit einer teilweise gut ausgebildeten Spaltrichtung überein. Das Mineral ist zweiachsig ($-2V$ gem. 62°). Fast immer sind die Kristalle mit winzigen, rundlichen oder stabförmigen Einschlüssen gefüllt, die z. T. eine lineare Anordnung zeigen. In vielen derselben sind kreisförmige Libellen zu sehen, doch konnte nirgends die für Flüssigkeits- oder Gaseinschlüsse typische Brownsche Bewegung festgestellt werden. Eine chemische Analyse des Lazulithes von Zermatt ist von J. GAMPER 1875 veröffentlicht worden.

Die schon makroskopisch feststellbare Kataklaste von Lazulith konnte bestätigt werden, indem an grösseren Individuen quarzgefüllte Risse und undulöse Auslöschung auftreten. Selten sind solche Risse mit faserförmigem Apatit ausgeheilt. Eine weitere Folge mechanischer Beanspruchung ist die randliche Ablösung kleiner Bruchstücke, die einen Mörtelkranz um grössere Kristalle bilden. Merkwürdigerweise sind diese Kristalle frei von Einschlüssen und zeigen auch keinerlei undulöse Auslöschung. Sehr wahrscheinlich sind diese Randpartien rekristallisiert.

An unregelmässigen Rissen kann aber hie und da auch ein chemischer Zerfall von Lazulith beobachtet werden, der sich netzartig über das ganze Individuum ausbreiten kann. Die isolierten Überbleibsel löschen dabei gleichzeitig aus. Die Neubildung besteht aus Sericit, vermengt mit Resten von Lazulith. Es ist möglich, dass dabei auch Apatit entsteht.

Über das Verhältnis von Lazulith zum nicht identifizierten Phosphat und zum Apatit siehe weiter unten.

Das fragliche Phosphat ist durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

Härte < 5 . Löslich in kalter Säure. Farbe gelb. Unter dem Mikroskop erscheint es farblos.

$$\begin{aligned} n_\alpha &= 1,660 \pm 0,003 \\ n_\beta &= 1,671 \\ n_\gamma &= 1,690 \\ n_\gamma - n_\alpha &= 0,030 \end{aligned}$$

Achsenwinkel (gemessen) $2V_\gamma$ 64° und 66° .

Auslöschung schief zur schwach angedeuteten prismatischen Spaltrichtung. Kristallographische Begrenzung fehlt, z. T. wohl infolge nachkristalliner Deformation, die starke undulöse Auslöschung und (ähnlich wie beim Lazulith) randlichen Zerfall in längliche Teilindividuen hervorrief. Ganz analog wie dort erscheinen diese Bruchstücke rekristallisiert und frei von Einschlüssen, während der ursprüngliche Kristall damit ganz gefüllt ist. In einem Schliff tritt dasselbe Mineral in länglichen, fischartigen

Formen auf, die z. T. durch Sericit verdrängt werden. Die mikrochemische Prüfung ergab ein positives Resultat für Calcium und Phosphat. Leider genügt das von mir gefundene Material nicht für eine Analyse. Die beste Übereinstimmung zeigen die obigen Daten mit den Angaben für Spodiosit (n_a 1,663, n_β 1,674, n_γ 1,699 + 2 V, 69°), doch werden für dieses Ca-Phosphat eine gute Spaltbarkeit und aschgraue Farbe angegeben.

Dieses Phosphat ist mit dem Lazulith in komplizierter Weise verwachsen, wobei der Lazulith das Mineral buchtig durchdringt und einzelne Stücke isoliert. Es liegt eine Verdrängung des unbekannten

Phosphates durch Lazulith vor (siehe Fig. 39). Diese Verwachsungen werden ihrerseits von Apatit durchbrochen, der sowohl das fragliche Mineral wie Lazulith korrodiert. Oft findet man beide Mineralien nur in skelettartigen, zerfressenen Formen als Einschluss in Pseudomorphosen von Apatit (Fig. 39).

Der Apatit ist durch seine optischen Eigenschaften sicher charakterisiert. Er bildet teils grössere Porphyroblasten, die häufig in der eben angegebenen Weise mit Lazulith verwachsen sind. Er erscheint aber auch in kleinen, buchtig verzahnten Körnern, die subparallel orientiert sind und ein Mosaik bilden, das von kleinen Glimmerblättchen (Sericit) nach allen Richtungen durchsetzt wird. Ferner ist der Apatit in Form rundlicher Körner, die oft nur bei starker Vergrösserung sichtbar sind, in glimmerreiche (Sericit und Muskowit) Partien eingelagert. Besonders interessant ist aber sein Auftreten in den Glimmerzeilen des Nebengesteins, eines Chlorit-führenden Albit-(Quarz)-Muskowitschiefers. Hier bildet der Apatit rundliche, in s et was gestreckte Porphyroblasten, die die Glimmerzüge durchfressen und reichlich halbverdaute Einschlüsse von Quarz und Muskowit führen. Auch in den Knauern kann man mehrfach die Korrosion grösserer Muskowitblättchen durch Apatit verfolgen. Weniger eindeutig erscheint das Verhältnis zum Sericit. Hier erhält man den Eindruck gleichzeitiger Kristallisation der beiden Gemengteile.

Anzeichen postkristalliner Beanspruchung fehlen am Apatit. Die folgende Tabelle enthält die Werte der chemischen Analyse eines Apatites vom Stockhorn-Westgrat. Man sieht, dass sie fast vollständig übereinstimmt mit derjenigen eines Hydroxylapatites von Kemmlen bei Hospental.

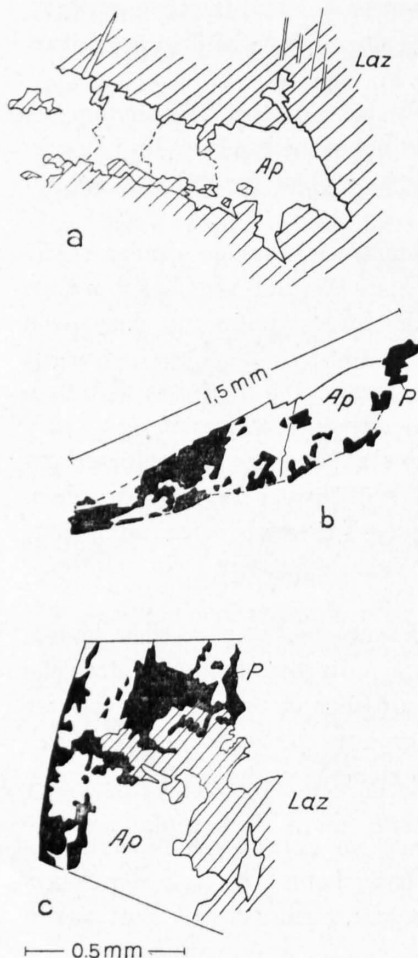


Fig. 39

- a Verdrängung von Lazulith (Laz) durch Apatit (Ap).
- b Verdrängung des unbekannten Phosphats (P) durch Apatit (Ap).
- c Verdrängung des unbekannten Phosphats (P) durch Lazulith (Laz) und beider durch Apatit (Ap).

Zeichnung nach Dünnschliff

	I	II
CaO	55,4	55,47
MnO	—	0,06
P ₂ O ₅	42,54	42,19
Cl	0,36	—
H ₂ O ⁺	1,69	1,73
H ₂ O ⁻	0,01	0,00
	<u>100,04</u>	<u>100,05</u>

I = Analyse eines Hydroxylapatites vom Westgrat des Stockhorns (Zermatt). Anal. H. SCHWANDER.
 II = Analyse eines Hydroxylapatites von Kemmlen bei Hospental. Anal. J. JAKOB.
 (Veröffentlicht in Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. 15, 1935, S. 327.)

Ganze Partien der Knauer sind aus einem feinkörnigen Gemenge von Apatit und Glimmer (mit Resten von Lazulith und dem unbekannten Phosphat) zusammengesetzt. Streckenweise dominiert der Apatit, dann wieder nimmt der Glimmer überhand. Innerhalb der Knauer bildet dieser ein richtungs-

loses Gewebe, in den hellgrünen, dichten Randpartien aber sind die Blättchen parallel orientiert und zu einheitlich auslöschenden Strängen zusammengefasst. Die Blättchen sind farblos, gewöhnlich nur 0,05 mm lang, hie und da auch weniger. Aus diesem feinfaserigen Gewebe sprossen z. T. grössere Muskowitblättchen (0,2 mm) heraus, manchmal rosettenförmig angeordnet. Der Achsenwinkel wurde zu 45° und 47° bestimmt. Es handelt sich da sicher um Muskowit, der übrigens mit dem Glimmer des Nebengesteins übereinstimmt. Hie und da ist auch ein positiv einachsiger, farblos bis blassgrüner Klinochlor (Doppelbrechung $\sim 0,01$) mit diesem Sericit-Muskowitgewebe verwachsen. Er findet sich auch im Nebengestein.

Die jüngste Kristallisation repräsentiert der Quarz, der sämtliche übrigen Gemengteile, z. T. in grösseren (bis 2 cm) Einkristallen umwächst oder Bruchstücke miteinander verkittet, z. T. aber auch sowohl das unbekannte Phosphat als auch Lazulith, Apatit und Muskowit korrosionsartig durchdringt. Er bildet ein Mosaik zackig ineinandergreifender Kristalle. Die Grössenunterschiede der Quarzkörner sind im gleichen Schliff oft sehr bedeutend (0,02–20 mm), dabei zeigen die grossen Körner mehr oder weniger stark undulöse Auslöschung, während die kranzartig umrahmenden kleinen Körner rekristallisiert sind.

Als einziger akzessorischer Gemengteil erscheint in meinen Schliffen Rutil, z. T. mit gut kristallographischer Begrenzung. Makroskopisch werden im Nebengestein noch Granat und einzelne Turmalinester beobachtet.

Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass wir hier neben Relikten einer älteren Paragenese eine Reihe von Neubildungen haben. Abgesehen von der undulösen Auslöschung von Quarz, die gene-tisch ohne Bedeutung bleibt, lassen sich die verschiedenen Kristallisationen auf einen einzigen Bewegungsakt beziehen. Präkinematisch wäre auf alle Fälle die Paragenese des unbekannten Phosphats mit Lazulith. Ob dabei die Verdrängung dieses Phosphates durch Lazulith von früheren Bewegungen begleitet war oder nicht, lässt sich kaum mehr sicher entscheiden, nach Art der Verwachsung erscheint es aber nicht sehr wahrscheinlich. Die Rekristallisation der Randpartien des Phosphates und des Lazuliths ist in dieser Hinsicht bedeutungslos. Jedenfalls ging die Deformation dieser beiden Mineralien Hand in Hand mit der Hauptfaltung im Nebengestein, durch welche die Schieferung der Randpartien der Linsen entstand. Diese Bewegung wurde von der Kristallisation von Muskowit und Quarz überdauert, z. T. war sie parakristallin bezüglich dieser Gemengteile. Weniger eindeutig lässt sich die Kristallisation des Apatites auf die Ausbildung der heutigen Schieferung beziehen. Die in den Glimmerzügen des Nebengesteins auftretenden Kristalloblasten zeigen aber eine so frappante Analogie mit Albitoblasten (Streckung in s, si||se und beide durch Muskowit und Quarz abgebildet), dass man auch für den Apatit para- bis postkinematische Kristallisation annehmen kann. Dasselbe scheint mir auch für das feinkörnige Apatit-Muskowitgemenge der Knauer zu gelten, deren richtungslos-körniges oder -blättriges Gefüge wohl auf Kristallisation im Druckschatten der Porphyroblasten von Lazulith zurückzuführen ist. Zweifelhaft bleibt die Einordnung der Kristallisation der grossen Apatitkristalle, die den älteren Mineralbestand korrodieren. Da man aber auch an ihnen keinerlei Spuren nachkristalliner Deformation feststellen kann, so dürften sie — trotz der komplizierten Verwachsungen mit Lazulith — der Kristallisation des übrigen Apatites entsprechen. (Ein Analogon dazu hätten wir in den albitisierten Granit-tektoniten, wo die an Kalifeldspat gebundene Porphyroblastese auch lokal und auf kleinstem Raum ein Gefüge erzeugt, das mehr isotropen [statischen] Verhältnissen zu entsprechen scheint.)

Im wesentlichen wäre also das Ergebnis der Analyse folgendes: Eine ältere Paragenese eines unbekannten Phosphats mit Lazulith wurde im Zusammenhang mit Bewegungen chemisch und strukturell umgeprägt und durch die Paragenese Muskowit (Klinochlor), Apatit und Quarz ersetzt, die als metamorphe Neubildungen aufzufassen sind.

In chemischer Hinsicht ist noch hervorzuheben, dass die Verglimmerung von Lazulith eine Zufuhr von Kali erfordert. Diese Umwandlung scheint im Zusammenhang mit der Durchbewegung zu stehen (sicher lässt sich das nicht feststellen), und in diesem Falle dürfte sie eine Begleiterscheinung der Muskowitbildung im Nebengestein sein.

Woraus ist nun diese Phosphatlagerstätte entstanden?

Die bekannten ostalpinen Vorkommen von Lazulith sind an Quarzgänge gebunden, die als magmatisch-hydrothermal betrachtet werden. Das scheint mir auch hier die beste Deutung zu sein. Auffallend ist ja die Zusammendrängung der Fundstellen auf einen eng begrenzten Raum. Wahrscheinlich gehörten sie zu einem einzigen Quarzgang, der durch Zerschierung in eine Anzahl kleiner Linsen zerfiel.

Als Muttergestein käme ein Muskowit-Albitgneis in Frage, der östlich von P. 3403 ansteht. Es ist ziemlich sicher, dass hier ein metamorpher Granitlagergang vorliegt, wie man sie häufig als konkordante Einschaltungen am Stockhorn antrifft. Etwa dezimeterdicke Lagen des gleichen Gneises finden sich auch sonst im Lazulith-führenden Schiefer, so dass ein Zusammenhang mit den Lazulith-führenden Quarzlinsen vermutet werden kann. Diese Annahme lässt sich aber schon wegen der intensiven Umprägung des ganzen Gesteinsverbandes nicht beweisen.

Nach älteren Angaben von KENNGOTT und KÖNIGSBERGER findet sich Lazulith auch in den Ophiolithen der Zermatter Gegend. So werden als Fundorte der Theodulpass (KENNGOTT), Pollux (KÖNIGSBERGER) und Adlerpass (KENNGOTT) angegeben. Es scheint aber nach meinen Beobachtungen fraglich, ob der Lazulith ausserhalb des Altkristallins überhaupt auftritt.

Zusammenfassung

Im vorhergehenden Text haben wir eine vor- und eine nachgranitische Metamorphose unterschieden. Im folgenden sollen nun diese beiden Metamorphosen durch ihre Mineralbestände nochmals zusammenfassend charakterisiert und einander gegenübergestellt werden, wobei allerdings nur die typomorphen Bestandteile berücksichtigt werden.

Die prägranitische Metamorphose

Es wurden die folgenden Gesteinstypen und zugehörigen (typomorphen) Paragenesen unterschieden:

Alumosilikatgneise	Granat, Biotit, Cordierit?
	Granat, Sillimanit, Biotit,
	Kalifeldspat, Quarz (\pm Plag.)
	Biotit, Andesin
	Granat (Sillimanit), Muskowit,
	Granat, Biotit, Muskowit (\pm Sericit)
	Granat, Muskowit (\pm Sericit)
Pegmatite	Granat, Disthen (Muskowit), Sericit
Bändergneise	K-Na-Feldspat, Quarz, Muskowit, Turmalin.
	Granat, Biotit, Muskowit, Quarz.

Bei den Alumosilikatgneisen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, je nachdem Biotit oder Muskowit vorherrscht. In der Biotitreihe bilden Granat, Sillimanit und Biotit den ältesten überhaupt noch nachweisbaren Mineralbestand. Der Sillimanit ist dabei pseudomorph nach Cordierit, der sich unter teilweiser Verdrängung und auf Kosten von Biotit entwickelt hatte. Granat, Sillimanit und Biotit bilden einen stereogenen Restbestand, der während einer Faltungsphase von einem Feldspat-Quarz-Metatekt aderförmig durchsetzt wurde.

Die Sillimanit-Biotitgneise sind dann (vorgranitisch!) teilweise diaphoritisch umgeprägt worden, wobei Biotit und Sillimanit durch die Paragenese Almandin-Muskowit (Sericit) abgelöst wurden.

Über die ursprüngliche Zusammensetzung der Alumosilikatgneise wird man nicht im Zweifel sein: es handelt sich um eine scheinbar recht monotone Tonschieferserie. Die wichtigsten mineralgenetischen Vorgänge spielten sich unter katazonalen Verhältnissen ab, zum Teil im Zusammenhang mit Bewegungen. Die nach diesen Metamorphosen eindringenden Granite hatten nur eine geringe Wirkung.

Die andere Gruppe prägranitischer Metamorphite, die Bändergneise, entsprechen gleichfalls einer ursprünglich sedimentogenen Serie. Die Bänderung wird auf einen Wechsel von tonigen und sandigen Lagen zurückgeführt. Diese Gesteine liegen heute in Tektonitfazies vor. Die in ihnen auftretenden Mineralien: Granat, Muskowit, Biotit und Quarz sind auch in nachgranitischen Paragenesen vorhanden. Ihre Abgrenzung gegenüber den nachgranitischen Metamorphiten ist deshalb nur dort sicher durchführbar, wo man sie im direkten Kontakt mit den Graniten beobachten kann. Vor allem besteht bei albitführenden Typen, die makroskopisch von den übrigen Bändergneisen nicht abgetrennt werden können, der Verdacht einer mehr oder weniger starken nachgranitischen Umprägung.

Die postgranitische Metamorphose

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die in der postgranitisch umgeprägten Serie vertretenen Mineralien und Paragenesen.

Tabelle der Mineralparagenesen alpin-metamorpher Gesteine

Gesteine	Kalifeldspat	Albit	Quarz	Biotit	Muskowit	Phengit	Chlorit		Aktinolithische Hornblende	Granat	Zoisit-Epidot	Chloritoid	Disthen	Rutil	Titanit	Calcit und Ankerit
							Pennin	Klinochlor								
Aus Augengneisen, Granitgneisen, Aplit und Pegmatit hervorgegangen:																
Muskowit-Albitgneise	(+)	+	+	(±)	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Quarz-Muskowitschiefer (z. T. vielleicht aus Tonschiefern)	—	+	+	—	+	+	—	+	—	+	—	—	+	—	—	—
— mit Disthen	—	—	+	—	+	+	—	+	—	—	—	—	+	+	—	—
— mit Disthen und Chloritoid	—	—	+	—	+	?	—	+	—	+	—	+	+	—	—	—
Aus alten Schiefer, Alumosilikatgneisen etc. hervorgegangen:																
Granatglimmerschiefer	—	+	+	+	+	—	+	—	—	(±)	—	—	—	—	—	—
— chloritoidführend	—	—	+	—	+	—	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—
Albitglimmerschiefer	—	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	—	—	—	+	—
— karbonatführend	(+)	+	+	+	+	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+
— hornblendeführend	—	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	—	—	+	+	+
Amphibolite																
Hornblendeprasinite	—	+	+	+	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+
Calcit-Zoisit-Amphibolit	—	+	—	+	—	—	—	—	+	—	+	—	—	+	+	+
Epidot-Hornblende-Prasin	—	+	+	+	—	—	+	?	+	+	—	—	—	+	+	—
Granat-Amphibolit	—	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—	—	—	+	+	—

(+) nur als Relikt.

(±) sowohl als Relikt wie auch als Neubildung.

Als sichere instabile Relikte erscheinen nur Plagioklas, Kalifeldspat, Lazulith und das mit ihm auftretende unbekannte Phosphat, sowie Ankerit. Zugleich als Relikte und Neubildungen sind Muskowit und Turmalin zu nennen. Als para- bis postdeformative Neubildungen finden wir: Albit, Quarz, Biotit, Muskowit-Phengit, Chlorit (Pennin und Klinochlor), Chloritoid, Disthen, aktinolithische (und gewöhnliche[?]) Hornblende, Zoisit und Epidot (Klinozoisit-Pistazit), Calcit sowie Apatit.

Das Auftreten des Disthens und vor allem der Kombination Chloritoid-Disthen in Muskowitschiefern ist besonders bemerkenswert, weil der grosse Bildungsbereich des Disthens dadurch neuerdings belegt wird. Der Disthen ist ja hier keineswegs als Relikt aufzufassen, sondern muss mit dem Chloritoid zugleich entstanden sein. Die Bildung von Disthen ist nicht nur auf Metamorphite beschränkt, deren Ausgangsmaterial schon einen Tonerdeüberschuss aufweist, vielmehr erscheint er auch in metamorphen Pegmatiten, Augengneisen etc., die unter weitgehender Auslaugung der Alkalien zu Muskowitschiefern umgeprägt worden sind. Der mit ihm vergesellschaftete Chloritoid tritt vermutlich nur in ursprünglich biotitführenden Gesteinen auf (siehe S. 69).

Nicht ganz abgeklärt scheint die Stellung des Granats. Daran, dass er als Neubildung auftritt, ist nicht zu zweifeln, da er als solcher in den metamorphen mesozoischen Serien (hauptsächlich in den Bündnerschiefern und Ophiolithen) ja sehr verbreitet ist. Wie erwähnt, findet man ihn auch in vielen Muskowitschiefern, z. B. in den aus Pegmatiten entstandenen; auch hier jedenfalls nicht als Relikt. Zudem zeigen auch die unter dem Mikroskop gemachten Beobachtungen, dass sein Wachstum vielfach in Zusammenhang mit der nachgranitischen Durchbewegung erfolgte (helicytische Struktur, Deformation, gefolgt von randlicher Umkristallisation etc.).

Obwohl demnach die Neubildung von Granat jedenfalls sehr verbreitet sein muss, besteht doch der Verdacht, dass er auch als Relikt auftreten kann. Das wäre z. B. möglich beim Granatamphibolit des Ostgrates der Signalkuppe, wo er nur als Einschluss in Hornblende erscheint. Auch in Fällen, wo seine Einschlüsse eine andere Zusammensetzung aufweisen als das umgebende Grundgewebe, könnte der Granat aus einer früheren Phase der Gesteinsgeschichte stammen. Oft ist nur der Kern mit solchen Einschlüssen gefüllt und der Granat in einer späteren Phase einschlussfrei weitergewachsen. Ähnlich verhält sich auch der Turmalin, den man im gleichen Handstück als kataklastisches Relikt und als Neubildung findet.

Manche Anzeichen deuten darauf hin, dass es sich bei den oben angegebenen Paragenesen nicht um vollständige Gleichgewichte handelt. In diesem Sinne sind die Umwachsung blassgrün bis farblos durch bläulichgrüne Hornblende, die häufig festgestellte Entwicklung von Biotit aus Muskowit und schliesslich die inverse Zonarstruktur (Albit-Oligoklas) zu betrachten. Allerdings lässt sich nicht sagen, ob überhaupt und in welcher Weise diese Vorgänge miteinander gekoppelt sind; immerhin scheinen sie eine gemeinsame Tendenz zu besitzen. Man braucht zu ihrer Erklärung nicht notwendigerweise Temperaturänderungen anzunehmen, auch eine Änderung in den Konzentrationsverhältnissen der mitwirkenden Lösungen könnte in Frage kommen. Jedenfalls zeigen diese Vorgänge Schwankungen in den die Metamorphose bestimmenden Faktoren an.

In einer anderen Richtung weist die nachkinematische Porphyroblastese. Ihr Hauptkennzeichen ist die Bildung von Albit, aber neben und gleichzeitig mit ihm oder sogar seine Kristallisation überdauernd entwickeln sich Porphyroblasten von Chlorit (sowohl Pennin wie Klinochlor) als auch (seltener) von Biotit. In dem S. 76 beschriebenen Gestein kristallisierten Biotit und Klinochlor als Zwickelfüllung nach Albit. In den Poikiloblasten dieser beiden Mineralien sind Relikte einer «alten» Kristallisationsschieferung mit Biotit, Phengit und Quarz erhalten, die also eine ganz andere Zusammensetzung zeigen. In den jüngsten Bildungen schimmert somit überall die Tendenz durch, Paragenesen aufzubauen, in denen neben Albit und Biotit (Muskowit) vor allem Chloritmineralien koexistenzfähig sind. Dabei handelt es sich nicht nur um die Einstellung eines neuen Gleichgewichtes. In vielen Fällen muss man vielmehr mit einer fortdauernden und der Metamorphose parallellaufenden Änderung im Chemismus der Gesteine rechnen. Man wird den beobachteten Bildungen nicht gerecht, wenn man die reagierenden Systeme durchgehend als geschlossen betrachtet. Die Umsetzungen führen nicht nur zu Einstellung neuer Gleichgewichte, sie sind auch mit Stoffwanderungen verbunden.

Vergleich der beiden Metamorphosen

Der Vergleich der beiden Metamorphosen zeigt sofort, dass gewisse Mineralien, die in der einen auftreten, in der andern instabil werden. Ausser Sillimanit (und Cordierit) gilt dies vor allem für den Feldspat. Während in den höher metamorphen Alumosilikatgneisen die Bildung von Oligoklas-Andesin und von Kalifeldspat verfolgt werden kann, erscheint in den meso- bis epizonalen (nachgranitischen) Metamorphiten ausschliesslich Albit, und zwar ganz unabhängig vom Chemismus. Der Muskowit wird wenigstens teilweise — in einigen Gesteinstypen sogar ganz — durch Phengit ersetzt, und wahrscheinlich ist auch der Biotit der beiden Faziesbereiche verschieden, worauf die Unterschiede im Pleochroismus hinweisen. Dasselbe gilt vielleicht auch für den Granat. Eine exakte Definition der beiden Faziesgebiete wird erst möglich sein, wenn weitere Daten über den Chemismus der einzelnen Phasen vorliegen.

Es ist auffallend, dass die Zahl der stabilen Phasen im meso- bis epizonalen Bereich wesentlich höher ist als im katazonalen. Z. T. ist dies darin begründet, dass an Stelle einfacher Kristallverbin-

dungen deren mehrere auftreten (z. B. an Stelle von Plagioklas → Albit, Muskowit oder Chlorit und Epidot), z. T. aber umfasst die jüngere Serie einen chemisch stärker differenzierten Komplex. So sind die Grünschiefer des Altkristallins ausschliesslich durch epizonale Typen vertreten, während Mineralbestände einer meso- bis katazonalen Fazies fehlen. Ebenso ist die Gruppe metamorpher «Orthogneise» nur in der epizonalen Fazies vorhanden. Eine weitere Ursache des relativ grossen Variationsbereiches der letzteren ist darin zu suchen, dass die Metamorphose um mehrere Gleichgewichte herumpendelt und die einzelnen Paragenesen solchen Änderungen gegenüber verschieden empfindlich sind.

Ausdrücklich sei aber nochmals betont, dass Übergänge im Sinne der Tiefenstufentheorie zwischen den verschiedenen Fazieskomplexen nicht bestehen. Dass diese Komplexe nicht als Äusserungen ein und derselben Metamorphose aufgefasst werden dürfen, beweist ganz klar der Umstand, dass epi- bis mesozonal verformte Gesteinsserien nicht nur im Hangenden, sondern auch im Liegenden der katameta-morphen Schiefer auftreten, ja sogar mit ihnen vermischt sind.

Im übrigen finden sich in den nachgranitisch umgeprägten Schiefen wohl zahlreiche Relikte granitischer Strukturen und Mineralbestände, aber keine von höher metamorphen (prägranitischen), sedimentogenen Gneisen. Ich möchte nicht behaupten, dass sie überhaupt nicht existieren — vielleicht sind sie der Beobachtung entgangen —, immerhin ist es auffallend, dass nirgends Kalifeldspat oder Spuren von (zersetztem!) Plagioklas in den jüngeren Glimmerschiefen gefunden worden sind, obwohl die Verfeldpatung sehr grosse Teile der prägranitischen Schiefer erfasst hatte.

Die Beziehung zwischen Metamorphose und Tektonik

Von entscheidender Bedeutung für die Deutung der geologischen Verhältnisse ist die Beziehung zwischen Metamorphose und Tektonik, speziell natürlich der alpidischen Tektonik. Den Schlüssel dazu geben uns die Granite und ihre Umprägung. Wir konnten feststellen, dass diese innerhalb gewisser Zonen vollständig metamorphisiert worden sind. In den gleichen Zonen erscheinen aber isofazielle (Para-) Schiefer, die wenigstens in den makroskopisch einmessbaren Gefügeelementen mit den Metamorphiten der Granite übereinstimmen und deren Metamorphose auf den gleichen Deformationsakt bezogen werden muss. Andererseits erweisen sich grosse Granitmassen als nur wenig oder gar nicht deformiert, und die mit ihnen im primären Kontakt stehenden Schiefer zeigen eine andere Metamorphose von katazonalem Charakter; zugleich sind die b-Achsen innerhalb dieses Komplexes nicht eindeutig auf die obige Faltung beziehbar. Deshalb haben wir eine vor- und eine nachgranitische Metamorphose unterschieden, denen auch jeweils eine (oder mehrere) Faltungen entsprechen.

Welche dieser beiden Metamorphosen ist nun auf die alpine Faltung zu beziehen? Oder sind beide Phasen dieser Orogenese zuzuordnen? Man sieht sofort, dass die Beantwortung dieser Frage auch die Altersstellung der Granite tangieren muss!

Wie schon mehrfach erwähnt wurde, zeigt sich im ganzen hier untersuchten Bereich und weit darüber hinaus in der ganzen Decke eine völlige Übereinstimmung der b-Achsen der nachgranitisch deformierten Körper mit den Grossfaltenachsen. Diese Deformation ist ohne Zweifel alpin. Sie wird aber teils von der Kristallisation von Granat, Biotit, Muskowit etc. begleitet, in der Hauptsache aber von ihr überholt. Vor allem gilt das für die eigentliche Albitisation, aber auch Muskowit, Biotit, Chlorit, Chloritoid etc. sind im wesentlichen erst nachkinematisch kristallisiert. Spuren nachkristalliner Bewegung sind zwar häufig feststellbar, es handelt sich aber immer nur um Spuren, die niemals die mit der Überschiebung und Verfaltung der Decke notwendigen internen Bewegungen aufzunehmen vermögen.

Es ergibt sich also, dass auf alle Fälle die nachgranitische Umprägung alpidisch sein muss.

Ein weiteres Argument dafür sehen wir darin, dass gerade diese Metamorphose (und nur diese) auch auf die mesozoischen Serien (Sedimente und Ophiolithe) übergreift. Die Grünschiefer erscheinen in derselben Fazies wie das nachgranitisch überarbeitete Kristallin, und die Albitisierung erfasst z. B. auch gewisse Elemente der Bündnerschiefer und ist hier ebenfalls nachtektonisch. Die mesozoischen Gesteine aber haben sicher nur die alpidische Metamorphose erfahren.

Eine gewisse Einschränkung erfahren diese Feststellungen durch das Auftreten von Eklogiten in den mesozoischen Grünschiefen der Zone von Zermatt-Saas-Fee. Eklogite sind hier sehr verbreitet. Sie entsprechen einer älteren Phase der Metamorphose einzelner Ophiolithkomplexe, und ihre Umbildung in Glaukophan-Aktinolithschiefer kann überall verfolgt

werden. Innerhalb der Ophiolithe lassen sich somit Anzeichen von zwei Metamorphosen erkennen, und der Gedanke ist naheliegend, dieselben mit den beiden Metamorphosen zu parallelisieren, die wir im Altkristallin unterschieden haben.

Allein diese Eklogite sind unter Bedingungen gebildet worden, die nicht sehr verschieden waren von denjenigen, unter welchen die übrigen Grünschiefer entstanden sind. Sie dürfen keineswegs im Sinne von *ESKOLA* als Äquivalente einer speziellen Tiefenfazies aufgefasst werden. Darüber wird später in anderem Zusammenhang berichtet werden. Jedenfalls kann man die Migmatite und Sillimanit-Biotitgneise des prägranitischen Schieferkomplexes nicht mit diesen Eklogiten parallelisieren. Während letztere sicher alpidisch sind, wurden jene in einer älteren Phase und unter Bedingungen gebildet, die sich während der alpinen Orogenese nirgends mehr wiederholten.

Gerade der Umstand, dass eine den vorgranitischen Metamorphiten entsprechende Umprägung in den mesozoischen Serien fehlt, spricht nun dafür, dass die Umprägung nicht nur vorgranitisch, sondern auch voralpin ist. Denn dass wir die Paragenese Sillimanit-Granat-Biotit und erst recht die Neubildung von Kalifeldspat in den vorgranitischen Serien auf einen wesentlich höheren Temperatur/Druckbereich zurückführen müssen, als zur Bildung der epizonalen Paragenesen z. B. der Ophiolithe erforderlich war, erscheint sicher. Ebenso aber setzt die vorgranitische Pegmatitbildung physikalisch-chemische Bedingungen voraus, mit denen nichts innerhalb der metamorphen mesozoischen Serien verglichen werden kann. Und es ist wohl mehr als ein Zufall, dass der Verlauf der b-Achsen gerade innerhalb dieser hochmetamorphen Zonen starke Abweichungen vom alpinen Streichen aufweist, dass hier N-S laufende oder steilstehende Faltenachsen keine Seltenheit sind.

Der einzig zulässige Schluss scheint mir demnach der zu sein: Die prägranitischen Gneise und Schiefer stellen während der alpinen Faltung unverarbeitete Elemente dar, Relikte einer präalpinen katazonalen Metamorphose.

Auf diesen Feststellungen stützt sich der folgende Versuch einer tektonischen Synthese.

Versuch einer tektonischen Synthese

Ohne Berücksichtigung der übrigen Teile der Schubmasse kann natürlich ein Einblick in den tektonischen Aufbau der Monte Rosa-Bernhard-Decke nicht erhalten werden. Ich beschränke mich deshalb hier auf die Heraushebung einzelner Züge, die sich aus der Analyse der Monte Rosa-Teildecke ergeben haben und die mir für den Gesamtaufbau charakteristisch erscheinen.

Wir konnten feststellen, dass der Oberbau dieser Teildecke mit ihren granodioritischen und granitischen Intrusionen, mit ihren diskordanten Kontakten und katazonalen Schieferserien auf einem in-

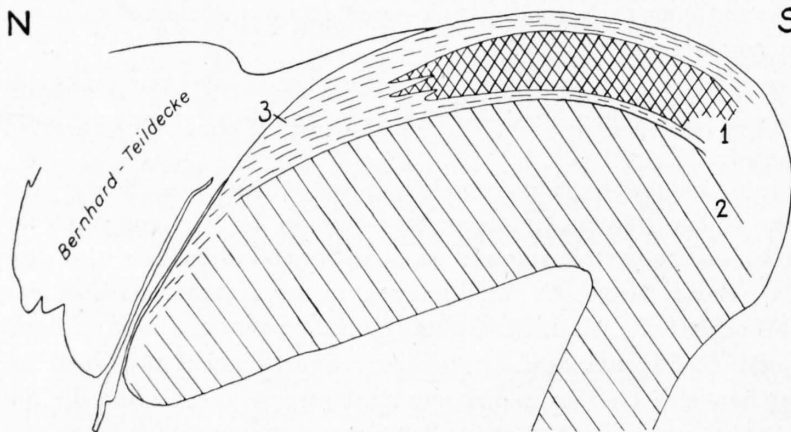


Fig. 40. Schematisches Profil der Innenstruktur der Monte Rosa-Teildecke

- 1 Alpidisch wenig umgeprägter Komplex. Umfasst eine alte, polymetamorphe Schieferhülle sowie den Granitgneis des Monte Rosa und die Granitgänge der Monte Rosa-Ostwand.
- 2 Augengneise von Macugnaga. Alpidische Umprägung verhältnismässig schwach, mit Ausnahme einzelner Zonen.
- 3 Alpidisch stark durchbewegte Zonen mit kräftiger Metamorphose. Zugleich Gebiete mit intensiver Albitisierung.

tensiv durchbewegten Horizont, der Stelli-Zone, ruht. Die Basis dieser Bewegungszone bilden die Augengneise von Macugnaga, die ähnlich wie der Oberbau im wesentlichen Gesteinsmassen umfassen, die von der jüngeren Deformation und Metamorphose nur wenig berührt worden sind.

Der gesamte südliche Gneis- und Schieferkomplex wird also von einer Dislokationszone mit sicher alpidischer Anlage durchschnitten. Sie entspricht einer internen Überschiebung, an der sowohl Granite wie Schiefer eine intensive Umbildung, gefolgt von Albitblastese, erfahren haben. Wie weitreichend diese Überschiebung war,

lässt sich natürlich nicht mehr feststellen, da wir nur ihren Verlauf im Altkristallin kennen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass sie mit anderen Dislokationszonen gekoppelt war, deren Spuren wir weiter nördlich in der Portjengratzone verfolgen können.

Die schematische Skizze Fig. 40 soll veranschaulichen, welche Vorstellung wir uns von der Innenstruktur der Monte Rosa-Teildecke gebildet haben. Die Trennung des Altkristallins in eine basale (Augengneise von Macugnaga) und in eine höhere Schuppe (Monte Rosa-Masse) wird dadurch anschaulich gemacht. Die Monte Rosa-Schuppe entspricht einer nordwärts auskeilenden, riesigen Linse, die sich über die alpinmetamorphen Serien der Stelli-Zone legt. Sie war wahrscheinlich von einer analogen epizonalen Schiefer-Serie überlagert, deren Reste wir noch N von Gressoney und am Stockhorn antreffen.

Die Zunahme der Metamorphose mit der Tiefe

Es ist schon mehrfach versucht worden, eine Zunahme der Metamorphose nach unten innerhalb der penninischen Decken mit der Tiefenzonentheorie in Zusammenhang zu bringen. In einem Gebiet, in dem das polymetamorphe Altkristallin der Deckenkerne mit metamorphem Mesozoikum alterniert, muss dies jedoch zu Fehlschlüssen führen, solange man nicht sorgfältig alpidische und ältere Metamorphosen auseinanderhält. Wenn man also z. B. behauptet, dass innerhalb der Monte Rosa-Bernhard-Decke die Metamorphose nach unten zunimmt, so muss man auch ausdrücklich sagen, welche Metamorphose dabei gemeint ist.

Hier soll nun nur von der alpidischen Umprägung die Rede sein. Obwohl das Kristallin der Monte Rosa-Teildecke für sich allein schon eine Mächtigkeit von über 5000 m erreicht, ist innerhalb dieses Profils keine Änderung der metamorphen Fazies festzustellen. Von der Basis bis zum Dach erscheinen dieselben Mineralbestände; durchgehend werden Kalifeldspat und Plagioklas instabil, und die nachkinematische Albitisierung ist unten wie oben genau gleich stark ausgeprägt. Auch in der Korngrösse zeigen sich keinerlei Differenzen; ebensowenig können solche aus den bisherigen Daten über die Verteilung der invers zonaren Feldspäte oder von Biotit festgestellt werden. Immerhin scheint die Unterlage der Decke auch die unterste Grenze des Bildungsbereiches von Albit darzustellen; wenigstens wurde in einem Amphibolit der Val Bianca (N Pontegrando, Valle Anzasca) im Liegenden der Überschiebungsfläche porphyroblastischer Oligoklas festgestellt. Sichere Schlüsse über eine Albit-Oligoklas-Grenze wird erst eine petrographische Untersuchung der tieferen Monte Leone-Decke ergeben. Dass Anorthit-reicherer Plagioklas und schliesslich auch Kalifeldspat mit grösserer Tiefe stabil werden, zeigen die Verhältnisse im Tessin.

Gewisse Unterschiede in der Metamorphose ergeben sich nun aber, wenn wir die gesamte Monte Rosa-Bernhard-Decke berücksichtigen und sowohl die Stirnpartien im Rhonetal wie auch das Altkristallin an der Basis des Karbons der Mischabelrückfalte, also die sogenannten unteren Casannaschiefer, berücksichtigen. Zwar treten hier dieselben Mineralbestände auf, wie in den alpin metamorphen Serien des Monte Rosa; auch Albitisierung ist überall zu beobachten, aber das Verhältnis gewisser Komponenten erfährt eine deutliche Verschiebung. So überwiegt Chlorit gegen neugebildeten Biotit, und an Stelle von Muskowit erscheint vielfach Sericit, ferner stellen sich Epidot und Calcit häufiger ein. Mit Ausnahme von Kalifeldspat und Muskowit, die sich beide in deformierten Pegmatiten vorfinden, konnten keine sicheren Relikte festgestellt werden. Am Augengneis von Randa, der (diskordant) weit in die unteren Casannaschiefer vorstösst, sind dieselben Deformations- und Rekristallisationserscheinungen festzustellen wie an den Graniten des Monte Rosa.

Ein deutlicher Unterschied zwischen den unteren «Casannaschiefern» der Mischabelrückfalte und den Gneisen des Monte Rosa besteht hingegen in der Korngrösse. Die Serien der Rückfalte sind wesentlich feinkörniger. Ob sich darin aber eine niedrigere Kristallisationstemperatur ausdrückt, erscheint doch unsicher, da vereinzelt gröberkörnige Horizonte auftreten und vor allem die im Hangenden auftretenden Grüngesteine des Karbons (?) und die Glimmerquarzite des Perms (?) wieder ein recht grobes Korn zeigen. Dasselbe gilt für gewisse Albitschieferzonen und vor allem für die Amphibolite. Die Korngrösse ist eben auch hier nicht in erster Linie durch die Überdeckung, sondern durch das Material und die Durchbewegung bestimmt.

Was die alpidische Umprägung anbelangt, so lässt sich also ein deutlicher Hiatus zwischen den stratigraphisch obersten und den tieferen Partien des vorkarbonischen Altkristallins der Monte Rosa-Bernhard-Decke nicht feststellen, obwohl in den obersten Teilen die Metamorphose Tendenzen zu mehr

phyllitischem Charakter annimmt. (Das Bild dürfte sich allerdings ändern, sobald auch die Stirnpartien der Decke miteinbezogen werden.)

Aus der Untersuchung der «Casannaschiefer» der Mischabelrückfalte geht hingegen hervor, dass die voralpidischen Metamorphosen hier wahrscheinlich nie über das phyllitische Stadium hinausgekommen sind. Man begegnet da z. T. echten Phylliten, die nicht als Diaphtorite gedeutet werden können und deren Habitus im Gegensatz zur (alpidischen) Metamorphose ihrer ganzen Umgebung ist. Ich möchte sie als schon voralpidisch metamorphe Tonschiefer betrachten, also als Relikte, deren Metamorphose aber ganz wesentlich mit den katametamorphen Relikten der Monte Rosa-Teildecke kontrastiert. Das vortriadische Kristallin müsste demnach Elemente mit sehr unterschiedlicher Metamorphose umspannt haben, nämlich einerseits Phyllite, andererseits Gesteine der Katazone. Die alpidische Umprägung wirkte auf die Phyllite progressiv und konstruktiv, in den tieferen Zonen aber nahm sie in der Hauptsache einen diaphtoritisch-regressiven Charakter an. Die daraus sich ergebenden Konvergenzerscheinungen verwischen das Bild der präalpinen Verhältnisse fast vollständig.

Die oben für die Mischabelrückfalte erwähnte Tendenz zu phyllitischer Metamorphose prägt sich noch deutlicher im alpidisch umgeprägten Kristallin der Dent Blanche-Decke aus. In den Epigranitgneisen der Arolla-Serie treten als Relikte Kalifeldspat und Plagioklas auf, als Neubildungen vor allem Albit, wobei Schachbrettalbit sehr verbreitet ist, ferner Sericit-Muskowit (auch Phengit), dann Chlorit, aktinolithische Hornblende, Zoisit und Epidot. Im Gegensatz zu den entsprechenden Gneisen der Monte Rosa-Bernhard-Decke fehlt hier aber Biotit. Während im mittelpenninischen Kristallin Biotit häufig als Fortbildung von Muskowit erscheint, verläuft die Reaktion in der Dent Blanche-Decke umgekehrt, und es entsteht Muskowit aus Biotit. Ebenso greifen die Alkalimetasomatose und die mit ihr verbundene Albitisierung nicht auf die Epigesteine der Dent Blanche-Decke über. Ähnliches gilt auch für die Epidiaphtorite der Valpelline-Serie, für welche die Kombination

Chlorit – Sericit – Albit

typisch ist.

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass sich in der alpin-metamorphen Fazies vertikale Differenzen feststellen lassen, wenn man eine genügend mächtige Serie herausgreift; die Faziesempfindlichkeit ist aber sehr gering, so dass innerhalb der Monte Rosa-Bernhard-Decke (von den Stirnpartien im Bernhard-Anteil wird hier abgesehen) die Unterschiede kaum feststellbar sind. Sie werden erst deutlicher, wenn wir auch noch die Dent Blanche-Decke zum Vergleich heranziehen.

Aus dem Vergleich der Epimetamorphite der Monte Rosa-Bernhard- und der Dent Blanche-Decke ergibt sich, dass nach oben (ungefähr gleichzeitig?) die folgenden Mineralien verschwinden:

Biotit, Granat, gewöhnliche tonerereiche Hornblende, (Chloritoid und Disthen),

während beiden Fazieszonen der folgende Mineralbestand gemeinsam ist:

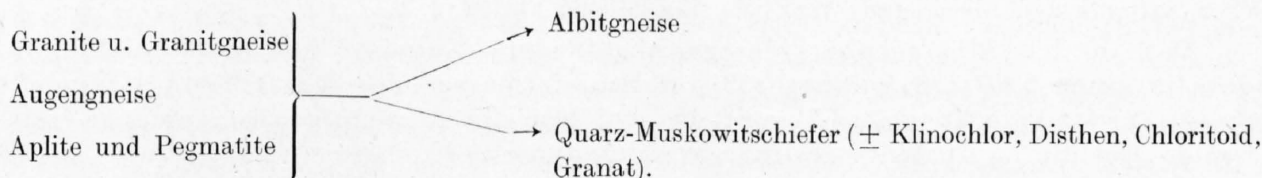
Quarz, Albit, Muskowit-Sericit, Phengit, Chlorit, aktinolithische Hornblende, Zoisit, Klinozoisit-Epidot, Calcit.

Die Korngrösse der Neubildungen nimmt dabei im allgemeinen beim Übergang von der Monte Rosa-Bernhard- zur Dent Blanche-Decke ab.

Metasomatose

Bei der Besprechung der Metamorphose war schon verschiedene Male die Rede von den chemischen Veränderungen, die mit der Umprägung Hand in Hand gehen (siehe S. 47). Am deutlichsten sind diese stofflichen Verschiebungen bei den Granitgneisen ausgebildet. Weit weniger überzeugend aber lassen sie sich an den Glimmerschiefern nachweisen, und die hier oft beobachtete Albitisation muss nicht notwendig an eine Natronzufuhr gebunden sein. Wahrscheinlich tritt aber eine solche dort ein, wo ein Granit-Schieferkomplex gleichsinnig durchbewegt wird und beide, Granit und Nebengestein, im Zusammenhang damit albitisiert worden sind. Auch dort, wo ursprünglich alkaliarme Schieferzonen in albitreiche übergehen oder gar extrem albitreiche Gneise sich entwickeln, wird man mit einer Natronzufuhr rechnen müssen.

Zwingend aber ergibt sich die Annahme ausgedehnter metasomatischer Vorgänge aus der Betrachtung der Metamorphose der granitischen Gesteine. Ihre Umprägung verläuft in zwei Richtungen, die durch das folgende Schema angedeutet werden.



In den Quarz-Muskowitschiefern zeichnet sich eine weitere Entwicklung im Sinne des folgenden Schemas ab:

Quarz-Muskowitschiefer → Albit-führende-(Quarz)-Muskowitschiefer → Albitgneise.

Bemerkenswert ist die Konvergenz der beiden Entwicklungen, die unter Umständen die genetische Zuordnung eines Albitgneises wesentlich erschweren kann.

Bei der Umprägung eines granitischen Gneises zu einem (Phengit)-Muskowitschiefer werden vor allem die alk- und fm-Werte sowie das Verhältnis der Alkalien (k) und mg berührt. In der folgenden Tabelle sind in den oberen zwei Zeilen die NIGGLI-Werte der Analyse eines Aplites (PW 13) und jene des Monte Rosa-Granites angegeben (BW 1), darunter die entsprechenden Zahlen für einen Muskowitschiefer (MR 106).

	si	al	fm	c	alk	k	mg
BW 13	455	47	3	4	46	0,31	0,66
BW 1	393	47	10	6,5	36,5	0,48	0,37
MR 106	395	48	29	5	18	0,80	0,78

Betrachten wir den Tonerdegehalt (al) als konstant, so würde bei der Muskowitschieferbildung eine relative Anreicherung an Mg erfolgen, die durch einen äquivalenten Verlust an Alkalien (vor allem an Natron!) kompensiert würde.

Andererseits werden bei der Albitisierung K und Mg (Fe) frei, das zweite infolge der Aufzehrung der Glimmersubstanz.

Man wird sich fragen, ob diese beiden Vorgänge nicht miteinander verkoppelt sind, derart, dass das bei der Albitisierung freigewordene K und Mg in den Muskowitschiefern fixiert wird, während andererseits das Natron der zu Muskowitschiefer umgeprägten Gneise bei der Albitbildung verbraucht wird. Es würde sich in diesem Falle bei der Albitisierung um eine interne Umsetzung (metamorphe Differentiation) handeln, was uns der Notwendigkeit entheben würde, irgendeine Stoffzufuhr aus unbekannten Quellen anzunehmen.

Eine quantitative Abschätzung der umgesetzten Alkalimengen macht diese Annahme aber ganz unwahrscheinlich. Die an der Albitisierung beteiligte Na-Menge z. B. ist wesentlich grösser, als was durch die kleinen und relativ seltenen Muskowitschieferlagen freigesetzt werden konnte. Das wichtigste Hindernis aber bildet die immer wieder bestätigte Feststellung, dass die Albitisation von der Muskowitschieferbildung zeitlich unabhängig ist. Die Albitisierung ist der jüngere Vorgang, sie erfasst auch die Muskowitschiefer, und zwar nach Abschluss ihrer Bildung. Wie gross die Zeitspanne zwischen diesen Vorgängen ist, wissen wir natürlich nicht, aber jedenfalls war die Faltung und Kristallisation der Muskowitschiefer abgeschlossen, als sich die Albitporphyroblasten anschickten, das Glimmergewebe und die von ihm abgebildete Faltung aufzuzehren.

Gleichgültig, wie man sich zu diesem Problem stellen will, so bleibt die Tatsache bestehen, dass die Albitisation alle andern mit der alpidischen Umprägung zusammenhängenden mineralgenetischen Vorgänge überschattet. Sie greift ja weit über den Rahmen des Altkristallins hinaus. Rein quantitativ betrachtet, sehe ich keine Möglichkeit, das dabei fixierte Natron aus irgendwelchen internen Umsetzungen innerhalb der kristallinen Schubmasse herzuleiten. Auch das Argument, dass es ja natron-

reiche Granite, Aplite etc. gibt, die dem Chemismus der Albitgneise entsprechen, kann nicht verfangen. Weshalb treten dann diese natronreichen Gesteine nur in Dislokationszonen auf, deren Bewegung sie nachweisbar passiv (und zwar vor der Albitisierung!) mitgemacht haben? (Wegen der Beziehung zwischen Tektonik und Albitisierung vergleiche Fig. 35 und Fig. 22.)

Das in den Albitporphyroblasten abgefangene Natron kann somit nicht aus einer internen Umsetzung innerhalb der Schiefermassen des Monte Rosa stammen, wenigstens ist kein Vorgang bekannt, bei welchem die notwendige Natronmenge freigesetzt und die äquivalente Kalimenge gebunden würde.

Da keine mit der Metamorphose in Zusammenhang stehende innere Umsetzung das erforderliche Natron liefern kann, so bleibt nur die Annahme übrig, dass es von aussen in die Decke eingewandert ist.

Aus welcher Quelle stammt nun das für die Albitisierung notwendige Natron?

Sicher besteht kein Zusammenhang mit den Granitintrusionen, da die Granite selbst z. T. albitisiert sind, soweit sie überhaupt durchbewegt worden sind. Noch weniger kommt hier eine ophiolithogene Zufuhr, wie sie GANSSER (1937) z. B. für die Adula annimmt, in Frage. Dabei sei nicht bestritten, dass Albitisationsphänomene an die Ophiolithintrusionen gebunden sind; solche sind auch an vielen Orten der Ophiolithzone von Zermatt–Saas-Fee zu beobachten, aber immer nur in einem eng begrenzten Bereich. Mit der Albitisierung des Altkristallins können diese Erscheinungen schon aus geologischen Gründen nicht in Zusammenhang gebracht werden.

Da die Albitisierung in dem hier besprochenen Sinne — als Alkalimetasomatose — an der Dent Blanche-Decke Halt macht, so ist es naheliegend, eine Infiltration von unten nach oben anzunehmen. Sie könnte im Zusammenhang stehen mit dem Anstieg juveniler natronhaltiger Lösungen, vielleicht auch mit der Verdrängung von Natron durch Kali in den tiefern penninischen Decken. Jedenfalls handelt es sich um einen regionalen Vorgang, der sich längs der ganzen Achse der mittleren penninischen Decken verfolgen lässt und schon deshalb nicht aus lokalen Umsetzungen verstanden werden kann. Zum Schluss mag noch die Möglichkeit berührt werden, dass gewisse Serien schon präalpidisch albitisiert waren. Dafür haben sich im Monte Rosa-Gebiet keine Anhaltspunkte finden lassen. Zwar findet man in einer brecciösen Rauhwacke bei P. 3016 im E des Gornergrates (Koord. 628,220/922,340) Bruchstücke von albitisiertem Glimmerschiefer, aber dieses Gestein führt auch Bündnerschiefer und muss als tektonische Breccie betrachtet werden. Die Möglichkeit, dass in andern Teilen der Decke schon voralpidisch albitisierte Schiefer auftreten, sei trotzdem nicht bestritten. Andererseits steht fest, dass die Granite des Monte Rosa nur eine — und zwar die alpidische! — Deformation erfahren haben und dass ihre Albitisation ausschliesslich an diese Verformung gebunden ist.

Die Rolle der Lösungen

Bei der Diskussion der Entstehung der Muskowitschiefer aus Granitgneisen, Pegmatiten u. a. wurde schon darauf hingewiesen, dass zirkulierende wässrige Lösungen auf den von dieser Umprägung betroffenen schmalen Zonen mitgewirkt haben müssen. Hier muss eine erhebliche Stoffwanderung erfolgt sein; grosse molekulare Beweglichkeit wird auch durch das überdurchschnittlich grosse Korn bezeugt und schliesslich wird bei der Bildung von Muskowit eine erhebliche Menge Wasser gebunden.

In ähnlicher Weise haben Lösungen auch bei der Albitisierung mitgewirkt. Mehrfach konnte beobachtet werden, wie spätektonisch entstandene Risse und Klüfte mit Albit gefüllt werden. Diese Kluftfüllungen hängen aber z. T. mit albitisierten Schieferlagen zusammen und gehen von ihnen aus. Andererseits konnte auch festgestellt werden, dass in einem mehrere Meter breiten Band parallel zu einer albitgefüllten Kluft das Gestein von Albitporphyroblasten gefüllt ist. Auch die Konzentration der Albitbildung auf parallele Streifen oder Lagen und die verschiedene Korngrösse dieser Lagen werden am besten verständlich, wenn man die Mitwirkung natronhaltiger Lösungen annimmt. Der Stofftransport erfolgte dabei auf den s-Flächen, je nach dem Grade der Durchbewegung. Dass diese eine notwendige (aber nicht hinreichende!) Voraussetzung für das Durchströmen dieser Lösungen bildete, zeigt sich eben daran, dass nicht durchbewegte Gesteinskörper auch in ihrem Mineralbestand erhalten geblieben sind.

Chemische Potentialdifferenzen blieben dann selbst im kleinsten Bereich erhalten, ein Zeichen, dass Diffusionsvorgänge eine geringe Rolle gespielt haben.

Über die Zufuhrwege der Lösungen kann man nur Vermutungen äussern. Fest steht immerhin, dass sie längs mechanisch gelockerten Zonen, also auf Bewegungshorizonten, wanderten. (Warum aber nicht auf allen?) Innerhalb dieser Zonen lässt sich aber keine bevorzugte Richtung — etwa durch eine Zunahme der Albitoblastese von oben nach unten — angeben. Mit gewissen Vorstellungen über die Wurzelzone würde die Annahme im Einklang stehen, dass die Lösungen aus ihr in die Decke einwanderten. Aber weder die Profile durch die Wurzelzone im Ossola- oder im Anzascatal noch die Verteilung der Albitisationsvorgänge innerhalb der Decke geben dafür irgendwelche Anhaltspunkte. Nicht die wurzelnahen Teile der Monte Rosa-Bernhard-Decke sind am stärksten albitisiert, sondern die alpin am stärksten durchbewegten, nämlich die Stelli-Zone und die nördlich anschliessenden Zonen im Furggtal und am Portjengrat. Nordwärts klingt die Albitisation dann wieder mit Annäherung an die Stirnregion aus — trotz intensivster Differenzialbewegung!

Es hat also den Anschein, als ob die Möglichkeit der Albitisierung latent im ganzen Bereiche der Decke (mit Ausnahme der frontalen Partien) vorhanden war, dass sie aber nur dort verwirklicht werden konnte, wo hinreichende Durchbewegung das alte Gefüge zerstörte und den Lösungen die Wege öffnete.

Das Alter der Metamorphosen

Eine obere Zeitmarke für die alpidische Metamorphose lässt sich daraus gewinnen, dass diese sicher der pliozänen Einebnung vorausgegangen sein muss. Das wurde schon von H. P. CORNELIUS (1942) erwähnt. Andererseits fallen der Schwerpunkt der Kristallisation und vor allem die Albitisierung in die Zeit nach Abschluss der Überschiebungen und nach Steilstellung der Wurzelgebiete (auch nach der Einfaltung der mesozoischen Mulden der Monte Rosa-Bernhard-Decke). Diese Bewegungen waren im Penninikum im oberen Alttertiär sicher abgeschlossen. Damit fällt die Hauptkristallisation in den Zeitraum zwischen unterem Tertiär und Pliozän, wohl unmittelbar anschliessend an das Ende der (Iaramischen?) Hauptfaltung, während der Beginn der Metamorphose noch in die Kreide fallen würde. Die Hauptkristallisation würde — vielleicht nicht zufällig — zeitlich ungefähr mit der Intrusion der jungalpinen Granite und Tonalite des Bergells, des Adamello etc. zusammenfallen.

Für die Datierung der älteren Metamorphosen haben wir nur vage Anhaltspunkte. Ausschlaggebend ist hier, ob man in der phyllitischen Metamorphose der sicher vorkarbonischen Casannaschiefer den Ausdruck einer hercynischen oder einer noch älteren Überprägung sehen will. Die katazonal umgeprägten Gneise des Monte Rosa entsprechen jedenfalls einer noch älteren Metamorphose. Die in ihr verarbeiteten Tonschiefer wären präkambrischen Sedimenten äquivalent. Sie könnten am besten mit der präkambrischen, ältesten Sedimentation im Schwarzwald und in den Vogesen verglichen werden, mit der sie durch eine grosse Ähnlichkeit in der Metamorphose verbunden sind.

Wir gelangen damit zu ähnlichen Schlussfolgerungen, wie sie R. STAUB in seiner Arbeit «Über aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge» (1948) geäussert hat. Wenn man allerdings, wie STAUB, die unteren Casannaschiefer mit der präkambrisch-jotnischen Stufe parallelisiert, so müssten die Katagneise des Monte Rosa noch erheblich älter sein.

Das Alter der Granite

Ich hatte früher (1945, 1949) die Ansicht ausgesprochen, dass die gangförmig auftretenden, jüngsten Granite des Monte Rosa spätalpin seien, während die lagergangartigen Massen syntektonischen Intrusionen entsprechen könnten. Heute, wo wir den ganzen Umfang und den Charakter der nachintrusiven Überprägung erkennen können, bedarf diese Auffassung einer Revision. Sämtliche Intrusionen, mögen sie zeitlich noch so sehr auseinanderliegen, haben die alpidische Metamorphose über sich ergehen lassen müssen und müssen demnach vor Beginn der Hauptfaltung erfolgt sein. Sie können also auf keinen Fall spätalpin sein. Wenn wir an der Idee festhalten wollen, dass sie (wenigstens z. T.) noch in den alpidischen Zyklus fallen, so müssten sie ganz an den Beginn der Orogenese gestellt werden. Der

initiale, orogene Magmatismus hat aber bekanntlich einen ganz anderen Charakter und ist gekennzeichnet durch die bekannten Ophiolithserien. Eine Zurückverlegung der Granitintrusionen z. B. in die Kreide müsste bedeuten, dass diese den sauren Gegenpol zu den Ophiolithen bilden würden.

Es ist aber wahrscheinlich, dass die Granite weit älter sind und einer spät- bis nachtektonischen Phase einer älteren (hercynischen?) Orogenese entsprechen. Jedenfalls dürften die Altersunterschiede der verschiedenen Intrusionen kaum sehr gross sein, und da ein Teil derselben synorogen ist (gemeint ist hier die ältere Orogenese), gehören sie wohl insgesamt einem älteren Zyklus der Gebirgsbildung an. Es ist möglich, dass der Augengneis von Randa uns später eine genauere Datierung erlaubt. Jedenfalls werden Gesteinskomplexe, deren Metamorphose wir als alpidisch betrachten, nirgends von den Graniten durchbrochen; ebenso steht fest, dass sie keine andere als eben diese Umprägung erfahren haben. Wo primäre Kontakte beobachtet werden können, gehören die anstossenden Schiefer stets einer älteren präkambrischen?) metamorphen Serie an.

Vergleich mit andern Zonen der Alpen

Vor Abschluss der Studien in den übrigen Teilen der Monte Rosa-Bernhard-Decke erscheint ein Vergleich mit anderen Zonen der Alpen noch verfrüht. Immerhin mag der Hinweis auf gewisse Analogien in der Metamorphose nützlich sein.

Soweit aus der Beschreibung von DAL PIAZ ersichtlich wird, zeigt das Altkristallin des Gran Paradiso eine ähnliche Metamorphose wie am Monte Rosa. Vor allem ist die Albitisierung auch hier sehr verbreitet. Präalpine reliktsche Strukturen mit einer alten Metamorphose scheinen hier aber zu fehlen, was bei der verhältnismässig geringen Abtragung auch nicht überraschend ist.

In Graubünden harren die mittelpenninischen Gebiete noch einer modernen petrographischen Bearbeitung. Hinsichtlich der Metamorphose besteht die grösste Analogie zwischen den Gneisen des Monte Rosa und jenen der Adula. Die epimetamorphen Serien zeigen ganz entsprechende Fazies, und die nachkinematische Albitisierung führt in beiden Gebieten zu ganz ähnlichen Erscheinungen. Übereinstimmung in der Metamorphose bedeutet allerdings nicht notwendigerweise auch gleiche tektonische Stellung.

Besonders naheliegend ist nun ein Vergleich mit den Tauern, dem petrographisch derzeit wohl am besten erforschten Gebiet der penninischen Zone. Seit TERMIER zum erstenmal auf die petrographische Analogie der Tauern mit den Westalpen hingewiesen hat, ist diese von Kennern beider Gebiete öfters wieder bestätigt worden, vor allem von CORNELIUS. Tatsächlich umfasst diese Übereinstimmung nicht nur die mesozoischen Serien, sondern auch das Altkristallin. Speziell zeigt die Metamorphose der Zentralgneise eine überraschende Parallelität auch im Wechsel von stark und schwach umgeprägten Partien, im Schuppenbau etc.; aber auch sonst ist der Charakter der metamorphen Fazies der gleiche. Auf die Bedeutung der Albitisierung in diesem Gebiet hat schon SANDER (1920) aufmerksam gemacht und ihr Verhältnis zur Bewegung untersucht.

Was das Alter der Zentralgneise betrifft, so ist diese Frage auch in den Tauern noch ungelöst, obwohl CORNELIUS (1941) in letzter Zeit stark dazu neigte, wenigstens einen Teil der Intrusionen als früh-alpin zu betrachten. Darin stimme ich mit CORNELIUS ganz überein, dass das, was hinsichtlich des Alters der Zentralgneise gilt, auch auf die Granitgneise der Westalpen übertragen werden kann — und umgekehrt. Wir können nun zwar keinen bündigen Beweis gegen eine Einwanderung der Zentralgneise in den alpin-orogenen Zyklus beibringen, halten aber diese Intrusionen (auch in den Tauern) aus den oben erwähnten Gründen doch für wesentlich älter.

Gr. Fillarhorn
 3678

Nordend
 4609

Dufourspitze
 4634
 Silbersattel

SW-Grat der
 Dufourspitze
 Parrotspitze
 4436

Ludwigshöhe
 4341

Liskamm
 Ostgrat



Grenzgletscher

— Obere Plattje

— Untere Plattje

— Monte Rosahütte
 (Bétempshütte)

— Gornerseen

Gornergletscher

Ob dem See

Monte Rosagletscher

Monte Rosahütte
 (Bétempshütte)

G o r n e r s e e n

Aufnahme der Landestopographie, Wabern
 Alle Rechte vorbehalten

TAFEL I: Monte Rosa vom Gornergrat aus gesehen

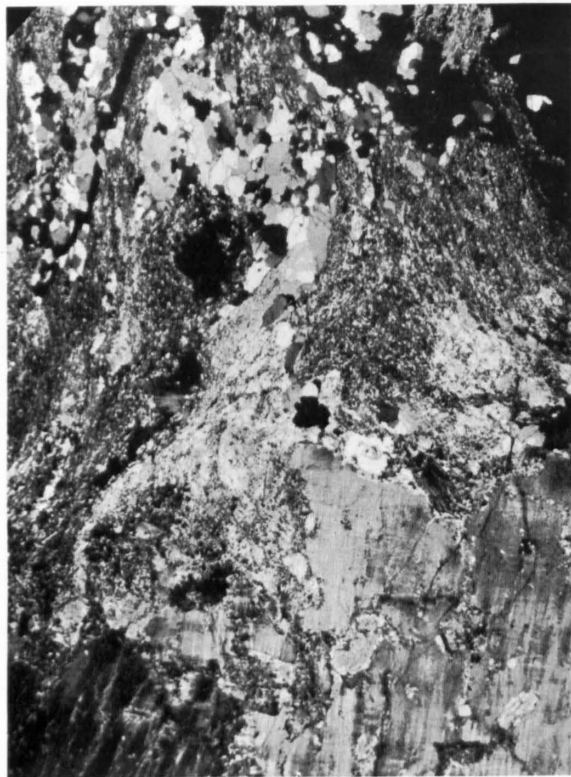


Fig. 1. Granitgneis. Seewjinenberg. (Vgl. S. 13.)
Rechts unten ein Mikroklinporphyroklast. Das feine Gewebe ist durch den Zerfall von Plagioklas in Sericit, Albit und Quarz entstanden. Nester von rekristallisiertem Quarz, aus grössern Quarzkörnern entstanden.
x N. Vergr. 14×.

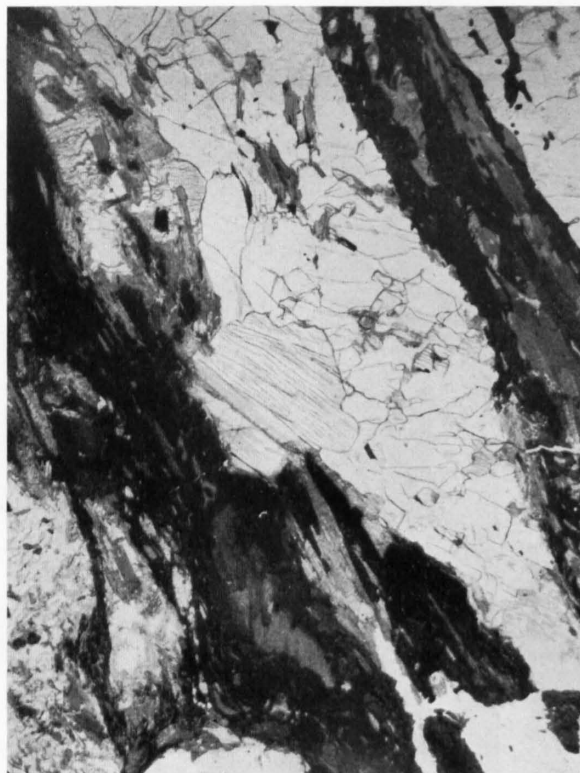


Fig. 2. Alumosilikatgneis. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand. (Vgl. S. 52.)
Schwarz: Sillimanit-Sericitzüge mit korrodiertem Biotit (dunkelgrau).
Hell: Quarz-Kalifeldspatzeile. In der Mitte ein von Sillimanit durchspicktes Kalifeldspatkorn, ebenso links oben.
Ohne Analysator. Vergr. 14×.



Fig. 3. Alumosilikatgneis. Südwestgrat der Dufourspitze. (Vgl. S. 52.)
Rechte Hälfte: Pseudomorphose von Sillimanit und Sericit nach Cordierit. Man beachte die korrodierten Einschlüsse von Biotit (rechts oben) und die parallel gestellten Erzlamellen.
Linke Hälfte: Kalifeldspat löst die Pseudomorphosen auf. Entwicklung von Sillimanitstrahlen (links oben).
Ohne Analysator. Vergr. 14×.

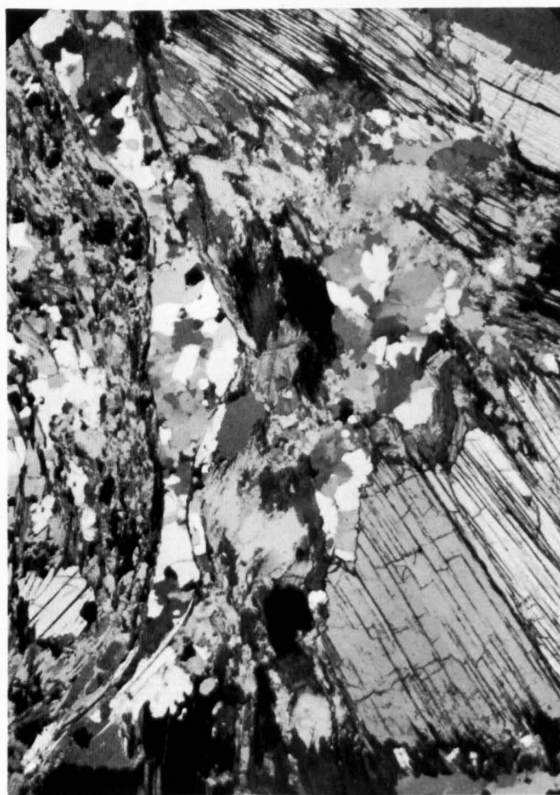


Fig. 4. Chloritoid-führender Granatglimmerschiefer. Jägerhorn (P. 3026), Monte Rosa-Ostwand. (Vgl. S. 71.)
Chloritoidporphyroblasten (rechte Hälfte, oben und unten) in einem Quarz-Muskowitgewebe. Verdrängung des Chloritoids durch Pennin und Sericit (besonders oben gut erkennbar).
x N. Vergr. 14×

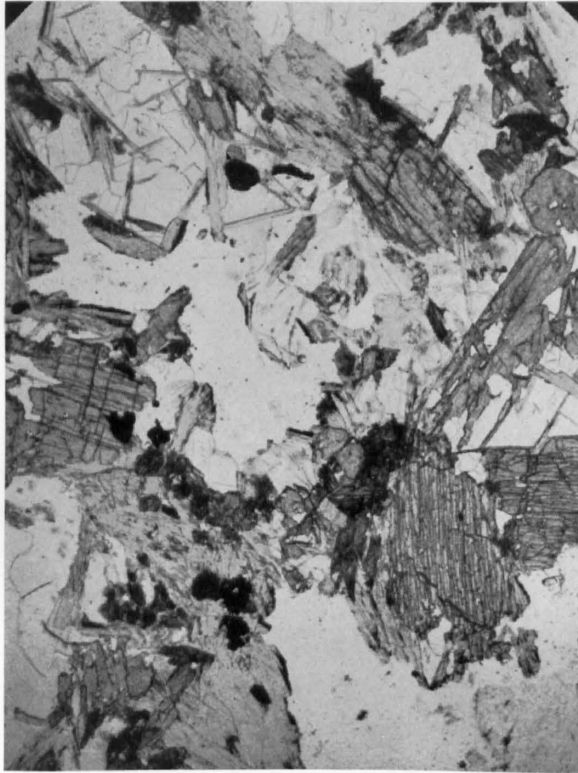


Fig. 5. Disthen-Chloritoid-führender Quarz-Muskowitschiefer. Aus Moräne des Gornergletschers. (Vgl. S. 68.) Grössere graue Körner: Chloritoid, z. T. in feinblättrigen Muskowit umgewandelt (unten links und Mitte oben). Die Disthenkörner haben ein höheres Relief und erscheinen dunkler (ein Disthenkorn z. B. 3 cm vom rechten und 3,5 cm vom untern Rand).

Ohne Analysator. Vergr. 14×.



Fig. 6. Biotit-Klinochlor-Albitschiefer (vgl. Analyse S. 76). Alpe Montevecchio, Val Quarazza.

Rundliche Poikiloblasten von Albit; die Zwickel sind erfüllt mit Biotit- und Klinochlorsphärolithen.

x N. Vergr. 14×.

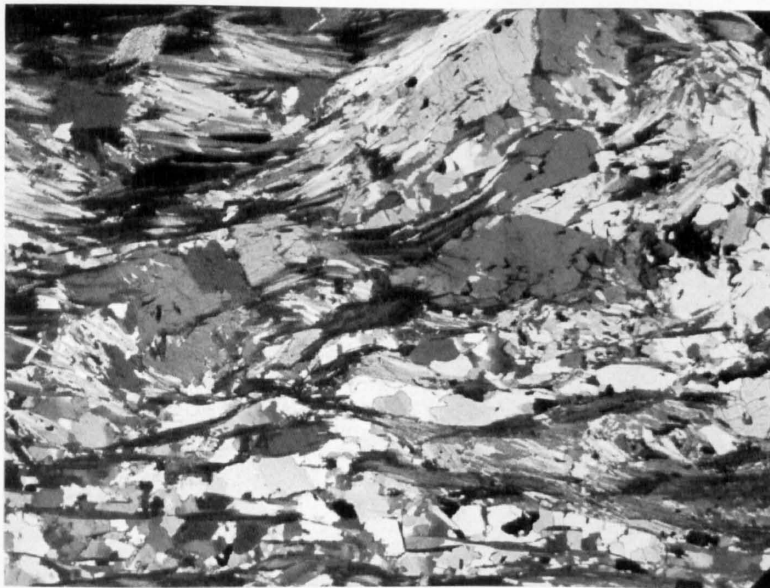


Fig. 7. Quarz-Muskowit-Albitschiefer. Stockhorn-Südflanke. (Vgl. S. 73.) Beachte den Zeilenbau und die Aufzehrung der Glimmerfalte durch Albit (Mitte oben).

x N. Vergr. 14×.



Fig. 8. Granitgneis des Monte Rosa mit Pegmatit- und Quarzbändern. Untere Plattje, östlich Monte Rosahütte. (Vgl. S. 10.)



Fig. 9. Verschiefter Pegmatit in flaserigem Granitgneis des Monte Rosa. Spur der s-Flächenschar parallel zum Hammerstiel. Untere Plattje, östlich Monte Rosahütte. (Vgl. S. 16.)



Fig. 10. Südwestgrat der Dufourspitze von P. 3696 im Grenzletscher aus gesehen.

Die Basis bilden Granitgneis und Aplitgranit. Die von Gängen durchsetzte obere Hälfte des Grates besteht aus dunklen Biotitgneisen. Die Textfiguren 13 und 14 sind von der Auflagerungsfläche senkrecht unter dem rechten Turm (P. 4027) aus gezeichnet. (Vgl. S. 24.)



Fig. 11. Südwestgrat der Dufourspitze. Biotitgneisschollen in einem Gang.



Fig. 12. Südwestgrat der Dufourspitze.
Querschlägige Pegmatite, parallel zum Streichen
verschiefert. (Vgl. S. 24 und 26.)

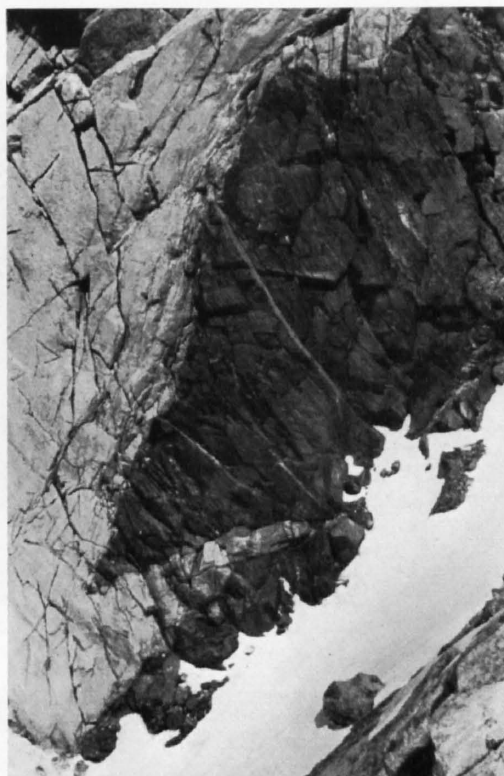


Fig. 13. Detail von Fig. 12.
Biotitgneise durch einen Pegmatitgang quer ab-
geschnitten. Schieferung des Ganges am Salband.
Durch diese Schieferung wird die Apophyse rechts
unten vom Hauptgang abgesichert.

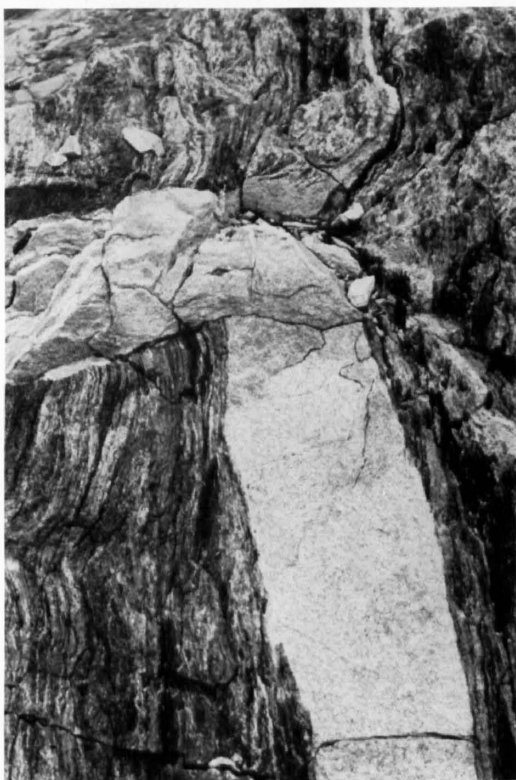


Fig. 14. Granitkontakt am Seewjinenberg, nord-
westlich P. 3015,4.
Diskordanter Granitgang in Bändergneis.
(Vgl. S. 29.)



Fig. 15. Am Aufstieg zum Rifugio Marinelli,
Monte Rosa-Ostwand.
Von Pegmatitadern durchsetzter Granat-führen-
der Sillimanit-Biotitgneis, durchbrochen und auf-
gelöst von einem Granitgang. (Vgl. S. 32.) Länge
des Hammerstiels 60 cm.



Fig. 16. Schollenmigmatit. Rottal, westlich Seeflüh, Mattmark (Saastal).
Bändergneis in Migmatit. (Vgl. S. 30.)



Fig. 17. Abgescherte und deformierte
Migmatitlinse in Bändergneis. Rottal.
(Vergl. S. 30)



Fig. 18. Kleiner Granitstock durchbricht
pegmatitisierten Sillimanit-Biotitkom-
plex. Nordgrat Pizzo Bianco, ESE Rifugio
Zamboni. (Vgl. S. 36.)

Länge des Hammerstiels 60 cm.

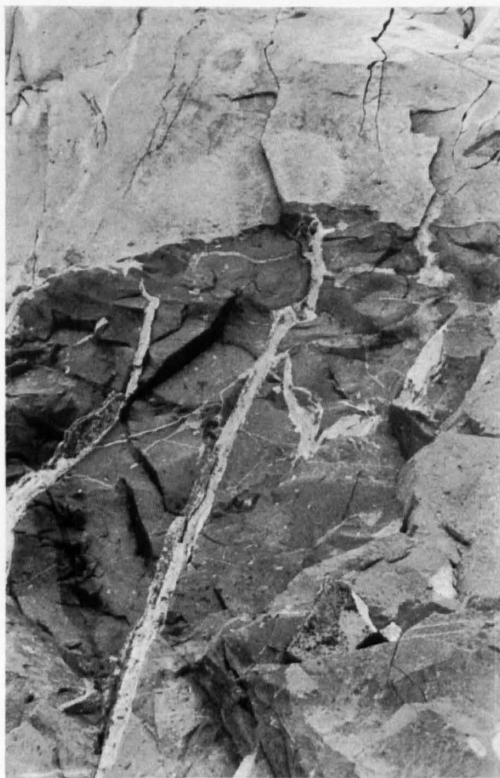


Fig. 19. Granodiorit-Hornfelskontakt. Ghiacciaio del Piccolo Fillar, P. 3030, Monte Rosa-Ostwand. Oben Granodioritporphyr. Unten Andesin-Biotithornfels, durchsetzt von Apliten und Pegmatiten. Durch Sammelkristallisation im Hornfels wurden Biotitnester (schwarz) und Quarz-Feldspatflecken (weiss) gebildet. (Vgl. S. 31.)



Fig. 20. Detail von Fig. 19.
Schlieriger Pegmatit mit Nest von grobblätterigem Biotit.
Länge des Hammerstieles 60 cm.

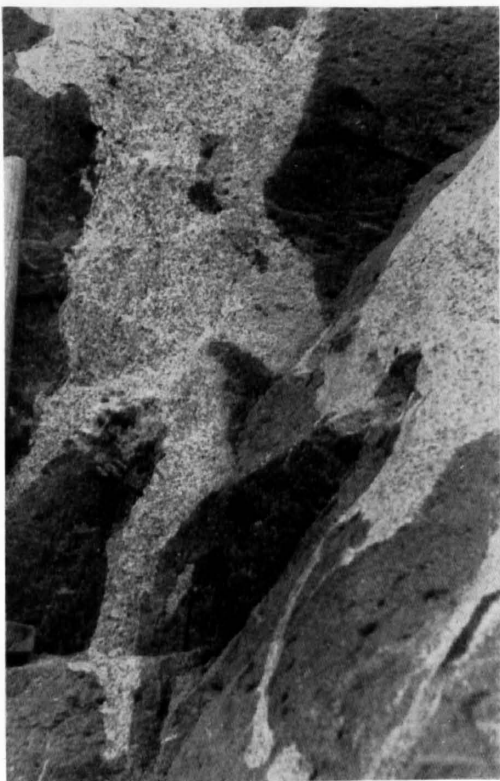


Fig. 21. Detail von Fig. 19.
Apophyse des Granodiorites im Hornfels. Infolge Resorption des Hornfelses wird das Gestein dioritisch, und die Apophyse verschwindet ohne merkbare Grenze im Hornfels.

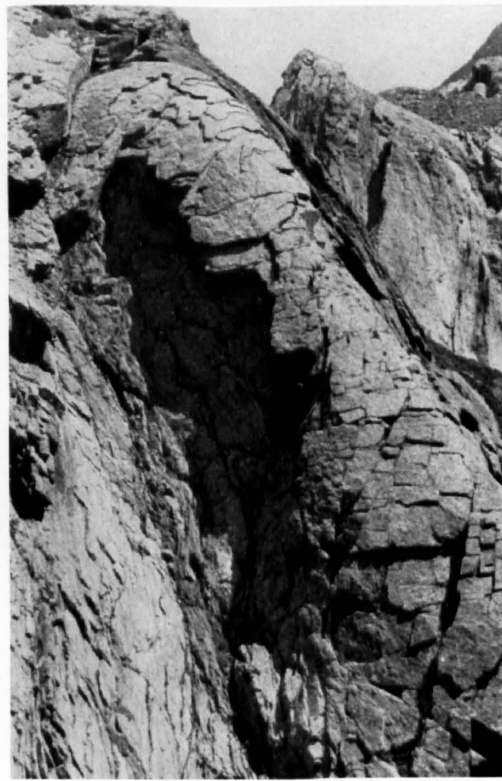


Fig. 22. Nordgrat Pizzo Bianco, östlich Rifugio Zamboni.
40°-60° westwärts einfallende Falten in Disthenführendem Granat-Muskowit-Sericitschiefer. (Vgl. S. 62.)



Fig. 23. Durchaderte Sillimanit-Biotitgneise. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand.
Der Komplex ist oben und unten von nachkristallin durchbewegtem Pegmatit aufgelöst. (Vgl. S. 55.)

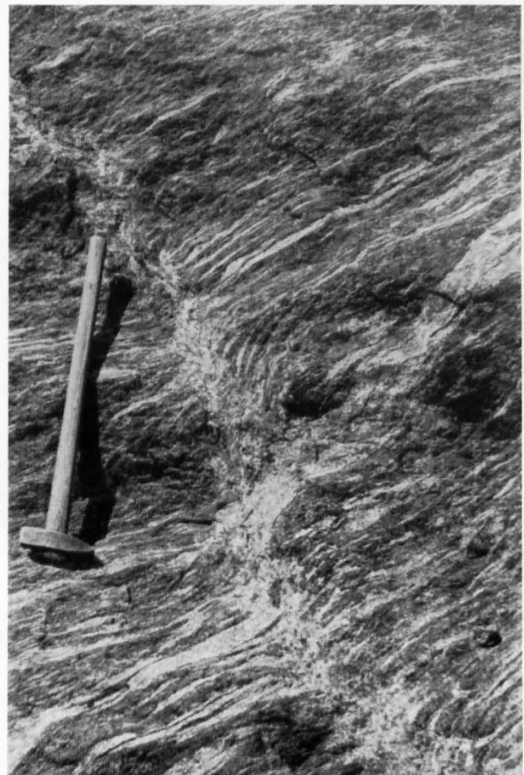


Fig. 24. Durchaderte Sillimanit-Biotitgneise. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand.
Flexurgang (Pegmatit). Man beachte die diffuse Begrenzung des Ganges zum Nebengestein. Nur schwache postkristalline Deformation. (Vgl. S. 55.)



Fig. 25. Durchaderte Sillimanit-Biotitgneise. Basis des Crestone Marinelli, Monte Rosa-Ostwand. Diffus verlaufende Pegmatitnester, syngenetisch mit den Pegmatitgängen der Fig. 23 und 24. Auflösung des metatektisch durchaderten Alumosilikatgneises durch den Pegmatit. (Vgl. S. 55.)

Länge des Hammerstieles 60 cm

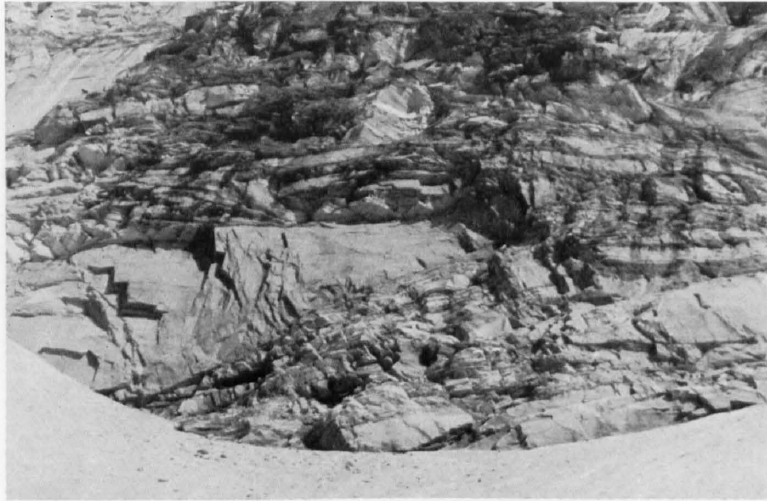


Fig. 26. Zerscherter und in Linsen aufgelöster Granit. Basis der Felswand ca. 500 m WSW des Rothorns (Corno Rosso) nördlich Macugnaga. Die hellen Bänder und Linsen sind Epi-Granitmylonit, die dunklen Bänder sind Muskowitschiefer, entstanden aus den Granitmyloniten. Höhe ca. 20 m. (Vgl. S. 46.)



Fig. 27. Ghiacciaio del Nordend, P. 2747, Monte Rosa-Ostwand.

Granitgang, z. T. verschiefert. Eine richtungslos-körnige, linsenförmige Partie ist durch Scherflächen begrenzt. Höhe ca. 10 m. (Vgl. S. 35.)

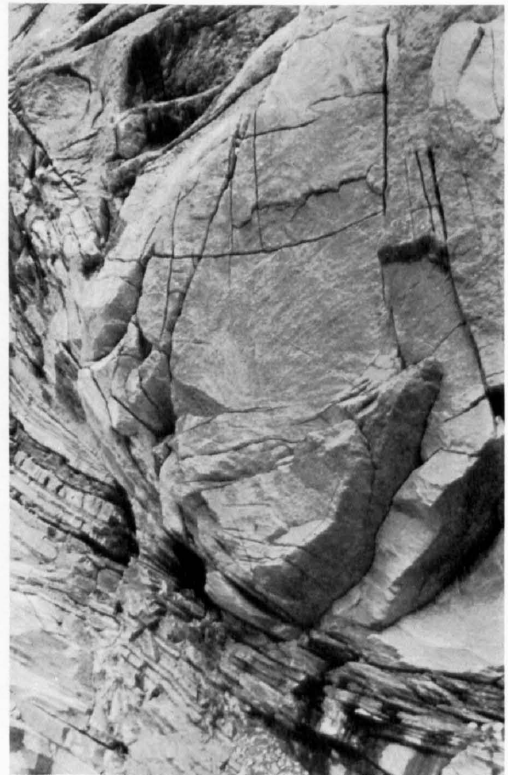


Fig. 28. Detail von Fig. 26.

Lamellen von Epi-Granitmylonit und Muskowitschiefer (dunkel) umschliessen eine Linse von richtungslos-körnigem Granit. Höhe ca. 8 m. (Vgl. S. 46.)



Fig. 29. Granitkontakt. Seewjinenberg.
Konkordanter, verschieferter Pegmatit von einem schmalen, ebenfalls verschieferten Pegmatit durchbrochen. (Vgl. S. 29.)



Fig. 30. Granitkontakt, Seewjinenberg.
Querschlägiger, parallel zum Salband stark verschieferter Pegmatit. Die herausgewitterten Knauer im diagonal verlaufenden Gang bestehen aus Quarz.

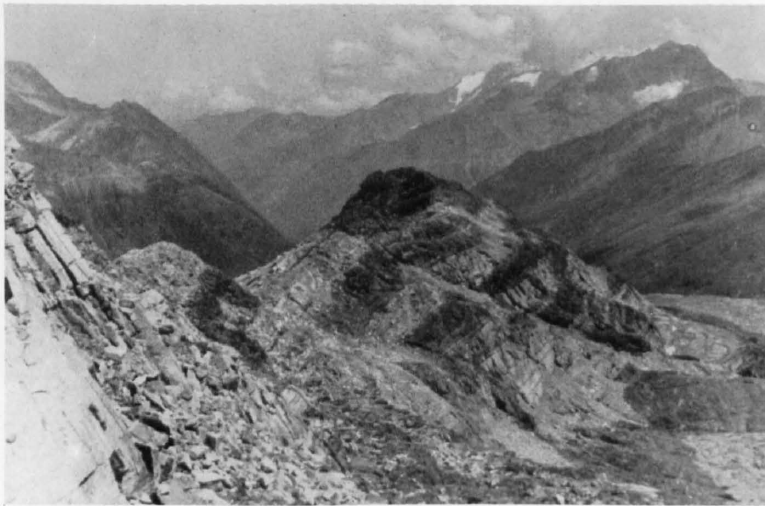


Fig. 31. Seewjinenberg-Osthang, von Süden gesehen.
Hell: Granitgneise der Stelli-Zone. Dunkel: Bändergneise. Man beachte die E-W-streichenden Brüche. Im Hintergrund rechts Fletschhorn und Weissmies. (Vgl. S. 27.)

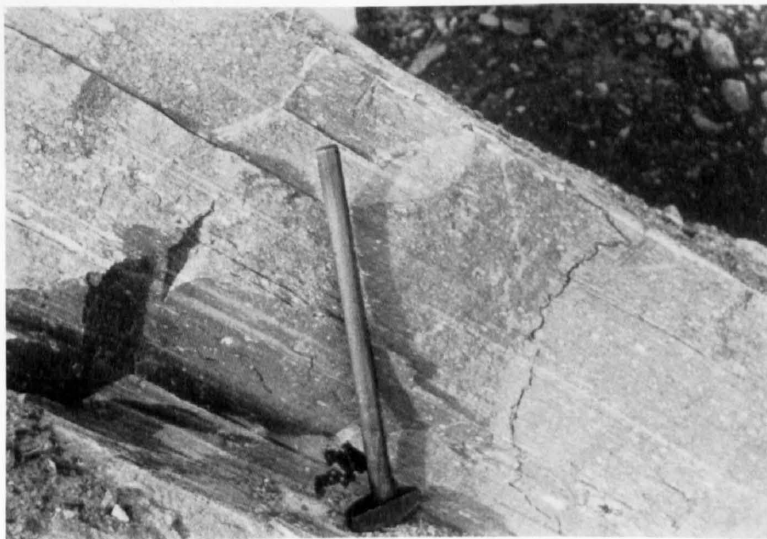
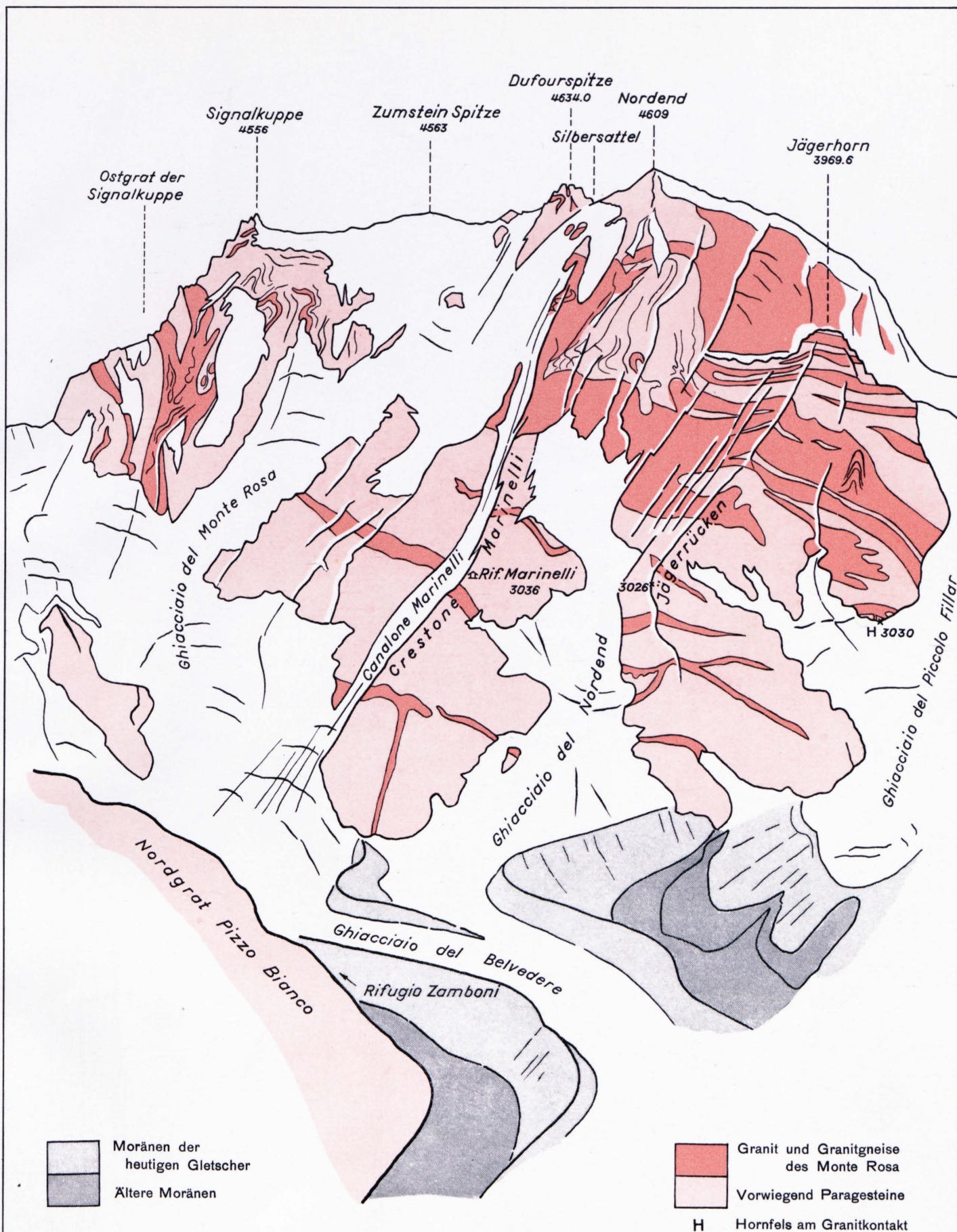


Fig. 32. Augengneis-Tektonit, stark albitisiert. Schwarzberggletscher, Ostufer (in 2700 m). (Vgl. S. 27.)



Tafel XII. Detailkarte des Granitkontaktes am Seewjinenberg (Koord. 639,35/96,7).
Maßstab 1 : 200. (Vgl. auch Textfigur 17 auf S. 28.)



Tafel XIII

Ansicht der Monte Rosa-Ostwand von der Alp Bil (NW Macugnaga) aus

gezeichnet von
P. Bearth

Tafel XIV
Kartenskizze der Granitgneise der Monte Rosa-Teildecke
von
P. Bearth

Masstab 1 : 75 000

