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

Band: 14 (1934)

Heft: 1

Artikel: Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Zentralgranit des obern Baltschiedertales

Autor: Minder, W.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-14638

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 20.07.2025

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

Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Zentralgranit des obern Baltschiedertales

Von *W. Minder* in Bern

ZUSAMMENFASSUNG

Der Zentralgranit des westlichen Aarmassivs wird einer chemisch-petrographischen und einer tektonisch-analytischen Untersuchung unterworfen. Dabei ergeben sich Resultate über den Verlauf der magmatischen Differentiation im westlichen Aarmassiv, über den Charakter der Scholleneinschlüsse, und es gelingt, die Detailtektonik dieses Gebietes und damit das tektonische Geschehen an Hand von Makro- und Mikrostatistiken festzulegen.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung 150
I. Teil. Petrographie 151
1. Der Baltschiedergranit 151
2. Der Zentralgranit 153
a) Zentralgranit 153
b) Spaltungsprodukte 154
1. Aplite 154
2. Lamprophyre 159
3. „Endogene" Schollen 159
Analysentabelle 162
Allgemeine petrographisch-chemische Charaktere . . . 163
II. Teil. Makrotektonische Analyse 164
III. Teil. Tektonische Mikroanalyse 168
Zitierte Literatur 174

EINLEITUNG

Nachdem die tektonische Analyse im mittleren Teil des aarmassivischen Zentralgranites (vergl. Lit. 4, 5) so interessante Resultate gezeitigt hatte, erschien es angebracht, im Anschluss daran auch den westlichen Flügel dieses Granitrückens auf dieselben Gesichtspunkte hin zu prüfen. Obschon die Resultate dieser Untersuchungen in grossen Zügen bereits vorauszusehen waren und das Gebiet petrographisch auch schon eingehend bearbeitet war, erschien eine petrographisch-tektonische Analyse trotzdem wünschenswert, ganz besonders in Verbindung mit einer ähnlichen Untersuchung im östlichen Mont-Blanc-Granit, zu der sich H. Liechti entschloss.

Die „Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Berner Hochschule" hat uns zu diesen Arbeiten einige Mittel

bereitgestellt. Es sei ihr an dieser Stelle für ihr Entgegenkommen bestens gedankt.

I. Teil. Petrographie

Die Orthogesteine des westlichen Aarmassivs waren schon oft Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen. Neben ältern Autoren haben besonders B. SWIDERSKI (Lit. 11, 12, 13) und H. HUTTENLOCHER (Lit. 2, 3) diesen Gesteinen ihre Aufmerksamkeit geschenkt. Es erübrigt sich also, auf die beschreibende Petrographie näher einzugehen, da alles Wissenswerte in den oben zitierten Arbeiten zusammengefasst ist.

Am Westende des Aarmassivs lassen sich südlich der Mulde des Lötschentales zwei deutlich getrennte Granitrücken unterscheiden: der Rücken des Baltschiedergranites (Wiwannigranites) und der des Zentralgranites (Bietschhorngranites). Die Bezeichnung Baltschiedergranit für den ersteren wird vorgezogen, weil sie in der Literatur und auf der Karte von B. SWIDERSKI Eingang gefunden hat und es wird im folgenden nur sie verwendet werden.

1. DER BALTSCHIEDERGRANIT

Die tektonische Untersuchung beschränkt sich auf den Zentralgranit. Immerhin erscheint es angebracht, besonders auf den Chemismus des Baltschiedergranites kurz hinzuweisen. Es hat sich nämlich gezeigt, dass derselbe gegenüber dem Zentralgranit nicht nur bedeutende mineralogische und strukturelle Unterschiede aufweist, sondern dass auch sein Magmencharakter ganz beträchtlich von dem des Zentralgranites abweicht.

Der Baltschiedergranit umfasst die mittleren Partien des Ijollitales, des Bietschtales und des Baltschiedertales mit den dazwischenliegenden Gipfeln Schwarzhorn, Wiwannihorn und der Nordflanke des Rotlauihornes.

Sein Chemismus wird charakterisiert durch folgende Typenwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1.	410	39,5	22,5	19	19	0,47	0,19	0,85	V
2.	402	45	10,5	9	35,5	0,46	0,09	0,85	V
3.	398	40,5	13	14	32,5	0,47	0,30	1,08	VI
4.	364	40	19	12	29	0,38	0,37	0,63	IV
5.	350	39	17	14	30	0,43	0,35	0,81	V
6.	336	35	20	13,5	31,5	0,42	0,40	0,67	IV/V
7.	335	39,5	18	10,5	31,5	0,43	0,39	0,56	IV
8.	301	40,5	20	10	29,5	0,46	0,33	0,50	IV
9.	285	31,5	37,5	11	20	0,33	0,19	0,30	III

Die obigen Analysen entstammen dem Werk von P. Niggli, F. de Quervain und R. Winterhalter: Chemismus schweizerischer Gesteine, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lfg. XI, 1930 (Lit. 9) und entsprechen den Nummern 19, 17, 20, 25, 26, 14, 18, 24, 15 des Abschnittes über das Aarmassiv.

Vergleichen wir die Werte der obigen Analysen mit den Normalwerten der zentralgranitischen Gesteine, so liegen die al-Werte des Baltschiedergranites durchwegs tiefer, die fm-Werte durchwegs höher als die entsprechenden des Zentralgranites. Die Werte für c und alk schmiegen sich den Tendenzen von fm und al an. Die Analyse 5 steht dem yosemititischen Magmentypus recht nahe, 2 und 3 haben engadinitischen Chemismus mit einem geringen Defizit an alk und einem gelinden Überwiegen von c.

Die Variabilität, wie sie die Analysen 2, 3, 4, 5, 7, 8 zeigen, ist natürlich innerhalb der angegebenen Magmentypen möglich. Von besonderem Interesse sind nun aber die Analysen 1, 6, 9. Sie stammen alle von Gesteinen des mittleren Baltschiedertales, die als Baltschiedergranite bezeichnet werden. Ihre Typenwerte sind ausgezeichnet durch das Zurücktreten des al-Wertes, besonders aber des alk-Wertes und durch ein starkes Ansteigen von fm. Die Verhältnisse k und mg halten sich dabei innerhalb der für aarmassivische Orthogesteine möglichen Variationen. Die drei Analysen zeigen die oben allgemein besprochenen Tendenzen der Baltschiedergranite in ganz besonderem Masse, so dass es sich hier kaum mehr um eigentliche Orthogesteine handeln kann. Das gilt ganz besonders für den „Baltschiedergranit" der Analyse 1.

Vergleicht man den Chemismus dieser drei Gesteine etwa mit einem metamorphen Chlorit-Sericitschiefer (10) des Baltschiedertales, so zeigt sich folgendes:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
10.	287	34	29	15,5	21,5	0,50	0,41	0,55	IV

Diese Typenwerte entsprechen der Analyse Nr. 152 des oben zitierten Werkes (Lit. 9).

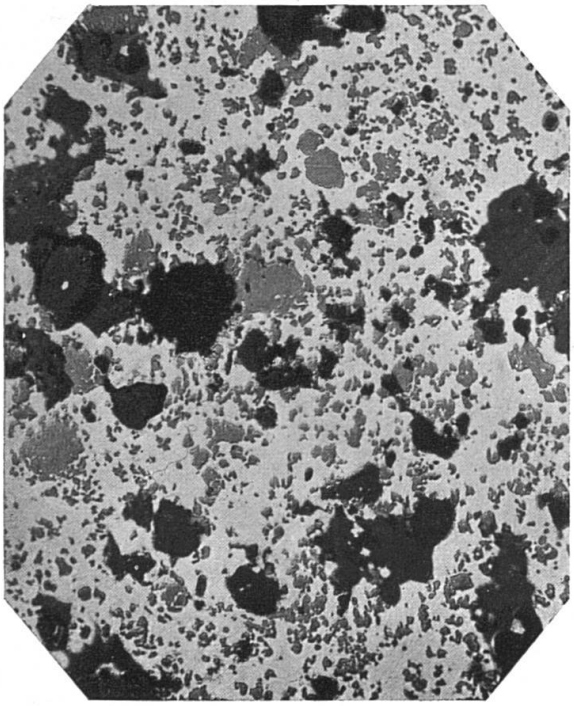
Alle vier Projektionswerte der Baltschiedergranite haben mit dem zitierten metamorphen Paragestein Verwandtschaftsbeziehungen, die teilweise (Nr. 1, 6, 9) bedeutend grösser sind als diejenigen mit den typischen Orthogesteinen des Aarmassivs.

Der Mischgesteinscharakter scheint hier gesichert. Es hat sich gezeigt (Lit. 2, 3), dass zwischen der südlichen Schieferhülle und dem Baltschiedergranit geologisch nicht scharf unterschieden werden kann, sondern dass zwischen den beiden Komplexen ein kontinuierlicher Übergang besteht. Diese Tatsache kommt auch im Chemismus

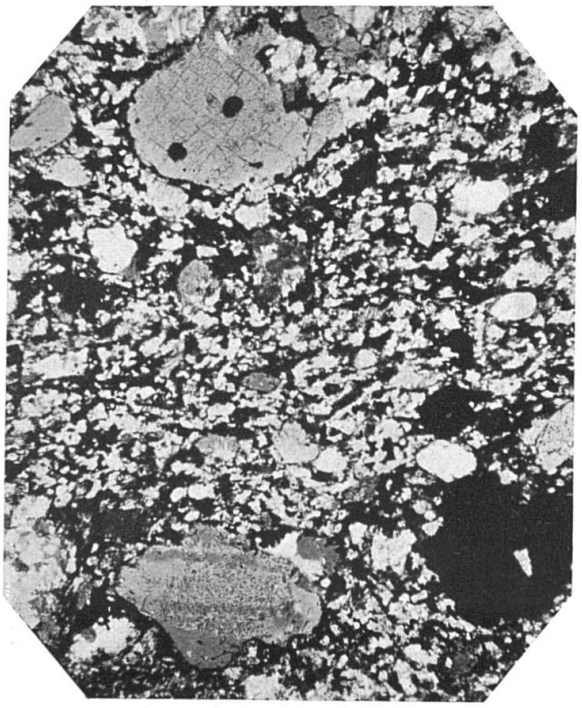
Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIV, 1934

1

2

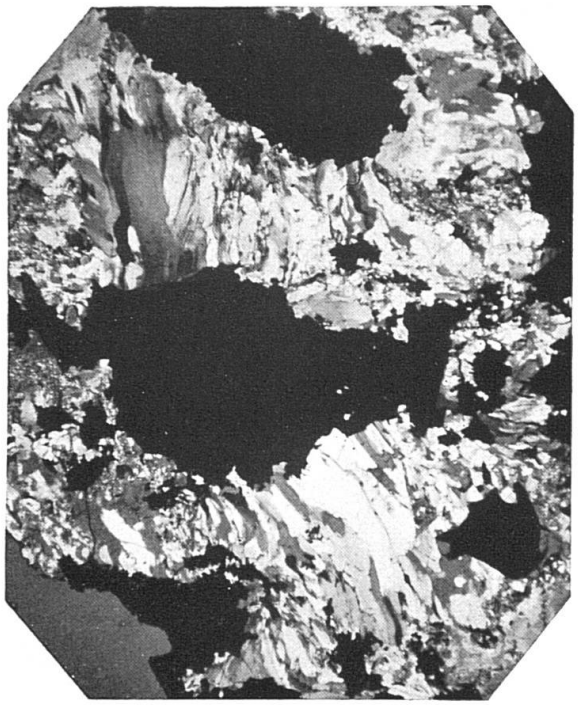


3

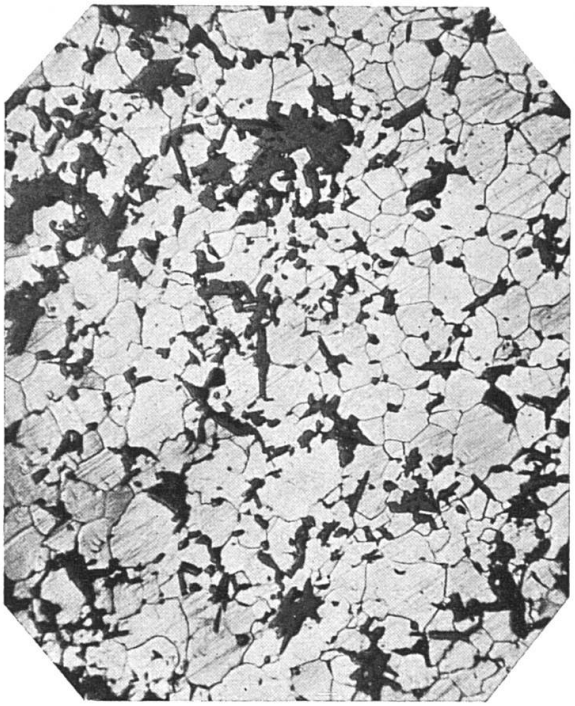


4

Leere Seite
Blank page
Page vide



5



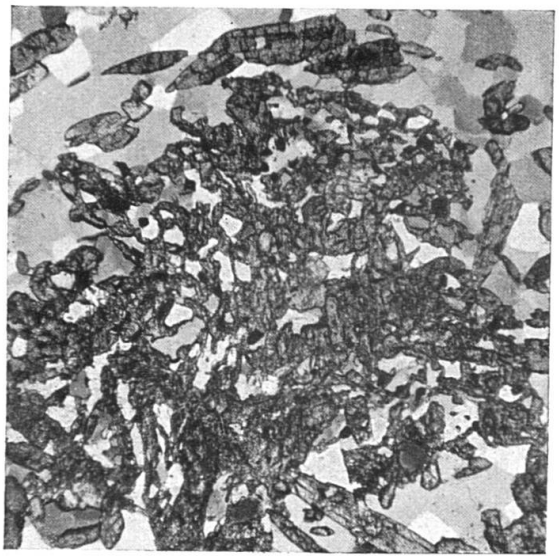
6

7

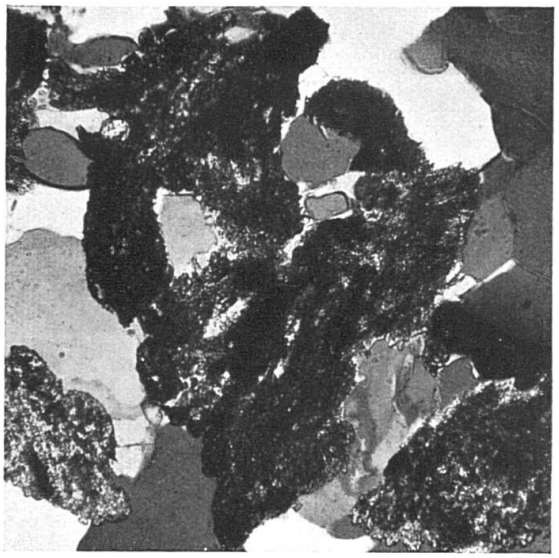
8

Leere Seite
Blank page
Page vide

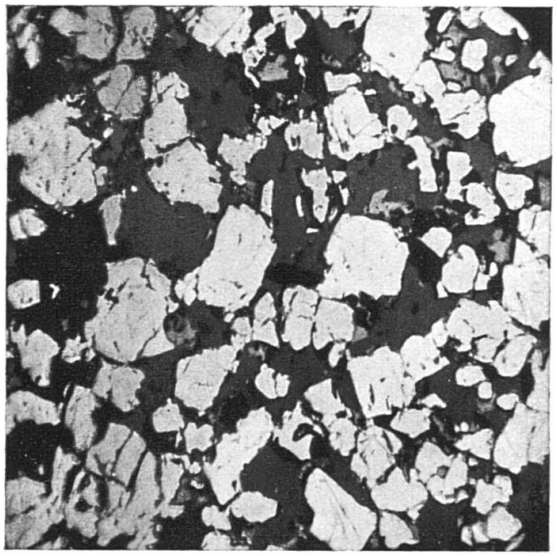
Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIV, 1934



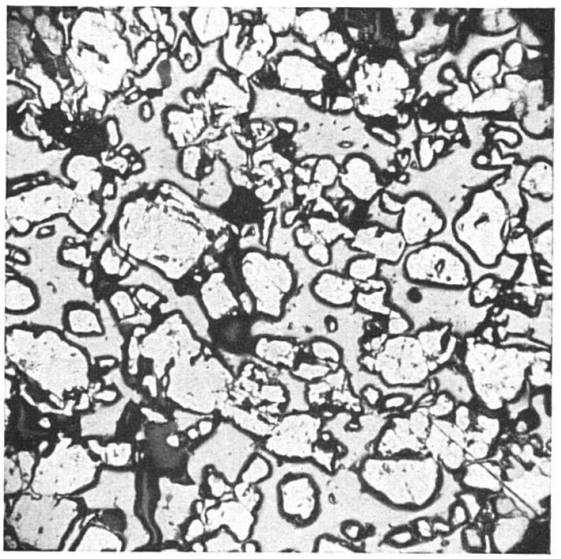
9



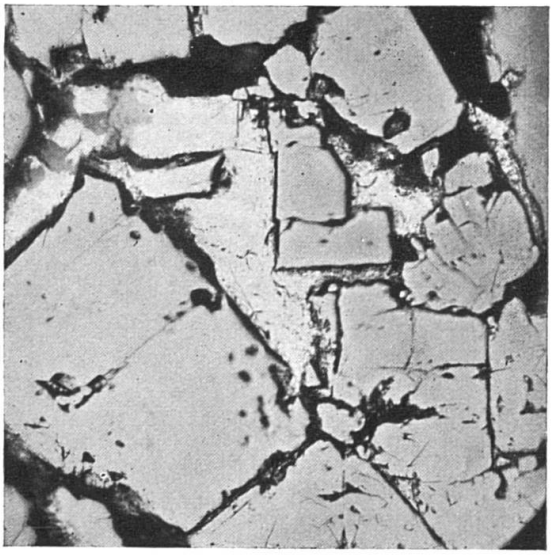
10



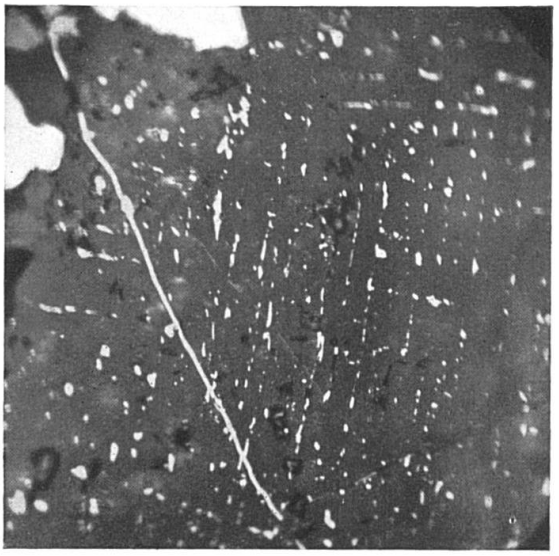
11



12



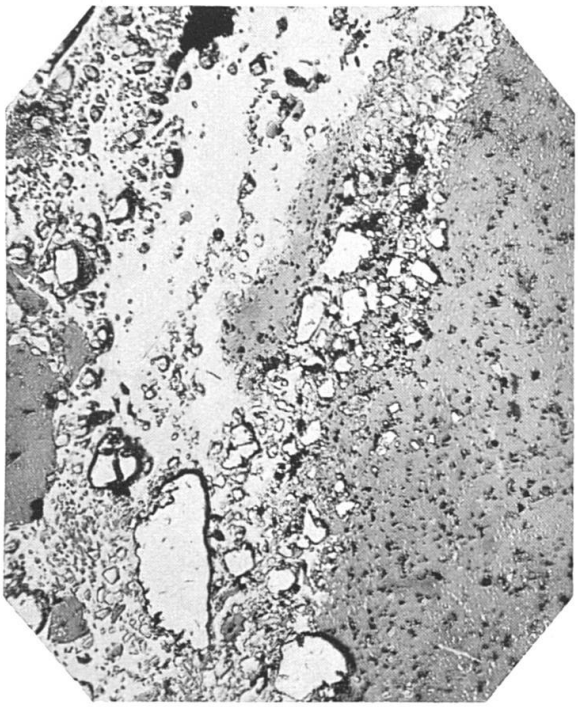
13



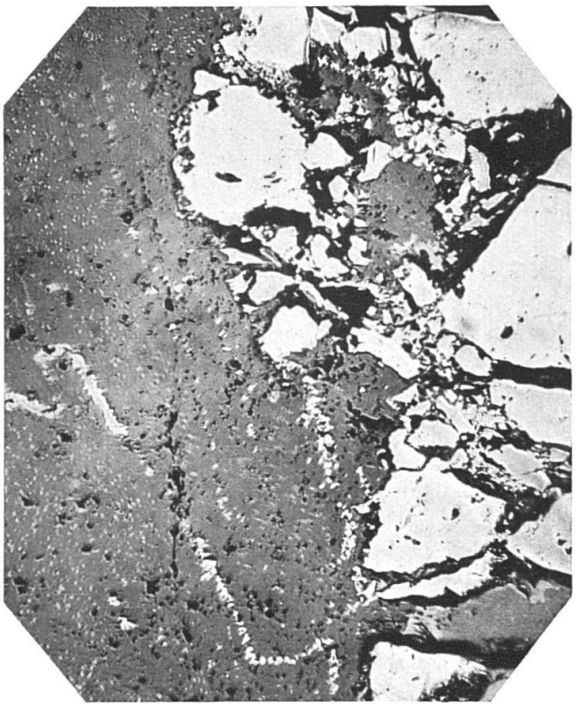
14

Leere Seite
Blank page
Page vide

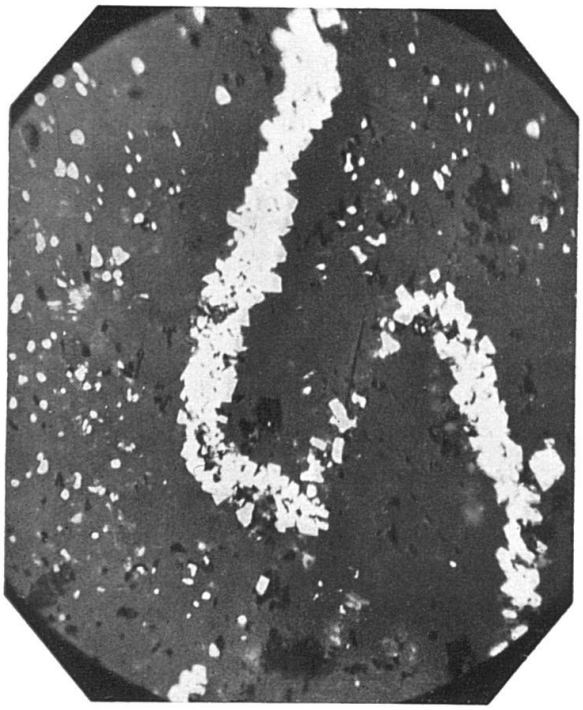
Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIV, 1934



15



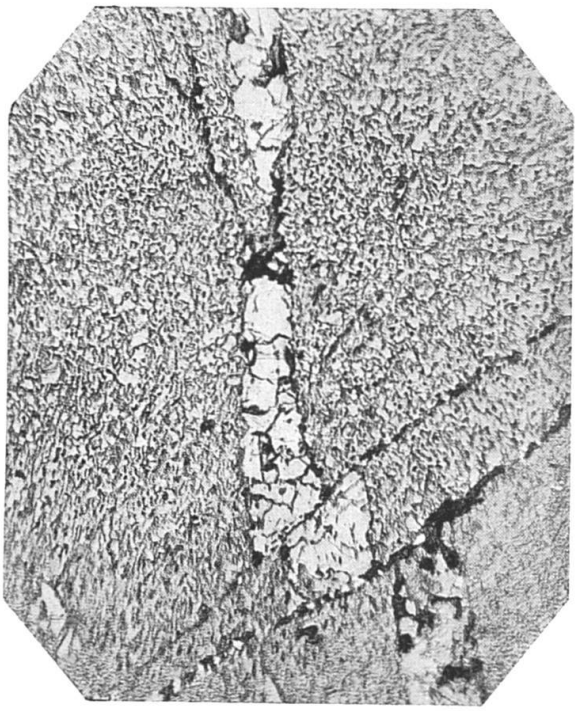
16



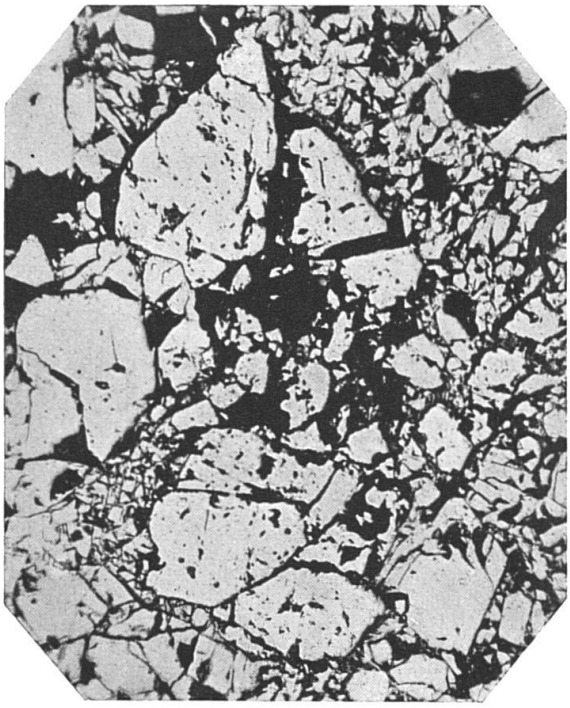
17

18

Leere Seite
Blank page
Page vide



19



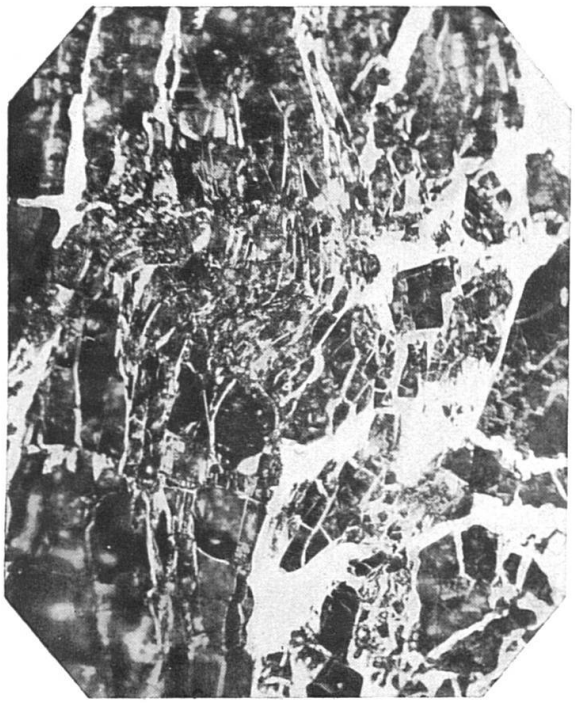
20

21

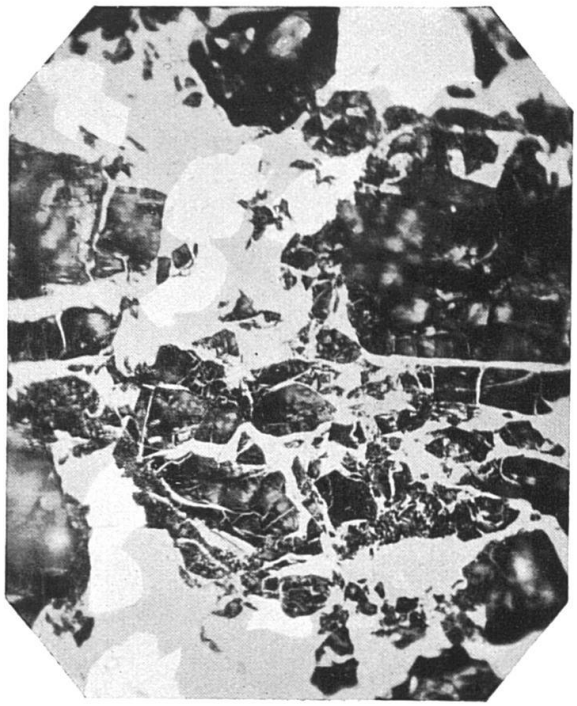
22

Leere Seite
Blank page
Page vide

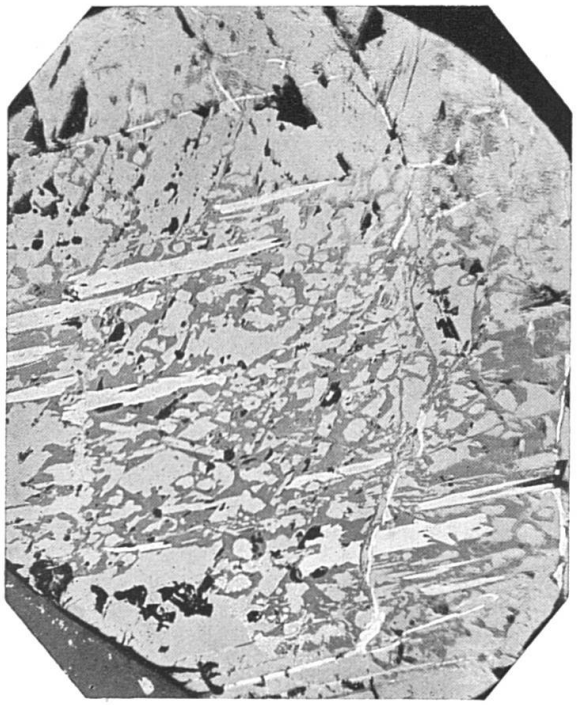
Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIV, 1934



23



24



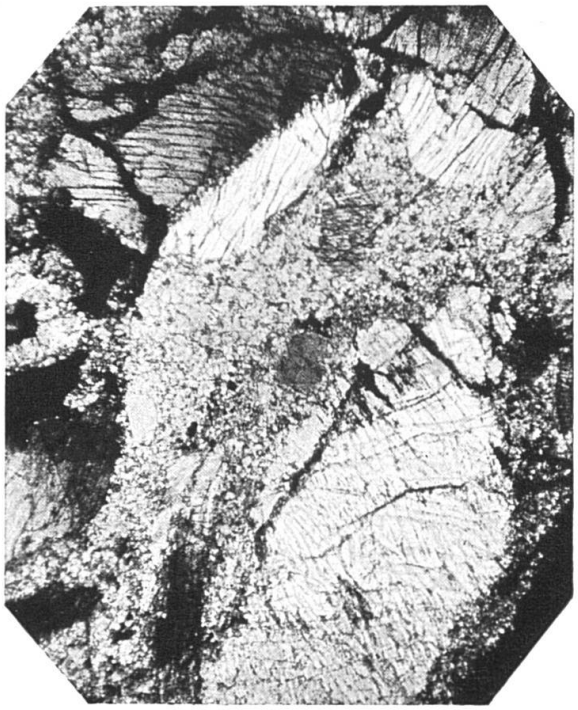
25

26

Leere Seite
Blank page
Page vide

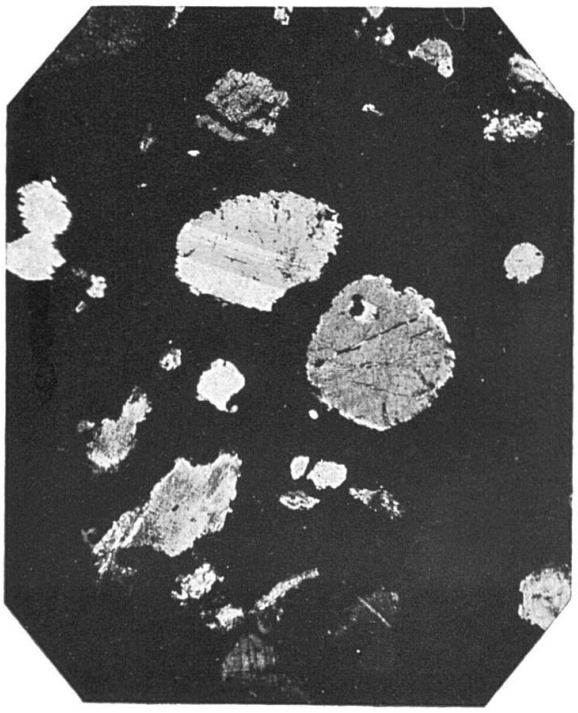
Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIV, 1934

27



28

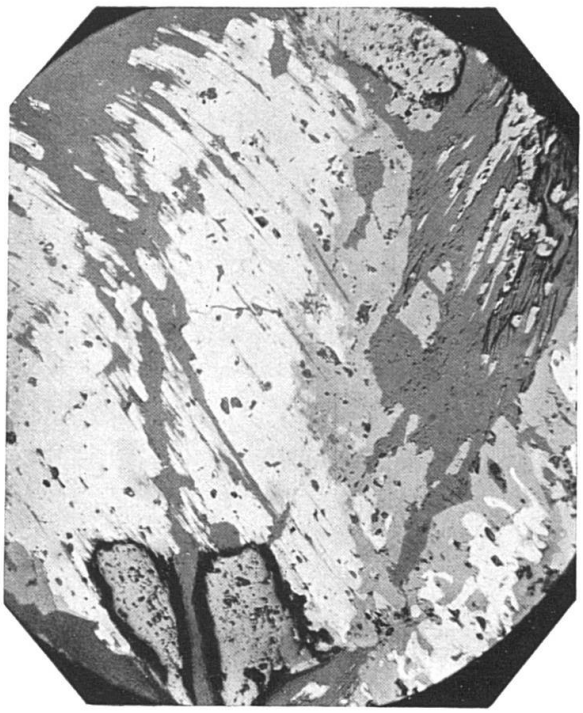
29



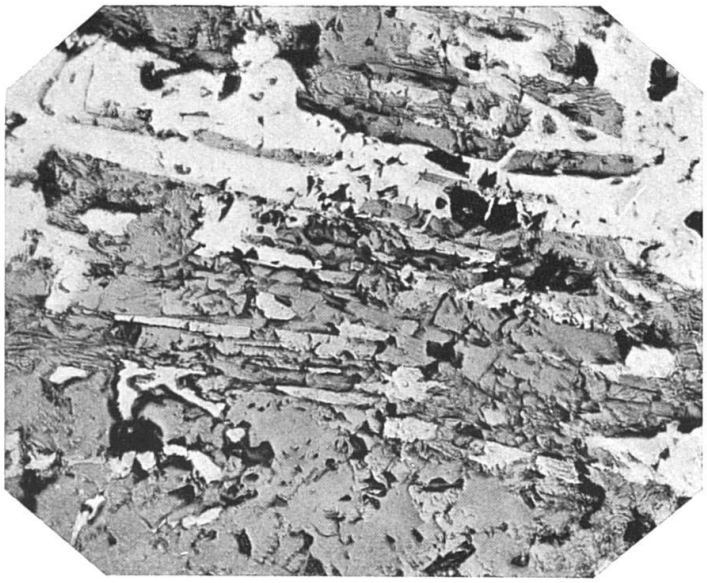
30

Leere Seite
Blank page
Page vide

31



32



33

Leere Seite
Blank page
Page vide

dieses ältern Teilgranitstockes deutlich zum Ausdruck, indem sich eine fast lückenlose Reihe von verschiedenen Mischgesteinen zwischen normalen Graniten (Nr. 8) und metamorphen Paragesteinen (Nr. 10) aufstellen lässt.

2. DER ZENTRALGRANIT

Der Zentralgranit (Bietschhorngranit) bildet die Gratregion zwischen dem Lötschental und den nach S sich öffnenden Nebentälern des Rhonetales. Aus ihm sind die mächtigen Gipfel Bietschhorn, Breitlauihorn, Breithorn, Schienhorn und Aletschhorn aufgebaut. Auch für den Zentralgranit erübrigt sich eine erneute petrographische Beschreibung. Es kann dazu auf die bereits zitierten Arbeiten von H. HUTTENLOCHER und B. SWIDERSKI verwiesen werden.

Die magmatische Differentiation umfasst im westlichen Teil des Zentralgranites nur die sauren Glieder, Granite, zahlreiche Aplite, vereinzelte Quarzite. Basische Differentiate fehlen. Lamprophyre treten erst im Oberaletschgebiet auf, um weiter östlich im mittleren Teil des Granitkernes ihre grösste Entwicklung zu entfalten (Lit. 4 und 5).

a) Zentralgranit

Bis jetzt liegen über den westlichen Zentralgranit drei Analysen vor, eine vom Aletschhorn, eine vom Jägihorn und eine vom Bietschhorn:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
11.	445	45	10	5,5	39,5	0,41	0,39	0,57	IV
12.	430	45	9	7,5	38,5	0,43	0,31	0,85	V
13.	429	45,5	10,5	5,5	38,5	0,44	0,20	0,54	IV

Die Analysen (Nr. 22, 11, 12 des oben zitierten Werkes, Lit. 9) zeigen im wesentlichen denselben Magmencharakter, wie er vom Zentralgranit des mittleren Aarmassivs dargestellt wird, typische Engadinite bis Aplitgranite, vielleicht mit einer ganz geringen Tendenz zum Hervortreten der Werte für al und alk.

Der Fuss des Grates Jägihorn-Breitlauihorn wird durch eine grobkörnige, leicht porphyrische Varietät des Zentralgranites aufgebaut. Um sich über den Magmencharakter in diesem etwas tieferen Niveau Rechenschaft zu geben, wurde von diesem porphyrischen, etwas melanokrateren Typus eine Probe analysiert:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
14.	372	44,5	11,5	9,5	34,5	0,42	0,13	0,82	V

Dieses Gestein ist nicht nur mineralogisch und strukturell, sondern auch in Bezug auf seinen Chemismus identisch mit dem Zentralgranit der Handeck (vergl. Lit. 5).

Nördlich der Baltschiederklause durchzieht ein gangartiger Mylonit von mehreren m Mächtigkeit den Granit. Dieser Mylonit ist verfolgbar vom Couloir südlich P. 3676 am Südgrat des Bietschhorns über das Jägiweidli (er bildet die Ursache für das Entstehen desselben) bis hinüber nach der Gredetschlücke. Makroskopisch erscheint das Gestein des Mylonites als Schiefergneis. Diese Tatsache gab Veranlassung zur chemischen Untersuchung, da das Auftreten von Mischgesteinen hier geologisch durchaus im Bereich der Möglichkeiten lag. Das Gestein zeigt folgenden Chemismus:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
15.	376	43	13	6	38	0,42	0,13	0,46	IV

Der schiefergneisartige Mylonit enthält kein Paramaterial. Mehr noch, die Mylonitisation hat den ursprünglichen Charakter in kaum merklicher Weise beeinflusst. Einzig der Wassergehalt hat dabei eine nennenswerte Erhöhung erfahren, was zweifellos mit der Neubildung von reichlichem Sericit und teilweise Chlorit in Zusammenhang steht.

Strukturell sind die Veränderungen der Mylonitisation in erster Linie klastischer Natur. Dazu kommen die üblichen Neubildungen (besonders Quarz und Sericit). Der Mylonit repräsentiert ein Gestein vom Typus 3—4 nach H. Liechti (Lit. 4, p. 532).

b) Die Spaltungsprodukte

Diese umfassen nur die sauren Glieder der Differentiation, Aplite bis Quarzite. Die ersteren sind im Bietschhorngranit recht häufig und zeigen teilweise mächtige Entwicklungen, die letzteren dagegen finden sich nur spärlich und sind immer von geringer Mächtigkeit. Sie erreichen bei weitem nicht den Stand von Entwicklung, wie das beispielsweise an der Grimsel der Fall ist. Dort waren die Verhältnisse genau umgekehrt. Es scheint, dass zwischen der Bildung von Apliten und Quarziten (sie gehören derselben tektonisch-genetischen Bildungsphase an) für den Zentralgranit ein Wechselverhältnis besteht. Wo Aplite stark hervortreten, findet sich eine Regression der Pegmatitquarzite und umgekehrt.

1. Aplite. Hinsichtlich Struktur und Mineralbestand sind sie von denen des mittleren Zentralgranites nicht zu unterscheiden. Einzig die Korngrösse der Mineralien ist im Bietschhorngranit oftmals etwas ausgeprägter.

Erwähnenswert erscheint das Auftreten einer Verzwillingung des Kalifeldspates nach dem Bavenogesetz, eine Zwillingsbildung, wie sie sonst in zentralgranitischen Gesteinen nicht üblich ist.

Von einem Aplitgang südlich der Baltschiederklause am Jägihorn mit einer Lage von 84/85 S wurde eine Probe analysiert, zum Zwecke der Feststellung etwaiger Anreicherungen der Alkalien in den Restlösungen. Diese Anreicherung ist oftmals postuliert worden, obschon der Mineralbestand keine besonderen Merkmale dafür zeigt.

Die Analyse lieferte folgende Typenwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
16	461	50	7	3,5	39,5	0,46	0,21	0,50	IV

und zeigt typisch engadinitischen bis aplitgranitischen Magmencharakter. Auffallend erscheint immerhin der Tonerdeüberschuss al — (alk + c), der für dieses Gestein den Wert von 7 annimmt. Dagegen sind der alk-Wert und das k-Verhältnis durchaus normal. Ein besonders hoher Tonerdeüberschuss bei sonst normalem Charakter ist auch schon für Aplite anderer Gebiete des Aarmassives festgestellt worden.

Von den analysierten sauren Orthogesteinen eigneten sich zwei zur Vermessung des Mineralbestandes mit dem neuen Integrationstisch nach LEITZ.

Es betrifft das den obigen Aplit (16) und den normalen, leicht porphyrischen Granit (14). Die Grösse der einzelnen Mineralien ist in diesen Gesteinen derart, dass sie vermessen werden können, und der Mineralbestand ist relativ einfach, so dass eine Berechnung der Analyse auf Grund der notwendig vereinfachten Annahmen gelingen kann.

Der zur Verfügung stehende Integrationstisch hat sechs Messmöglichkeiten, es können damit also fünf verschiedene Mineralkomponenten vermessen werden. Die sechste Zählschraube muss zur Überbrückung von Löchern im Schliff reserviert bleiben.

Als Mineralkomponenten wurden angenommen: Quarz (SiO_2, Dichte 2,65), Orthoklas ($6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot K_2O$, Dichte 2,57), Oligoklas [$m\,(6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot Na_2O) + (SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot CaO)$, Dichte 2,63], Biotit (i. w. $m\,[Al(SiO_4)_3]\,Al_2\,K\,H_2 + n\,[SiO_4]^{Mg}_{Fe}$, Dichte 3,03), wobei für die Vermessung das Verhältnis m:n für den Oligoklas zu 85—92:15—8, für den Biotit willkürlich zu 1:1 angenommen wurde. Der letzte Freiheitsgrad des Tisches wurde für die Akzessorien

(Epidotgruppe und Sericitgruppe i. w. S.) reserviert, deren mittlere Zusammensetzung als die des Pistazites ($[SiO_4]_3 \begin{matrix} Ca_2 \\ FeOH \\ Al_2 \end{matrix}$, Dichte 3,20) angenommen wurde.

Der vermessene vol.%-Mineralbestand wurde auf seine gew.%-Zusammensetzung umgerechnet. Dabei ergibt sich als Nebenresultat die Dichte des Gesteins. Aus der gew.%-Zusammensetzung wurde auf Grund der obigen sehr vereinfachten Annahmen über die Zusammensetzung der einzelnen Mineralien die Analyse zurückgerechnet (9 Hauptoxyde). Die Resultate sind in Tabelle I (Aplit) und II (Granit) dargestellt:

Tabelle I

16. Aplit, qz = 203, K : P = 0,4 : 0,6, Oligoklas 10 % An (8–12).

Vermessener Mineralbestand:

	Qz.	KF.	Pl.	Bt.	Az.	Summe
Vol. %	38,5	32,0	27,6	1,35	0,55	100,0
Gew. %	38,8	31,2	27,8	1,55	0,65	100,0

Dichte: ber. 2,625, best. 2,63.

Verb.	V	A	ΔV	A-Mol-Quot. × 10000
SiO_2	77,56	75,78	+ 1,78	12617
Al_2O_3	12,31	13,71	— 1,40	1345
Fe_2O_3	(0,06)	0,91	— 0,85	57
FeO	0,41	0,24	+ 0,17	33
CaO	0,70	0,58	+ 0,12	103
MgO	0,33	0,16	+ 0,17	40
Na_2O	2,94	3,87	— 0,93	608
K_2O	5,58	4,17	+ 1,41	443
H_2O+	0,11	0,10	+ 0,01	56
Summe	100,00	99,52		

V = Aus der Vermessung berechnete Analyse.
A = Chemische Analyse.

Die errechneten Dichten stimmen bis zu 0,3 % mit den bestimmten überein. Dabei wurde auf die Bestimmung der dritten Dezimale verzichtet.

Beide Analysenberechnungen liefern wesentlich zu hohe Resultate bei K_2O und zu tiefe für Na_2O. Das war zu erwarten, da der Natrongehalt der Kalifeldspäte nicht vermessen werden konnte und bis zu 20 % des Gesamtalkaligehaltes ausmachen kann. Ferner zeigen beide Vermessungen viel zu tiefen Ferrigehalt und zu hohen MgO-Gehalt. Diese beiden Tatsachen finden ihre Erklärung in der Mög-

lichkeit, dass Al_2O_3 weitgehend durch Fe_2O_3 vertreten sein kann und umgekehrt, und dass zwischen FeO, MgO und Alkalien Vertretungen möglich sind. Diese Verhältnisse sind ganz besonders bei epimetamorphen Gesteinen, wie sie hier vorliegen, ausgeprägt. Dagegen zeigen die Werte für SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO und H_2O weitgehende Übereinstimmung mit den durch die Analyse ermittelten Werten. Hier gehen die Schwankungen von 2 bis 15 % des Einzelgehaltes und liegen teils über, teils unter dem durch die Analyse gefundenen wahren Wert.

Tabelle II

14. Porphyrischer Granit, qz = 134, K : P = 0,35 : 0,65, Oligoklas 12% An (10—14).

Vermessener Mineralbestand:

	Qz.	KF.	Pl.	Bt.	Az.	Summe
Vol. %	22,1	33,4	36,5	5,55	2,45	100,0
Gew. %	21,9	32,1	36,1	6,25	3,65	100,0

Dichte: ber. 2,653, best. 2,66.

Verb.	V	A	⊿V	A-Mol-Quot. × 10000
SiO_2	70,45	71,65	— 1,20	11930
Al_2O_3	15,30	14,76	+ 0,54	1448
Fe_2O_3	(0,18)	0,74	— 0,56	46
FeO	1,43	1,61	— 0,18	224
CaO	1,77	1,69	+ 0,08	301
MgO	(1,04)	0,19	+ 0,85	47
Na_2O	3,74	3,99	— 0,25	644
K_2O	5,92	4,14	+ 1,78	440
H_2O+	0,17	0,16	+ 0,01	89
Summe	100,00	98,93		

Aus der vermessenen gew.%-Zusammensetzung des Mineralbestandes wurden nun mit Hilfe der aus der Analyse gewonnenen Mol-Quotienten die einzelnen Komponenten den fünf oben angenommenen Mineralien zugeordnet. Dabei wurden aus rechnerischen Gründen die Plagioklase getrennt in Albit (rein) und Anorthit (rein) und der Biotit in Muskowit- und Olivinmolekül gespalten. Die Resultate mit den zugehörigen Mol-Quotienten (multipliziert mit 10 000) sind in Tabelle III (Aplit) und IV (Granit) dargestellt.

Es ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung der auf Grund der vorhandenen chemischen und geometrischen Zusammensetzung errechneten Werte mit der Analyse. Die Summen zeigen für die Verbindungen MgO, FeO, CaO und Na_2O keine Differenzen. Der Kaligehalt ist für den Aplit richtig berechnet, für den Granit fällt er 25% zu hoch aus. Dazu ist auch der Al_2O_3-Gehalt zu hoch und der Kiesel-

Tabelle III

Aplit 16.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Σ (gem.)	Σ (ber.)	Δ
K. F.	3366 20,21	561 5,72					134 0,93	427 4,03		561 31,20	30,89	-0,31
Ab.	2844 17,08	474 4,83					474 2,94			474 25,00	24,85	-0,15
An.	200 1,20	100 1,02				100 0,56				100 2,80	2,78	-0,02
Msk.	64 0,38		32 0,51					16 0,15	32 0,06	16 0,93	1,10	+0,17
Olv.	36 0,22			33 0,24	40 0,16					36 0,62	0,62	—
Akz.	150 0,90	50 0,51	25 0,40			3 0,02			24 0,04	0,65	(1,87)	+1,22
Qz.	6460 38,80									6460 38,80	38,80	—
Σ	78,79	12,08	0,91	0,24	0,16	0,58	3,87	4,18	0,10	100,00	100,91	
Anal.	75,78	13,71	0,91	0,24	0,16	0,58	3,87	4,17	0,10	99,52		
ΔA	-3,01	+1,63	—	—	—	—	—	-0,01	--			

Tabelle IV

Granit 14.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Σ (gem.)	Σ (ber.)	Δ
K. F.	3462 20,79	577 5,88					38 0,24	539 (5,08)		577 32,10	31,99	-0,11
Ab.	3636 21,84	606 6,18					606 3,75			606 31,77	31,77	—
An.	312 1,87	156 1,59				156 0,87				156 4,33	4,33	—
Msk.	244 1,47	112 1,14	10 0,16					66 0,62	122 0,16	66 3,63	3,55	-0,08
Olv.	136 0,82			224 1,61	47 0,19					136 2,62	2,62	—
Akz.	216 1,29	72 0,73	36 0,58			145 0,81			35 0,06	3,65	3,47	+0,18
Qz.	3646 21,90									3646 21,90	21,90	—
Σ	69,98	15,52	0,74	1,61	0,19	1,68	3,99	(5,71)	0,22	100,00	99,63	
Anal.	71,65	14,76	0,74	1,61	0,19	1,69	3,99	4,14	0,16	98,93		
ΔA	+1,67	-0,76	—	—	—	+0,01	—	-1,57	-0,06			

säuregehalt zu tief. Das zeigt, dass in den Kalifeldspäten dieses Gesteins etwas höher silifizierte Verbindungen vorliegen, als die theoretische Zusammensetzung des Orthoklases dies verlangt. Für die Akzessorien (i. w. Pistazit) sind nur die Werte des Granites vertrauenerweckend, beim Aplit ist die Differenz grösser als der Gesamtgehalt. Hier ist ein Überschuss an SiO_2 und ein Defizit an Al_2O_3 vorhanden, und zwar ist das Verhältnis zwischen den beiden Differenzen für ihre Mol-Quotienten etwas kleiner als 4:1, was übrigens

auch für den Aplit zutrifft. Für diesen ist das Vorzeichen der beiden Differenzen umgekehrt. Ferner ist das molare Verhältnis des K_2O-Defizites ungefähr das doppelte des Al_2O_3-Defizites, so dass die Summe der beiden molar ungefähr dem SiO_2-Überschuss entspricht.

Diese Verhältnisse scheinen kaum zufällig zu sein, sondern deuten eher darauf hin, dass Kieselsäure und Tonerde in den Feldspäten unter gewissen Bedingungen gegenseitig vertauschbar sind, wobei auch Alkalien teilweise vertreten werden können.

2. Die Lamprophyre. Im Zentralgranit des Bietschhorns und seiner Umgebung konnten Lamprophyre nicht beobachtet werden. Sie treten erst weiter östlich im Oberaletschgebiet in Erscheinung. Da sich aber im Anschluss an die lamprophyrische Differentiation interessante Feststellungen ergeben, so sei der Chemismus von drei lamprophyrischen Gesteinen hier wiedergegeben:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
17.	170	20	48	17,5	14,5	0,68	0,62	0,37	III
18.	127	19,5	50	22,5	8	0,40	0,56	0,44	III/IV
19.	122	18	53	20	9	0,51	0,63	0,37	III

Die Analysen entstammen dem Oberaletschgebiet und entsprechen den Nummern 82, 81, 83 des „Chemismus schweizerischer Gesteine" (Lit. 9).

Die Lamprophyre des mittleren Aarmassivs lehnen sich in ihrem Chemismus an den dioritischen Magmentypus an. Im westlichen Aarmassiv zeigen sich erhebliche Differenzen, al und alk liegen tiefer, fm höher, ebenfalls c und teilweise auch k und mg. Dadurch nähern sich die Lamprophyre dem shonkinitischen Magmentypus, abgesehen davon, dass ihre si-Zahl etwas höher erscheint. Jedenfalls sind die magmatischen Unterschiede ganz bedeutend. Die Differentiation der Lamprophyre in der westlichen Hälfte des Aarmassivs geht von normaldioritischen bis zu shonkinitischen Typen über lamprosomaitische Typen. Dabei zeigt sich, dass die lamprophyrischen Gesteine mit dioritischem Chemismus älter sind als diejenigen mit ausgesprochener Kalivormacht (vergl. H. LIECHTI, Lit. 4).

3. „Endogene" Schollen. H. HUTTENLOCHER (Lit. 2) teilt die Scholleneinschlüsse des Bietschhorngranites (Zentralgranites) in exogene und endogene, basierend auf ihrem geologischen Auftreten. Die „exogenen" Einschlüsse sind nach diesem Autor mehr oder weniger kontaktmetamorphe Nebengesteinspartien, während die „endogenen" Einschlüsse „nicht als Resorptionsprodukte oder dergleichen Bildungen anzusehen sind, sondern viel mehr die Charakteristika der basischen granitischen Ausscheidungen tragen".

Derartige basische, mehr oder weniger granitisierte Einschlüsse

sind über den ganzen Zentralgranit verteilt. Für die mittleren Partien des Zentralgranites ist die Frage nach ihrer Genesis bisher offen gelassen worden (Lit. 4 und 5).

Im östlichen Zentralgranit gibt J. NIEDERER (Lit. 6, p. 69) eine Analyse einer derartigen Scholle:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/m	Schnitt
20.	161	31,5	32	14,5	22	0,28	0,35	0,41	IV

und schliesst aus Mineralbestand und Chemismus, „dass die Schollen-einschlüsse des porphyrartigen Granites Differentiationsprodukte darstellen. Im umliegenden Granit ist aber keine Veränderung wahrzunehmen. Es zeigt den normalen Mineralbestand auch in Bezug auf die dunklen Gemengteile. Schlierenbildung infolge Konzentration der Fe- und Mg-Verbindungen an Ort und Stelle ist also ausgeschlossen".

Zu einer abweichenden Anschauung über die Genesis dieser Einschlüsse kommen L. DUPARC und L. MRAZEC (Lit. 1) auf Grund des Vergleiches des Chemismus der Einschlüsse mit dem des Granites für den Mont-Blanc-Granit: „Elles apparaissent non comme des ségrégations plus basiques en divers points de la roche de profondeur, mais bien au contraire comme des fragments arrachés de la couverture cristalline par la protogine et en partie resorbés puis modifiés par elle."

H. LIECHTI (Lit. 4) hat an Hand von Fedorow-Analysen zonarer Plagioklase festgestellt, dass basische Oligoklaskerne derartiger Schollen mit einem Anorthitgehalt von 25—26 % ganz plötzlich übergehen in Höfe von 12 % An, eine Zusammensetzung, die der ersten Generation der granitischen Plagioklase entspricht, ein Beweis dafür, dass der basische Kern (oder das zu seiner Kristallisation notwendige Material) schon zu Anfang der Bildung der ersten Plagioklasphase des Granites vorhanden sein musste.

Die „endogenen" Scholleneinschlüsse des Bietschhorngranites zeigen makroskopisch alle dasselbe Bild. Es sind mehr oder weniger geschieferte feinkörnige Biotit-Sericit-Quarzgesteine. Mikroskopisch weisen sie recht bedeutende Differenzen auf: in einem Fall kann Plagioklas (ca. 12 % An) wesentlicher Gemengteil sein, mit Biotit, Sericit und Quarz als Hauptgemengteilen, im andern fehlen Feldspäte vollkommen und das Gestein ist eine Verfilzung von grössern undulösen Quarzkörnern mit einem äusserst feinkörnigen Gemisch von Biotit, Sericit und Epidot.

Um die Frage nach der Genesis dieser „endogenen" Einschlüsse der Lösung etwas näher zu bringen, wurden, da es sich ja schon

mikroskopisch um verschiedene Produkte handelt, drei Gesteinsproben verschiedener Schollen, alle von demselben Sammelort, der chemischen Analyse unterworfen. Sie zeigten den folgenden Chemismus:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
21.	225	28,5	43,5	6	22	0,52	0,30	0,14	II
22.	219	39,5	25,5	13,5	21,5	0,45	0,28	0,52	IV
23.	117	31,5	41,5	10,5	16,5	0,61	0,09	0,25	II

Die Schollen sind chemisch ausserordentlich verschieden. Die beiden ersten gleichen sich im si-, alk- und mg-Gehalt. Dagegen sind die al-, fm- und c-Zahlen bis auf über 100 % verschieden. Die dritte hat abgesehen von ihrer bedeutend geringeren si-Zahl im al- und c-Gehalt Anklänge an die zweite, im alk-Gehalt Anklänge an die beiden andern, im fm-Gehalt (abgesehen vom mg-Verhältnis) zeigen sich Beziehungen zur ersten. Die k-Zahlen halten sich für alle drei in normalen Variationsbreiten.

Es erscheint kaum möglich, im gesamten Variationsbereich der Differentiation der zentralgranitischen Magmenprovinz einen Typus zu finden, der einem dieser Gesteine entsprechen könnte. Dagegen ist, abgesehen vom al-Gehalt, eine gewisse Ähnlichkeit mit den Resorptionschollen der Grimsel (Lit. 5) nicht von der Hand zu weisen, obschon auch diesen gegenüber bedeutende Differenzen bestehen. Trägt man die Projektionswerte dieser drei Gesteine in ein Differentiationsschema der Orthogranite des westlichen Zentralgranites ein (Fig. 1), so fallen sie alle drei verschieden ganz bedeutend aus dem Kurvenverlauf heraus. Das erste zeigt ungefähr normale Verhältnisse für al und alk, dafür einen viel zu hohen fm- und einen zu tiefen c-Wert. Für das zweite sind die Werte für alk und c ungefähr normal, dagegen fm zu tief und al viel zu hoch. Beim dritten entsprechen alk und vielleicht c einigermassen normalen Verhältnissen, während al zu hoch und fm zu tief ausfällt.

Für den von J. Niederer (Lit. 6) mitgeteilten „endogenen" Scholleneinschluss gelten dieselben Überlegungen: hohes al, tiefes fm, mehr oder weniger normales alk und c, und es dürfte sich auch in diesem Fall kaum um ein Differentiat handeln, obschon dieses Gestein dem natronsyenitischen Typus recht nahe kommt.

Der einzige der vier Projektionswerte, der über alle drei Gesteine einigermassen innerhalb der für zentralgranitische Eruptivgesteine normalen Variabilität liegt, ist alk, vielleicht teilweise noch c. Die andern Werte sind ganz bedeutenden Schwankungen unterworfen.

Der Chemismus der „endogenen" Scholleneinschlüsse des Bietschhorngranites lässt eine einzige plausible Erklärung zu: es ist dieselbe wie sie L. DUPARC (Lit. 1) für die gleichen Bildungen des Mont-Blancgranites gibt. Es zeigt sich, dass das Ausgangsgestein der durch den Granit kontaktmetamorph veränderten Schollen für die einzelnen Einschlüsse primär recht verschiedenen Chemismus aufweisen musste, und zwar zeigt der erste Einschluss hohen Eisengehalt, tiefen Kalkgehalt, die andern beiden hohen Tonerdegehalt, wovon der eine durch einen hohen Eisengehalt zum ersten hinüberleitet. Die drei Analysen gestatten eine kontinuierliche Reihe zwischen Eisen- und Aluminiumoxyden aufzustellen, übergehend von von einem Fe-armen Ton über einen Fe-reichen Ton zu einem eisenschüssigen Al-ärmern Sediment.

Die „magmatische" Konstanz der alk-Werte und des k-Verhältnisses lässt sich verstehen dadurch, dass die Alkalien der Scholleneinschlüsse grösstenteils aus dem granitischen Magma bezogen worden sind, eine Tatsache, auf die schon bei der Besprechung der exogenen Einschlüsse des Grimselgebietes (Lit. 5) aufmerksam gemacht worden ist.

Analysen von Gesteinen des obern Baltschiedertales (Zentralgranit)

	14.	15.	16.	21.	22.	23.
SiO_2	71,65	72,05	75,78	61,91	60,06	44,47
TiO_2	0,26	0,15	0,18	1,04	0,81	1,23
Al_2O_3	14,76	13,90	13,71	13,28	19,07	20,79
Fe_2O_3	0,74	1,24	0,92	4,57	1,68	6,07
FeO	1,61	1,43	0,24	6,08	4,50	11,60
MnO	0,01	0,09	0,01	0,04	0,07	0,29
MgO	0,19	0,17	0,16	2,46	1,32	0,86
CaO	1,69	1,11	0,58	1,58	3,42	3,77
Na_2O	3,99	4,14	3,87	2,97	3,38	2,57
K_2O	4,14	5,05	4,17	4,88	4,04	5,97
H_2O+	0,16	0,41	0,10	1,33	1,17	1,47
H_2O-	0,07	0,06	0,04	0,09	0,06	0,09
P_2O_5	0,04	0,05	0,06	0,23	0,21	0,05
CO_2	0,32	0,30	0,23	0,10	0,03	0,69
Summe:	99,63	100,11	100,05	100,56	99,82	99,93
Dichte:	2,66	2,68	2,63	2,78	2,80	2,95

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
14.	372	44,5	11,5	9,5	34,5	0,42	0,13	0,82	V
15.	376	43	13	6	38	0,46	0,10	0,46	IV
16.	461	50	7	3,5	39,5	0,46	0,21	0,50	IV
21.	225	28,5	43,5	6	22	0,52	0,30	0,14	II
22.	219	39,5	25,5	13,5	21,5	0,45	0,28	0,52	IV
23.	117	31,5	41,5	10,5	16,5	0,61	0,09	0,25	II

14. Zentralgranit von der Ostflanke des Grates Jägihorn-Breitlauihorn.
15. Mischgneisartiger Mylonit nördlich Baltschiederklause.
16. Gangförmiger Aplit Jägihorn, Westflanke, 84/85 S.
21. Basischer Einschluss im Granit (sog. Differentiationsschliere), Westflanke des Grates Jägihorn-Breitlauihorn.
22. Idem.
23. Idem.

Anal.: W. MINDER.

Allgemeine petrographisch-chemische Charaktere

Der Zentralgranit zeigt im ganzen Aarmassiv eine grosse Konstanz in seinem Chemismus. Das gilt aber ganz besonders dann, wenn wir die als älter erkannten Schwestergesteine, nämlich den Syenit des Giuf, die Augengneise der Grimsel und den Baltschiedergranit vom eigentlichen Zentralgranit trennen. Die Variabilität des Chemismus ist dann nur noch gering. Sie beträgt abgerundet für si 300—500, al 35—50, fm 5—18, c 5—10, alk 35—45, k 0,35—0,55 und mg 0,05—0,50. Der Schnitt liegt zwischen III und V. Bildet man den Mittelwert aus 21 neuen Analysen (Lit. 4, 5, 6, 9) des Zentralgranites s. s., so lautet er:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
390	43	12	7,5	37,5	0,45	0,25	0,60	IV

Die von P. NIGGLI (Lit. 7) angegebenen mittleren Typenwerte differieren ein wenig von den oben berechneten und betragen:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
406	44	11	6	39	0,46	0,10	0,54	IV

Die Werte zeigen den typisch engadinitischen Chemismus des zentralgranitischen Magmas mit geringen Tendenzen für si und al nach dem yosemititischen Magmentypus.

Für die Differentiate sind die Variationen ausgeprägter. Die Granitporphyre und Quarzporphyre zeigen ein deutliches Ansteigen von alk bei etwas höherem k-Verhältnis (0,52) und auch etwas höherem mg-Verhältnis. Die Aplite zeigen ein starkes Zurücktreten von c bei einem merklichen Ansteigen von al.

Für die Lamprophyre ergeben sich Übergänge zwischen normaldioritischen und shonkinitischen Typen. Hier ist die Variabilität am grössten, und in ihnen finden sich auch die Brücken, die zu den abweichenden grössern Komplexen (Syenite, Augengneise, Shonkinite der südlichen Gneiszone und Baltschiedergranite) überleiten, wo sich merkliche Tendenzen zu k- resp. c- und fm-Vormacht geltend machen.

Nirgends aber kann im westlichen Zentralgranit von einer magmatischen Natronzufuhr die Rede sein. Diese müsste sich ja doch in einem der Differentiate manifestieren. Die k-Zahl ist diejenige Grösse, die über den ganzen räumlich-zeitlichen Variationsbereich der zentralgranitischen Differentiation die grösste Konstanz aufweist. Das gilt in vollem Umfange für alle primären granitischen Gesteine einschliesslich der Porphyre und Aplite. Einzig die dioritischen Lamprophyre zeigen Tendenzen zu c-Vormacht und damit in Zusammenhang zu einem Zurücktreten von k.

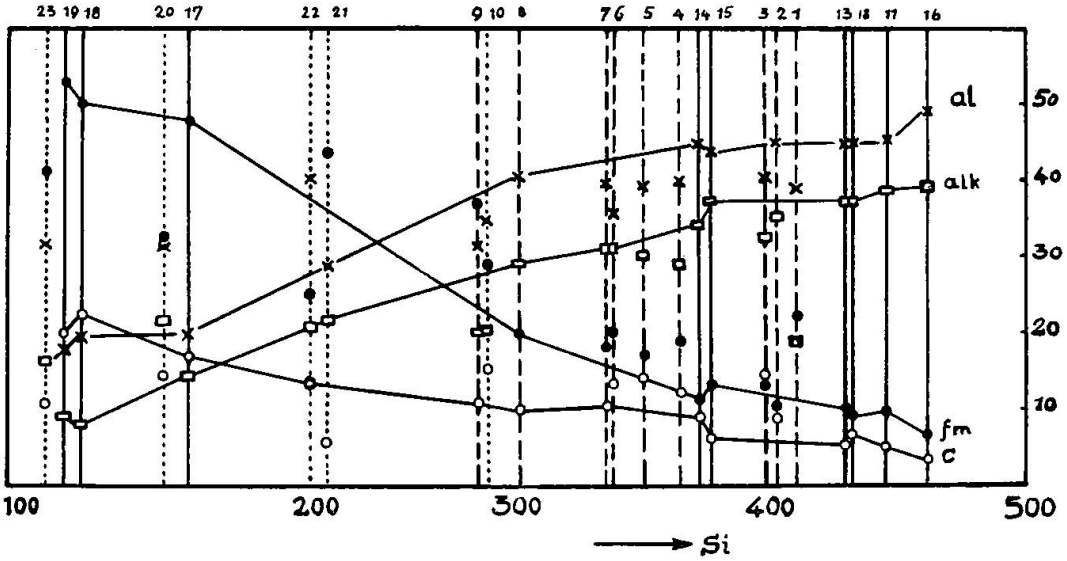


Fig. 1. Differentiationsdiagramm nach P. Niggli der Gesteine des westlichen Aarmassivs. Ordinaten: ausgezogen = zentralgranitische Orthogesteine, gestrichelt = „Baltschiedergranite", punktiert = Scholleneinschlüsse, Paragesteine (Nr. 20 vom östl. Aarmassiv, Lit. 6).

Die Kristallisation der zweiten Generation der sauren Plagioklase ist eine Folge des primären Zurücktretens von c im granitischen Magma (Kristallisation der ersten Phase). Erst nach der Bildung dieser zweiten Generation kommt es zur Ausscheidung der Kalifeldspäte. Bei der Injektion der ersten (dioritischen) Lamprophyrphase konnten die primären granitischen Gesteine nicht mehr eine so wesentliche Änderung ihres Chemismus erfahren, wie sie die Natronzufuhr postuliert.

II. Teil. Makrotektonische Analyse

Die Arbeitsmethode, ihre Grenzen und ihre Leistungsfähigkeit wurden in früheren Arbeiten (Lit. 4 und 5) eingehend besprochen; es wird deshalb auf eine erneute Wiederholung verzichtet. Immerhin erscheint es angebracht, Unterschiede, die sich im Laufe der

Zeit mit H. CLOOS einerseits und B. SANDER andererseits ergeben haben, hier kurz festzuhalten.

Die Einwände, die gegen die CLOOS'sche Arbeitsmethode erhoben worden sind, haben sich in der Folge grösstenteils als haltlos erwiesen. Unsere Arbeitsweise unterscheidet sich von der CLOOS-schen darin, dass unsere Statistiken 1. an tektonisch deformierten Gesteinskomplexen gewonnen werden, diese Deformationen also miteinbeziehen müssen, 2. sich über grössere Gebiete erstrecken, also den Lokalcharakter vernachlässigen und an sich schon regionalen Inhalt haben und sich deshalb 3. auf eine bedeutend höhere Anzahl von Messungen basieren müssen (500—1000 gegen 10—100). Darüber hinaus war der Versuch einer vektoriell-mechanischen Interpretation der Scherflächenstatistiken, wie er von H. LIECHTI (Lit. 4) unternommen worden ist, von vollem Erfolge gekrönt.

B. SANDER, W. SCHMIDT und ihre Schulen haben gezeigt, dass deformierte Gesteine mit Deformationsstrukturen die Regel, undeformierte Gesteine mit statistisch quasiisotropen Gefügen die Ausnahme bedeuten. Sie haben auch die verschiedenen Gefügetypen aufgestellt und als solche charakterisiert.

Unsere Gefügestatistiken sind nach diesen Methoden entstanden, haben aber (und das ist der Unterschied) abgesehen von ihrer Verbindung mit makrotektonischen Resultaten eine genaue geographische Orientierung, so dass ihre Interpretation nicht an die darin auftretenden Maxima gebunden ist.

MAKROTEKTONISCHE ERSCHEINUNGEN DES BIETSCHHORNGRANITES

Wie in früheren Arbeiten wurde der makrotektonische Charakter des Granites mit Hilfe der Kluftstatistik festgelegt. Dazu stehen 545 Messungen zur Verfügung. Sie sind dargestellt nach der üblichen Methode in Figur 2.

Die Projektion zeigt folgende Eigentümlichkeiten: Hauptmaxima: 50, 120, Nebenmaxima: 60, 80, 105—115, 135, 150, 170. Die Interpretation der voralpinen Phasen basiert auf dem voralpin intrudierten Ganggesteinen, hier auf Apliten und Quarziten. Andere Spaltungsgesteine fehlen.

Die Aplite sind angeordnet in zwei verschiedenen Systemen. Der eine Ast umfasst den Öffnungsbereich zwischen 80 und 90, der andere denjenigen zwischen 105 und 115. Die beiden Systeme sind die Produkte der „hercynischen Endphase" und entsprechen den Phasen 3 und 4 des Göschenertales (Lit. 4). Diesen Phasen können zugeordnet

werden die untergeordneten Maxima 25 und 170. Der Winkel der Doppelsysteme beträgt 85—95°.

Das Doppelsystem 60/150 entspricht dem Intrusionssystem. In seiner Längskomponente (60) sind alle beobachteten „endogenen" Scholleneinschlüsse gelagert, das entsprechende Quersystem (150) enthält einige Quarzitgänge und hie und da Chloritüberzüge.

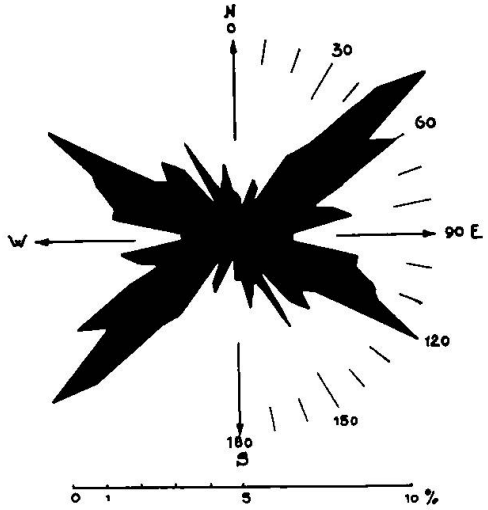


Fig. 2. Statistische Verteilung der Gesteinsklüfte im Zentralgranit des obern Baltschiedertales.

Das Hauptkontingent der vermessenen Gesteinsklüfte ist in den Systemen 45—55 und 110—125 konzentriert. Diese beiden Hauptäste der Projektion entsprechen den Wirkungen der alpinen tektonischen Phase.

Der bescheidene Ausschlag 135 ist vielleicht eine alpine Sekundärerscheinung.

Es erscheint von Interesse, die tektonischen Systeme der westlichen Hälfte des zentralen Granitmassivs zwischen Göschenertal und Baltschiedertal zusammenzustellen. Diese Zusammenstellung liefert folgende Tabelle:

Baltschiedertal	Haslital	Göschenertal
25—30	20	30
(40)	—	40
45—50	*50*	*55*
60	60—65	65—70
80	(80)	85
100—110	100—110	100—105
—	—	125—130
120	*135*	*140*
135	145	—
150	160—165	—
175—5	0—15	170

Die Zusammenstellung zeigt folgende Eigentümlichkeiten: die voralpinen Systeme 20—30, 60—70, 80—85, 100—110 zeigen über den ganzen Bereich sehr geringe Abweichungen von $\pm 5^{0}$. Für die ganz untergeordneten Maxima zwischen 170 und 15 ist die Variabilität etwas grösser. Darin sind aber zwei verschiedene Komponenten enthalten. Das System 40 des Göschenertales findet ein Analogon im Bietschhorngebiet, und die Verbreiterung des alpinen Hauptastes des Haslitals ist der Existenz dieses Systems zuzuschreiben. Im Göschenertal macht sich zwischen 125—130 ein System geltend, während vom Haslital westwärts zwei weitere Systeme ohne entsprechende Komponenten im Göschenertal, nämlich 135/145 und 150/160—165, auftreten. Von diesen ist das letztere das Quersystem (Q) der Intrusion im Sinne von H. Cloos, während das erstere wahrscheinlich alpintektonischen Ursprunges ist.

Die alpine Longitudinalklüftung variiert stetig von W nach E zwischen 45 bis 55, die entsprechende Transversalklüftung zwischen 120 und 140.

H. Liechti (Lit. 4) hat den Vorschlag gemacht, die Ausschläge der Kluftverteilungskurve, soweit sie zur alpinen Bewegungsphase gehören, als vektorielle Komponenten einer Bewegungsresultante aufzufassen, und er hat auch gezeigt, dass diese Auffassung berechtigt, ja sogar die einzig sachliche ist. Er konstruierte auf dieser Grundlage die Bewegungsresultante für das Göschenertal und für das Haslital, und es zeigte sich, dass die Fehlergrenze dieser Konstruktionen geringer war als $\pm 2^{0}$ bei einer Verwendung des gesamten Öffnungswinkels des alpinen Kluftkomplexes. Der Verlauf der Resultante beträgt im Göschenertal N 32 E, im Haslital N 12 E.

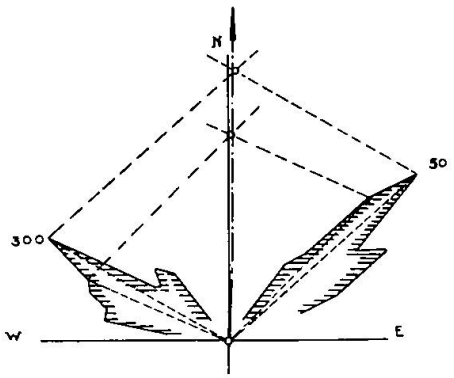


Fig. 3. Konstruktion des alpinen Bewegungsvektors (Horizontalprojektion) für den westlichen Zentralgranit.

Führt man dieselbe Konstruktion für den Granit der Umgebung des Bietschhornes durch, so gelangt man zu einer Resultante mit

der Richtung N 2 E, wobei die Fehlergrenze dieselbe ist wie für die früheren Konstruktionen (Figur 3).

Die Verlängerung der Resultante nach S trifft den Hauptgipfel der Mischabelrückfalte (Dom) und schneidet sich genau am Monte Rosa mit der Verlängerung der Resultante des Göschenertales. Dabei sind die Winkel der beiden Resultanten zur Normalen auf den penninischen Bogen für die beiden Gebiete gleich und betragen 7 resp. 8° W. Der Schnittpunkt der Resultante des Haslitales mit derjenigen des Baltschiedertales würde in die Poebene zu liegen kommen, derjenige zwischen den Resultanten des Haslitales und des Göschenertales liegt im Binntal (Lit. 4). Es erscheint wahrscheinlich, dass im Haslital lokale Einflüsse (Augengneisfacies mit mehr oder weniger selbständiger Tektonik, Lit. 5) auch die Tektonik des Hauptgranites beeinflusst haben.

Jedenfalls tritt die Rolle der Axialdepression des Rawilpasses (Lit. 5) im alpinen Orogen in erneuter Wichtigkeit hervor, und die tektonische Stellung des westlichen Zentralgranites zeigt sich als eine Folge der penninischen Grossdislokationen, die die präalpine Lücke des Rawilpasses zu Ursache und Ausgangspunkt der Tektonik des Aarmassivs werden liess.

III. Teil. Tektonische Mikroanalyse

Die Analyse der Quarzgefüge erstreckt sich über alle Orthogesteinstypen und auch über alle verschiedenen Stufen der Kataklase.

Vorausgehend muss festgehalten werden, dass Mylonitisierungszonen, wie sie vom mittleren Zentralgranit her bekannt sind, im westlichen Teil bedeutend weniger zahlreich auftreten, und dass auch deren Dimensionen meistens unvergleichlich viel geringer sind.

Zur mikroanalytisch-tektonischen Interpretation stehen insgesamt 6 Quarzprojektionen zur Verfügung (Fig. 4—9). Diese umfassen 3 Mylonite, 1 mylonitisierten Granit, 1 Aplit und 1 normalen Granit. Die Schnittflächen der Projektionen Fig. 4 und 5 liegen normal auf der alpinen Longitudinalscherfläche, diejenigen von Fig. 6 und 7 normal auf der tektonischen Fläche 85 und diejenigen von Fig. 8 und 9 normal auf Fläche 105. Dabei dokumentiert sich sofort ein bemerkenswerter Unterschied zu den früher publizierten Diagrammen. Dieser liegt im besonders starken Hervortreten voralpin-tektonischer Elemente.

Die Projektionen der Quarzmylonite (Fig. 4 und 5) zeigen alpine präkristalline (parakristalline) Deformation. Immerhin zeigt sich so-

gar in den am stärksten deformierten Gesteinen eine Verbreiterung des Maximums gegen die Phase 85 hin. Das geringere Maximum in der ab-Ebene ist in allen stärker deformierten Gesteinen zu be-

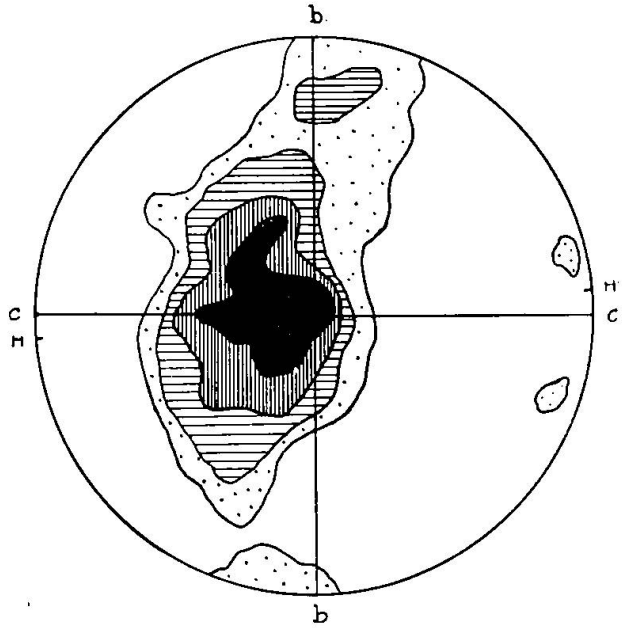


Fig. 4. Gefügeeigenschaften eines alpinen Quarzmylonites, Quarz, Projektionsebene normal zur alpinen Longitudinalscherfläche, 55, vertikal. 334 Axen.

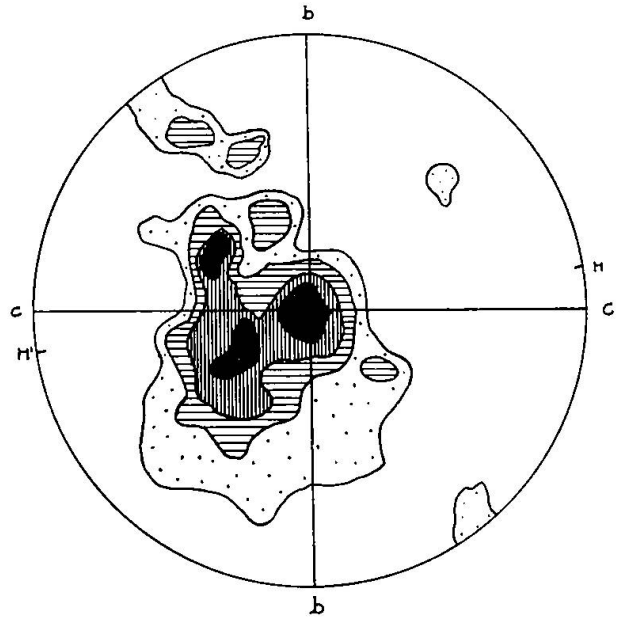


Fig. 5. Gefügeeigenschaften eines alpinen Quarzmylonites, Quarz, Projektionsebene normal zur alpinen Longitudinalscherfläche, 52, vertikal. 307 Axen.

obachten, und scheint deshalb für die alpine Tektonik typisch zu sein. Es entspricht wahrscheinlich einer untergeordneten alpinen Bewegung.

In Figur 5 ist neben dem alpinen Maximum, das hier schon etwas bescheidener ist, die Komponente 85 in zwei verschiedenen Maxima entwickelt. Dazu erscheinen im oberen linken Quadranten drei Maxima 2. Ordnung, von denen das eine der Intrusionsrichtung (65, Elevation ca. + 20) entsprechen dürfte. Für die beiden andern ist die Zuordnung zweifelhaft. Vielleicht macht sich im einen (120, El. + 50) die Querverschieferung der alpinen Faltung geltend.

Die Projektion Fig. 6 stammt aus dem mylonitisierten Granit (vergl. I. Teil) von der Baltschiederklause. Die Schliff wurde normal zur tektonischen Richtung 85 hergestellt. Die Projektion zeigt zwei

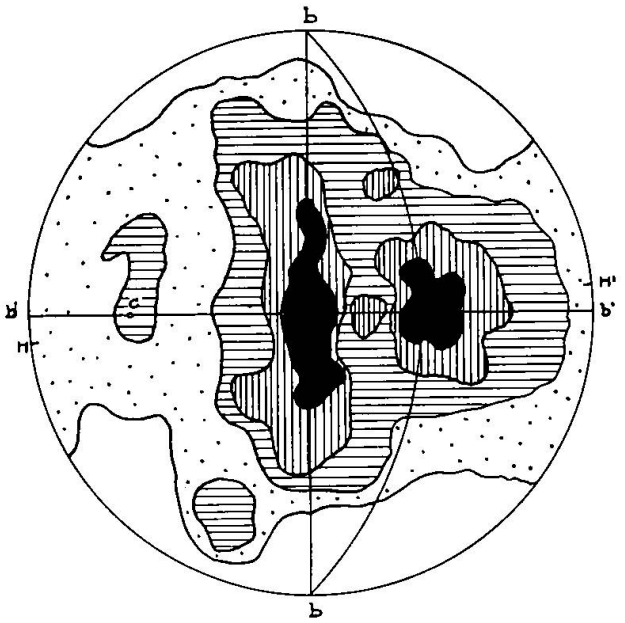


Fig. 6. Gefügeeigenschaften des Granitmylonites nördlich der Baltschiederklause, Quarz, Projektionsebene normal zur endhercynischen Hauptscherfläche, 85, vertikal. 209 Axen.

Maxima 4. Ordnung, zwei Maxima 3. Ordnung und zwei Maxima 2. Ordnung. Die beiden Hauptmaxima entsprechen den Gleitgeraden der alpinen Phase (a) und der hercynischen Endphase (a'). Das Maximum der alpinen Phase liegt bei 50, das der hercynischen Endphase bei 85. In der ab-Ebene des alpinen Strainellipsoides tritt mit einer Elevation von ca. + 40° ein zweites Maximum auf, das auch schon in den Quarzmyloniten aufgetreten ist. Zwischen 60 und 70 macht sich die Intrusionsrichtung mit einem Maximum 3. Ordnung geltend. Die Maxima 2. Ordnung (110, El. — 70 und 140, El. + 10) sind unsicherer Herkunft. Möglicherweise könnte das eine (140) die alpine Querkomponente dokumentieren.

Die Translation der hercynischen Endphase (Phase 4, H. LIECHTI, Lit. 4, p. 526) weist eine Längsstreckung von ca. 60° auf, während ihre Breite nur etwa 15° beträgt. Es scheint, dass die a'c'-Ebene des Strainellipsoides der hercynischen Endphase (Ebene der grössten Deformation) vertikal gestanden haben muss, so dass die damalige Scherungsaxe (b' der Figur) ungefähr horizontal lag. Darin zeigt sich ein Unterschied zur alpinen Translation, deren Scherungsaxe (b der Figur) annähernd vertikal steht (Ebene 140, Fallrichtung 70—80 S).

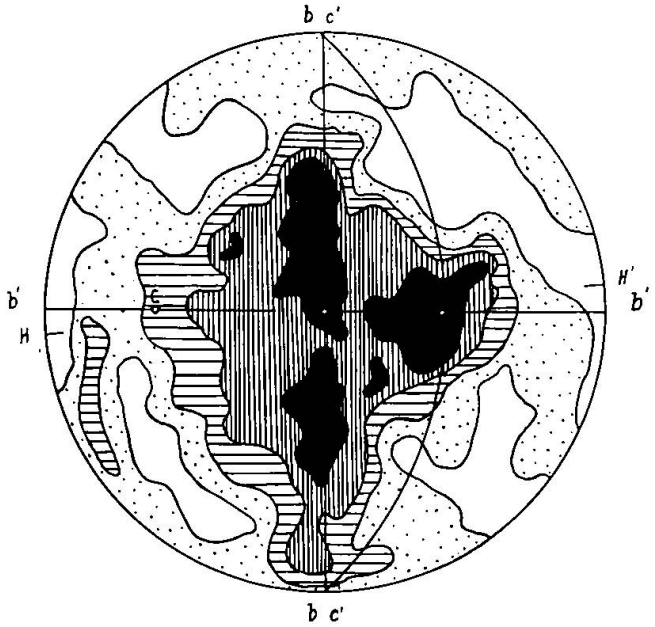


Fig. 7. Gefügeeigenschaften eines Quarzitganges 84/85 S, Quarz. Projektionsebene normal zur hercynischen Hauptscherfläche, 84, vertikal. 276 Axen. Vermessung: H. LIECHTI.

Figur 7, aus dem grossen Aplitgang 84/85 S (vergl. I. Teil) stammend, zeigt im wesentlichen dasselbe Bild wie Figur 6. Die Lage der Projektion ist dieselbe. Hier erscheint das alpine Hauptmaximum (a) ausgezogen über einen Winkelbereich in der Horizontalen von N 40—70 E, umfasst also auch die Intrusionsrichtung. Das Maximum der hercynischen Endphase zeigt die gleiche Lage wie in Projektion 5. Es ist in zwei Teile in der a'c'-Ebene aufgelöst. Der Schliff beweist, dass der in das System 85 intrudierte Gang noch intensiv an den Bewegungen dieses Systems teilgenommen hat. Die alpine Querkomponente äussert sich vielleicht in einer Verbreiterung der Fläche 3. Ordnung bis nach 130. Möglicherweise ist auch die kleine Konzentration 2. Ordnung bei 160 dem alpinen Einfluss zuzuschreiben.

Besonderes Interesse aber bieten Fig. 8 und 9. Figur 8 stammt aus einem mittelstark tektonisierten Quarzitgang 105/76 S. Struk-

turell zeigt er grosse undulöse Individuen und daneben ein feinkörniges, nicht rekristallisiertes Trümmerwerk. Zur Vermessung gelangten nur die grossen undulösen relikten Individuen. Die alpine Tektonik kommt in diesem Gefüge nicht zum Ausdruck. Es ist ein Produkt der hercynischen Endphase 85 und 105. Die beiden Maxima erscheinen nicht getrennt. Die Projektion enthält zwei Maxima. Davon steht das eine normal zur Richtung der hercynischen Endphase und das andere, ebenso wichtige, liegt in der Projektionsebene und steht ziemlich genau vertikal ($\pm 5^0$). Die b'-Axe der hercynischen

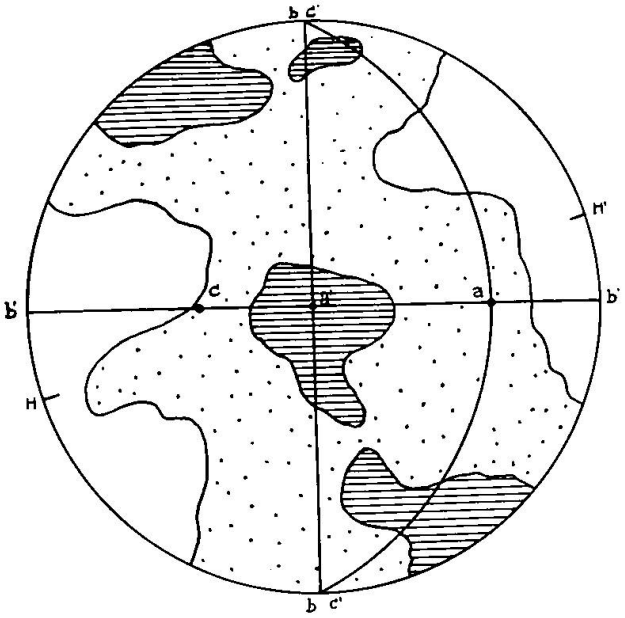


Fig. 8. Eigenschaften eines relikten Quarzgefüges aus einem mittelstark tektonisierten Quarzitgang, 105/76 S. Quarz. Projektionsebene normal auf der endhercynischen Hauptscherfläche, 105, vertikal. 44 Axen.

Endphase musste also horizontal verlaufen und zwar ziemlich genau von N nach S. Es ist nicht zu entscheiden, welches der beiden Maxima mit absoluter Sicherheit der hercynischen Gleichgeraden a' entspricht. Höchstwahrscheinlich ist es dasjenige im Zentrum der Projektion, da es auch in andern Gefügebildern häufig und stark vertreten ist.

Figur 9 unterscheidet sich nur unwesentlich von Figur 8. Sie entstammt einem normalen Granit (Textur 1, Lit. 4, p. 532). Der alpine Einfluss äussert sich darin nur in einer Ausstülpung der Konzentration 3. Ordnung und vielleicht in einem kleinen Maximum bei 140 (El. $+30$). Das hercynische Hauptmaximum umfasst einen Öffnungswinkel von 80 bis 125 und ist vielleicht durch die alpine Querkomponente etwas verstärkt worden. Auch hier zeigt sich in der

Umgebung von c' (b) eine Konzentration, wie sie in den vorhergehenden Projektionen zum Ausdruck kam. Fraglich ist die Anhäufung bei 0 resp. 180.

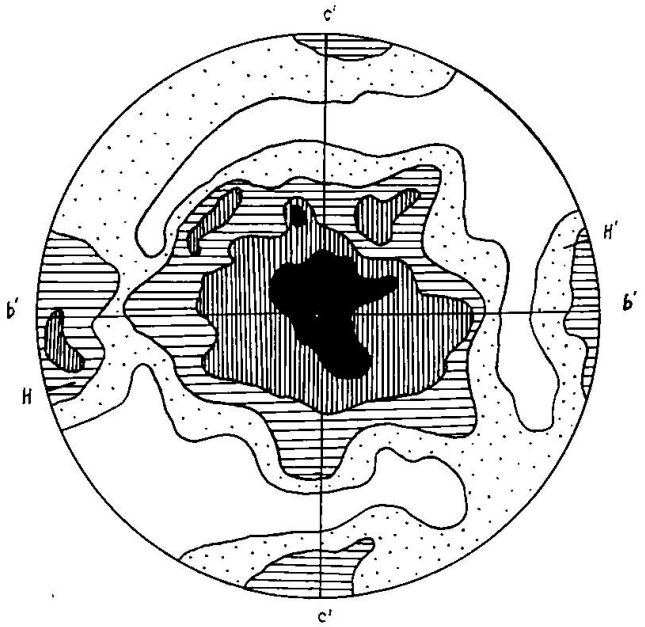


Fig. 9. Gefügeeigenschaften eines schwach tektonisierten Granites. Quarz. Projektionsebene normal zur endhercynischen Hauptscherfläche, 103, vertikal. 328 Axen. Vermessung: H. LIECHTI.

Zu den Projektionen wurden vermessen:

Proj. Fig. 4	334	Quarzaxen.	Proj. Fig. 7	276	Quarzaxen.
„ „ 5	307	„	„ „ 8	44	„
„ „ 6	209	„	„ „ 9	328	„

Die Quarzvermessungen der Figuren 7 und 9 wurden von Herrn Dr. H. LIECHTI ausgeführt, wofür ich ihm hier besonders danken möchte.

Bei der Betrachtung der Quarzgefüge zeigt sich folgendes: die alpine Gleitgerade (a) ist mit grosser Intensität enthalten in den mylonitisierten Gesteinen. Ihre Richtung beträgt 50, und sie liegt horizontal. Die alpine Querrichtung dokumentiert sich in den Diagrammen nicht in ausgezeichneter, eindeutiger Weise.

Dagegen ist die hercynische Endphase durch ein starkes Hervortreten der entsprechenden Maxima ausgezeichnet, und es zeigt sich, dass die Bewegungen dieser Phase normal zu den alpinen gestanden haben müssen, d. h. dass die Translation nach einer Scherungsaxe b' verlief, die horizontal von N nach S orientiert war. Ob

der Sinn der Bewegung W—E oder E—W verlief, lässt sich nicht entscheiden, wahrscheinlicher erscheint ein Verlauf W—E.

Zur Unterscheidung der Bezugsrichtungen des alpinen und endhercynischen Strainellipsoides wurde das alpine mit abc, das endhercynische mit a'b'c' bezeichnet. Allgemeine Angaben finden sich in früheren Publikationen (Lit. 4 und 5), wo auch die entsprechende Literatur verzeichnet ist.

Wenn es möglich war, für den Zentralgranit des mittleren Aarmassivs alle die makroskopisch festgestellten tektonischen Richtungen auch im Gefügebild festzulegen, so ist dem für den westlichen Teil des Granites nicht so. Hier sind es die beiden tektonischen Hauptphasen, die alpine und die endhercynische, welche die Gefügebilder herausgearbeitet haben. Die letztere konnte gefügeanalytisch nicht getrennt werden, obschon sie im Kluftdiagramm deutlich getrennt erscheint.

Das Intrusionssystem ist im Gefügebild überall andeutungsweise enthalten. Dagegen ist es nicht möglich, die alpine Querrichtung sicher zu isolieren. Eine genaue Fixierung des Parallelepipedes der alpinen Bewegung muss also unterbleiben.

Höchstwahrscheinlich ist aber das so wichtig erscheinende System der hercynischen Endphase teilweise durch die alpine Querverwerfung umgearbeitet worden, so dass seine heutige Übermacht nicht ausschliesslich hercynischen Einflüssen zuzuschreiben ist. Quantitatives kann darüber nicht ausgesagt werden. Erst die Kenntnis der genauen tektonischen Verhältnisse der Orthogesteine des Penninikums wird diese offenen Fragen zu lösen vermögen.

ZITIERTE LITERATUR

1. Duparc, L., et Mrazec, L., Recherches pétrographiques et géologiques sur le massif du Mont-Blanc. Mem. Soc. phys. et h. nat. Genève. Tome **33**, 1898.
2. Huttenlocher, H., Beiträge zur Geologie und Petrographie des westlichen Aarmassivs. Diss. Bern **1921.**
3. — Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13,** 1933.
4. Liechti, H., Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13,** 1933.
5. Minder, W., Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassives. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **12,** 1932.
6. Niederer, J., Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Diss. Bern **1932.**

7. Niggli, P., Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **4**, 1924.
8. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalyse auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **7**, 1927.
9. Niggli, P., de Quervain, F. und Winterhalter, R., Der Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geol. d. Schweiz, Geot. Serie, Lfg. **XI**, 1930.
10. Philipsborn, H. v., Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Akad. Verl.-Ges. Leipzig 1933.
11. Swiderski, B., La partie occidentale de massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. **47**, 1919.
12. — Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar. Sp.-Karte Nr. 89.
13. Swiderski, B. et Sigg, H., Les gisements de molybténites de la vallée de Baltschieder. Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. **1919.**
14. Wyss, R., Petrogr. geol. Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern **1932.**

Bern, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität.

Eingegangen: 24. Februar 1934.