

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 61 (1981)
Heft: 2-3

Artikel: Zur Sillimanitbildung in den Gneisen der Zone von Bellinzona
Autor: Bühl, Herbert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-47141>

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: 27.01.2026

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

Zur Sillimanitbildung in den Gneisen der Zone von Bellinzona

von *Herbert Bühl**

Abstract

In the gneisses of the Bellinzona Zone (Leontine Alps, southern Switzerland) Sillimanite is found in two generations, an earlier coarse grained variety and a later fibrolithic one. The appearance of the fibrolithic type can be divided mainly in two associations: The first consisting of potash feldspar, quartz and sillimanite, the second comprising garnet, biotite, sillimanite, quartz and potash feldspar. In the second association textural arguments predict a late formation of sillimanite, cogenetic with biotite and quartz in a garnet resorbing reaction. Muscovite, if present, is always later than, and partially pseudomorphs, sillimanite. A case study shows the retrograde chemical zoning of the garnet and the relationship of the zoning to garnet resorbing, probably sillimanite producing reactions. The theoretical model of the sillimanite forming in a 5-component-6-phase system is consistent with the «field»-observations and shows a retrograde tendency for the sillimanite genesis.

Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen der Valle Morobbia und der Valle Mesolcina in der Region des Corno di Gesero (Fig. 1). Geologisch gehört es zur Zone von Bellinzona, welche hier eine Vielfalt von Gneisen, Migmatiten, Amphiboliten, Karbonat-/Kalksilikatgesteinen und Ultramafititen enthält. Die steilstehende, einheitlich nach NW fallende Zone von Bellinzona-Dascio wird im Süden durch den Jorio-Tonalit begrenzt, während nördlich der Traversagna-Marmorzug zu den tiefpenninischen Einheiten der Simano- und Aduladecke überleitet.

Strukturelle Variationen sind nur im Kleinbereich zu verfolgen. Die allgemeine Schieferung S1 ist im ganzen Gebiet gleich orientiert und fällt steil nach NW. Zu ihr gehört die isoklinale Kleinfaltung F1, welche innerhalb des Gesteinsverbandes nur von einzelnen Stofflagen (meist Quarz) vollzogen ist. Daneben tre-

* Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

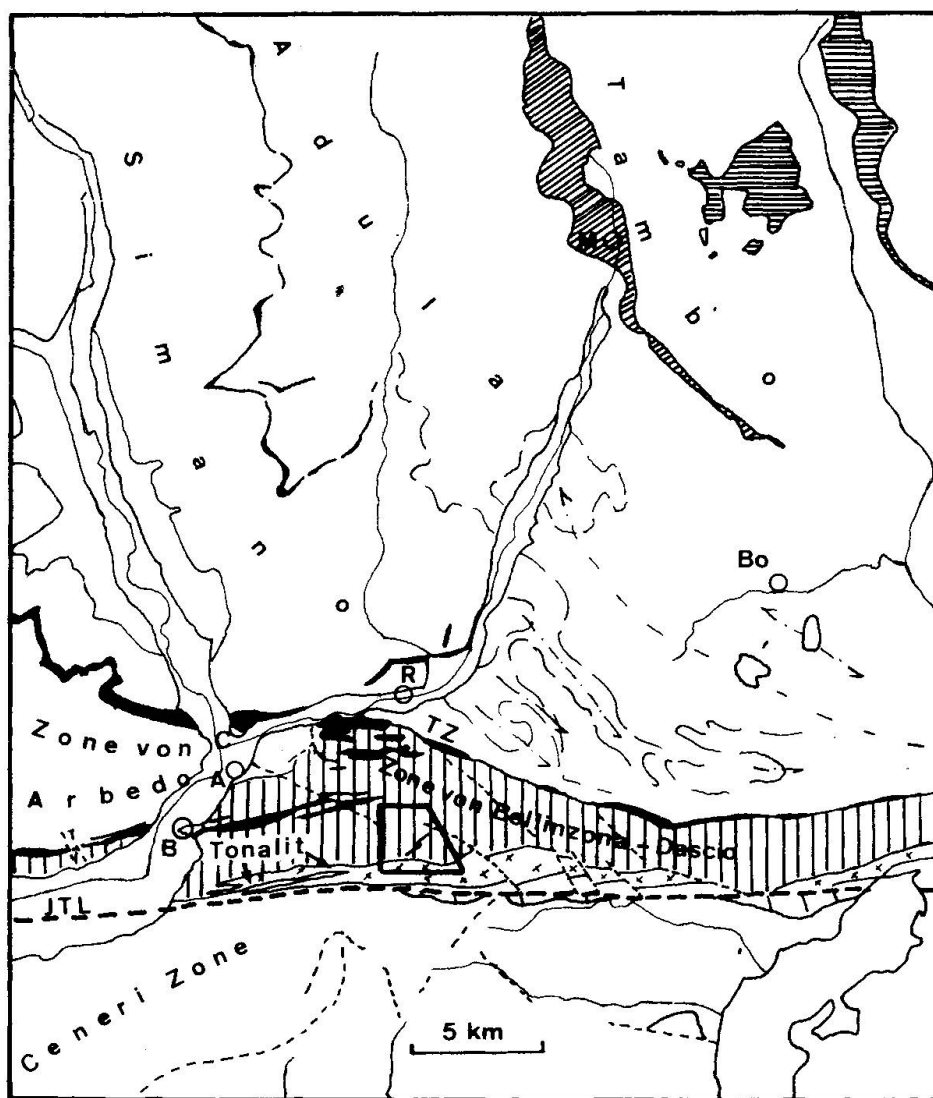


Fig. 1 Geologisch-tektonische Übersicht der Zone von Bellinzona und der angrenzenden Einheiten (nach FUMASOLI, 1974).

Ao Arbedo	C Castione	JTL Jorio-Tonale-Linie
B Bellinzona	M Mesocco	TZ Traversagna-Marmorzug
Bo Bodengo	R Roveredo	

ten lokal die Anzeichen einer jüngeren, postmetamorphen Faltung F2 auf, welche jeweils das gesamte Gestein erfasst und die Schieferung S1 umbiegt. Wie Fig. 2 zeigt, entspricht die Orientierung von S1 überall dort, wo die Faltung F2 nicht entwickelt ist, der Lage der Achsenebene von F2. Die Achsen von F2 selbst fallen mit meist mittleren Neigungen in östlicher Richtung ein. Die verbreitet zu beobachtende Boudinierung der Kalksilikatlagen (innerhalb von Gneisen und Amphiboliten) und Amphibolite (innerhalb der Gneise) scheint mit dem Ereignis der Faltung 2 verbunden werden zu können.

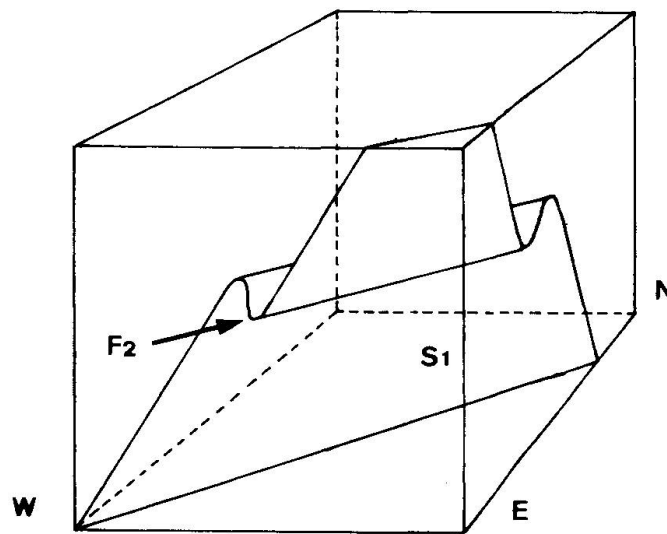


Fig. 2 Blockmodell zur Veranschaulichung der strukturellen Beziehungen von S1 und F2 (aus BÜHL, 1980).

Im Folgenden wird eine knappe Charakterisierung der Gneistypen der Zone von Bellinzona gegeben, danach ein Überblick über Sillimanit als deren Gefügebestandteil, um dann detaillierter auf die Problematik der Sillimanit-Genese eingehen zu können.

Gneise der Zone von Bellinzona

Die Mannigfaltigkeit der Abfolge der einzelnen Gneistypen, bereits auf kleinem Raum, und ihr weites Spektrum von granitischen bis zu pelitischen Chemismen (Fig. 3) erschwerten schon einer ganzen Reihe regionaler Autoren (z. B.: FUMASOLI [1974], HEITZMANN [1976]) deren Klassierungsversuche.

Generell lassen sich im Feld Plagioklas-Gneise von Alkalifeldspat-Gneisen an ihren unterschiedlichen Verwitterungsformen und -farben unterscheiden. Die Plag-Gneise unter sich können in zwei Gruppen gegliedert werden: Einerseits findet sich eine fein-kleinkörnige dünnplattige, sillimanit- und muskovitfreie, Ausbildung, welche ausser in selbständigen Zonen von wenigen Metern Mächtigkeit als Einschaltungen in der zweiten Gruppe, den klein-grobkörnigen schiefrigen Plag-Gneisen vorkommt. Dieser zweite Typ andererseits umfasst bei gleichbleibender Mineralogie alle Übergänge von den feinkörnigen Gneisen über kleinkörnige Typen mit leicht undulierten S-Flächen und schiefrigen Gneisen mit grösseren Biotit-Plättchen bis zu eigentlichen Glimmerschiefern. Diese enthalten häufiger Sillimanit.

Die Palette der Aksp-Plag-Gneise reicht von flaserigen, grobkörnigen Typen in allen Abstufungen bis zu gestreiften fein-kleinkörnigen Gneisen. Auch die Mo-

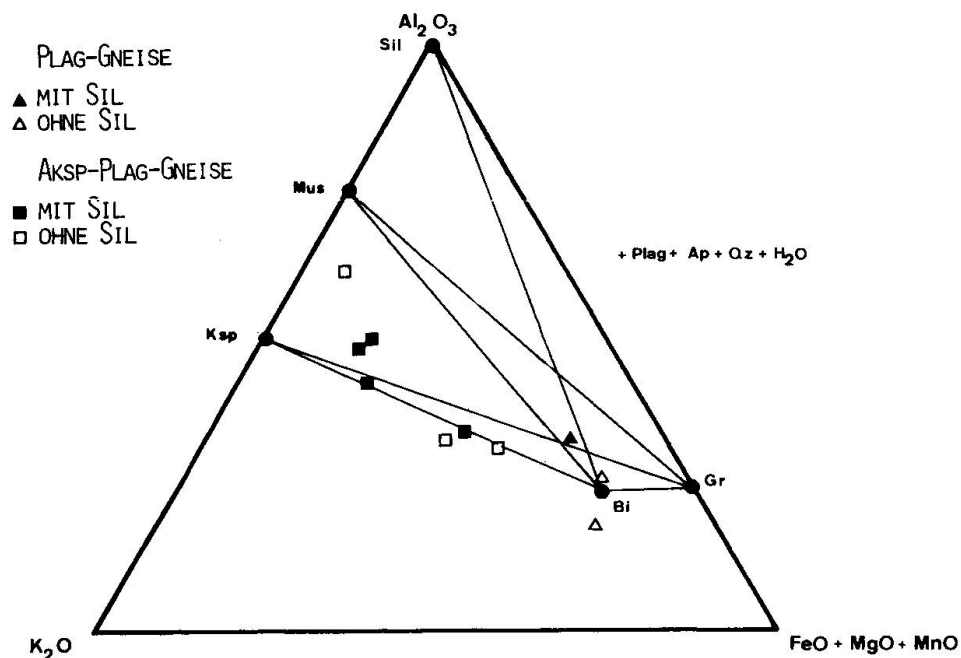


Fig. 3 Chemismen einiger Gneise der Zone von Bellinzona (Daten: BÜHL, 1980).

dalanteile der einzelnen Minerale sind wesentlichen Unterschieden unterworfen. Sillimanit und Muskovit können prinzipiell in allen Variationen der Aksp-Plag-Gneisgruppe vorkommen. Der Modalbestand der verschiedenen Gneisgruppen ist in Tab. 1 dargestellt.

Aspekte der retrograden Sillimanitbildung

MINERALOGIE UND GEFÜGEBEZIEHUNGEN DER GNEISE

Sillimanit

Man trifft Sillimanit ausser in den erwähnten feinkörnigen Plag-Gneisen in allen Gneistypen: in den schiefrigen Plag-Gneisen als regelmässig auftretendes Nebengemengteil, in Aksp-Plag-Gneisen als nur sporadisch auftretend. In äusserlich gleich aussehenden Aksp-Plag-Gneisen, mit ebenfalls gleichem Mineralbestand und ähnlichen Modalanteilen, ist Sillimanit das eine Mal vorhanden, fehlt das andere Mal völlig.

Sillimanit kommt, fibrolithisch ausgebildet, in S-parallelen sogenannten Faserlinsen, Faserschnüren oder Faserkieseln vor, daneben auch als individuelle feine Nadeln oder Büschel. Faserlinsen bestehen aus vielen feinen Fibrolith-Nadelbündeln, die in teils wirblicher Struktur ineinandergreifen (Fig. 4). Die Faserlinsen sind 0,5–2 mm mächtig und haben Durchmesser von 5–20 mm. Sie

Tab. 1 Modalbestand der verschiedenen Gneistypen

	Hauptgemengteile			Nebengemt. < 10%	Übergemt. < 10%	sk. Gemt. < 5%
	> 50%	20%–50%	> 10%			
Fein-kleink. Plag-Gneise		Plag, Qz	Bi	Gr, Zir, Ap	Aksp, Erz	Chl, Haem
klein-mittelk. schiefr. Plag- Gneise	(Qz)	Qz, Plag	Bi (Sil)	Gr, Sil, Ap, Zir	Aksp, Erz, Mus	Chl, Haem
Aksp-Plag- Gneise	(Qz)	Qz, Aksp, (Sil)	(Sil)	Bi, Ap, Zir	Gr, Mus, Sil, Erz	Chl, Haem

Mineral-Abkürzungen:

Aksp Alkalifeldspat, Ap Apatit, Bi Biotit, Chl Chlorit, Gr Granat, Haem Hämatit, Mus Muskovit, Plag Plagioklas, Qz Quarz, Sil Sillimanit, Zir Zirkon.

grenzen oft an Biotit, welcher auch als einziges Mineral des Gesteins eng mit diesen verwachsen ist. Die Faserlinsen finden sich in den feinerkörnigen Gneisen voneinander isoliert; in mehr schiefrigen Typen verzünden sie sich zu Faserschnüren (im zweidimensionalen Schliffbild), welche dann die Verbindung einzelner Faserlinsen darstellen und cm-weit, immer dem Schieferungs-S folgend, durch das Gestein ziehen. Wie in den Faserlinsen ist auch in den Schnüren Biotit öfters ins interne Sillimanit-Gefüge intergriert.

Ein Teil der Faserlinsen und -schnüre wird von alten Querrissen unterbrochen, welche immer senkrecht zur Längsausdehnung der Linsen und Schnüren stehen, jedoch oft schiefwinklig zu den internen Fibrolith-Verwachsungen. Dieser fibrolithische Sillimanit dürfte zusammen mit dem ins Faserlinsengefüge integrierten Biotit, der von der Rissbildung nie betroffen ist, einer späteren rekristallisierten Generation entstammen. Faserlinsen solcher Art wären dann als Relikte einer älteren stengeligen Sil-Generation zu deuten. In einigen dünnen Gneislagen, die überdurchschnittlich reich an Quarz und Sillimanit sind, ist die ältere stengelige Generation noch ausgebildet, und gleichzeitig deutet das manchmal scherzonenartige von S 1 abweichende Wachstum der jüngeren Sillimanit-Generation auf Kristallisation aus einem mobilen Medium.

Mit Faserkiesel (Fig. 5) – der Begriff wurde von FUMASOLI (1974) für die Zone von Bellinzona verwendet – sind Häufungszonen von Faserlinsen über eine Qz-Matrix parallel S 1 gemeint, etwa in der Form von Kieseln, die aber von Biotit völlig unabhängig vorkommen.

Granat

Der in stets geringerer Menge als Biotit vorhanden Granat steht in Beziehung zu Sillimanit. Er ist in allen Gneisen der Zone von Bellinzona nur reliktsch

ausgebildet und ist immer vorhanden, auch dann wenn Sillimanit fehlt. Während in den feinkörnigen Plag-Gneisen kleine rundliche Formen das Bild bestimmen, dominieren in Sil-reicheren Gneisen grössere Granatrelikte mit starken Einbuchtungen und ihrer längsten Ausdehnung in S 1 (Fig. 6). Das gesamte Granatvolumen dürfte in isochemischen Sil-freien und Sil-führenden Gneisen etwa vergleichbar sein.

Muskovit

Muskovit, wenn überhaupt, nur leicht deformiert, ist regelmässig in Sil-führenden Gneisen und in Aksp-haltigen Sil-freien Gneisen zu finden, während er in den feinkörnigen Plag-Gneisen immer fehlt. Wie Sillimanit ist auch Muskovit oft an Biotit gebunden. Als jüngste Bildung im Gefüge durchwächst Muskovit Biotit spitzwinklig diskordant, aber auch völlig quer. Muskovit zieht sich ähnlich den Sil-Faserlinsen und -schnüren, manchmal als deutliche Pseudomorphose nach Sillimanit erkennbar, durch das Gestein. In einigen Fällen ist in Muskovit noch sich auflösendes Sil-Restgefüge eingeschlossen (Fig. 7). Im Melanosom eines Migmatits ist in den Umbiegungen der ausgebildeten Faltung F2 das Bi-Sil-Gefüge retrograd syn-postkinematisch zu F2 in eine Vergesellschaftung Muskovit-Chlorit-Erz umgewandelt (Fig. 8). Im Sil/Bi-freien Leukosom eines Migmatits mit den Phasen Qz, Aksp, Plag, Mus wird dendritischer Muskovit von der Qz-Fsp-Matrix durch einen dünnen Qz-Saum abgetrennt, dürfte also kaum primären Ursprung haben, sondern möglicherweise ebenfalls aus Sillimanit entstanden sein.

Muskovit, bezüglich Sillimanit immer jünger, wird als spätes retrogrades Reaktionsprodukt interpretiert, im letzten Falle wahrscheinlich aus der Sil-Isogradreaktion hervorgehend:



SILLIMANITHALTIGE TEILPARAGENESEN

Sillimanit – Quarz – Plagioklas – Alkalifeldspat:

Eine prä-synkinematisches Faserkiesel aufbauendes, glimmerfreies Sil-Qz-Gefüge wird von einem reinen Qz-Saum umgeben, welche an ein Qz-Fsp-Gefüge grenzt. Aksp zeigt möglicherweise Lösungserscheinungen. Sillimanit geht jedoch nie aus Aksp hervor. (Fig. 5)

Qz und Sil werden als kogenetische Bildungen, offensichtlich unter Lösung von Feldspat, verstanden. Dies bedeutet chemisch ein offenes System während der Sil-Genese (K-Wegfuhr und/oder Al-Zufuhr). VERNON (1979) schlägt für die Paragenese Sil-Qz-Fsp die Auflösung von Feldspat durch ein saures Fluid vor, in welchem dann unter Bildung von Fibrolith K^+ und Na^+ gelöst würden. Nach BURNHAM (1967) sind Fluids in Kontakt mit granitischem Gestein bei tieferen Drucken nur leicht sauer oder neutral, bei höheren Drucken gar etwas basisch.

Sillimanit-Biotit-Granat-Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas:

In diesen Sillimanit-Gneisen werden Granat-Porphyroblasten von Sil-Faserlinsen bzw. -schnüren eigentlich umflossen. Auch wenn Biotit und Sillimanit oft unmittelbar an Granat grenzen (Biotit findet sich auch als Einschlüsse), wachsen sie nie in diesen hinein. Zuweilen liegt zwischen Granat und dem Bi/Sil-Verband noch ein dünner, zum Teil feinkörnig rekristallisierter Qz-Film, jedoch nie ein Feldspat-haltiges Gefüge. Im Druckschatten der Porphyroblasten sind zu S querstehender Biotit und seltener einzelne Fibrolithnadeln in einer rekristallisierten Qz-Matrix gesprosst. In einem Sonderfall, im Melanosom um einen Migmatitkörper, sind kleine rundliche Granatkörner in einer Qz-armen eng verwachsenen Sil-Bi-Matrix eingebettet. Granat ist gegenüber den ihn gemeinsam umschliessenden Biotit und Sillimanit klar älter, präkinematisch zu S1.

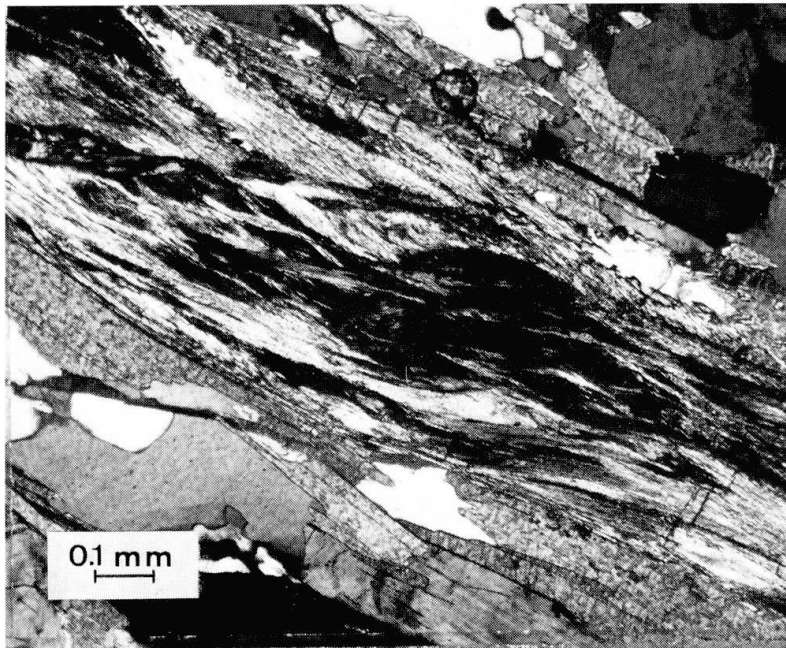


Fig. 4 Sillimanit-Faserlinse mit intern wirbliger Struktur der Fibrolithnadeln. Die Faserlinse grenzt seitlich an Biotit und Quarz. (Probe BO)

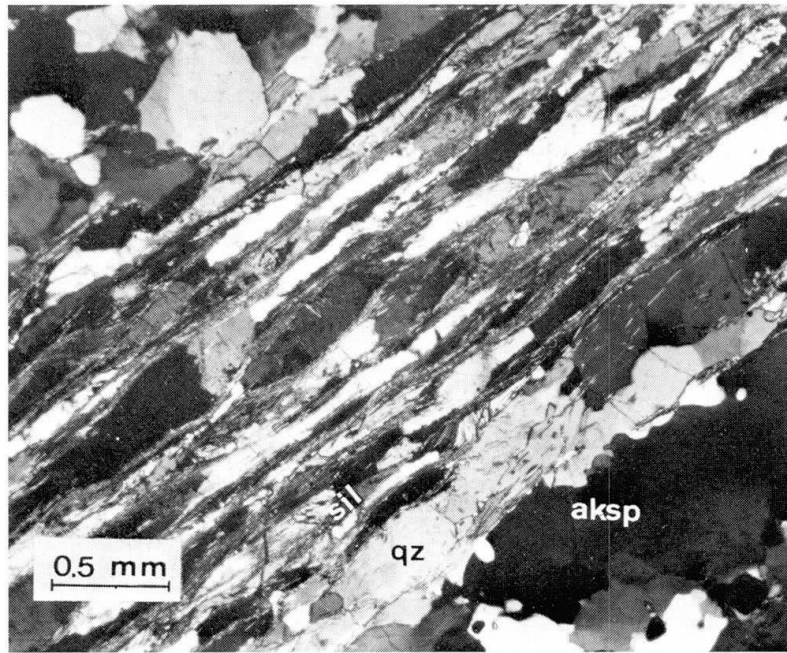


Fig. 5 Ausschnitt aus Sillimanit-Faserkiesel, bestehend aus netzartig zusammenhängenden Faserlinsen und -schnüren, über einem Qz-Gefüge. Alkalifeldspat ist von Sillimanit durch einen Qz-Saum abgetrennt und scheint resorbiert. (Probe 313, FUMSOLI, 1974)

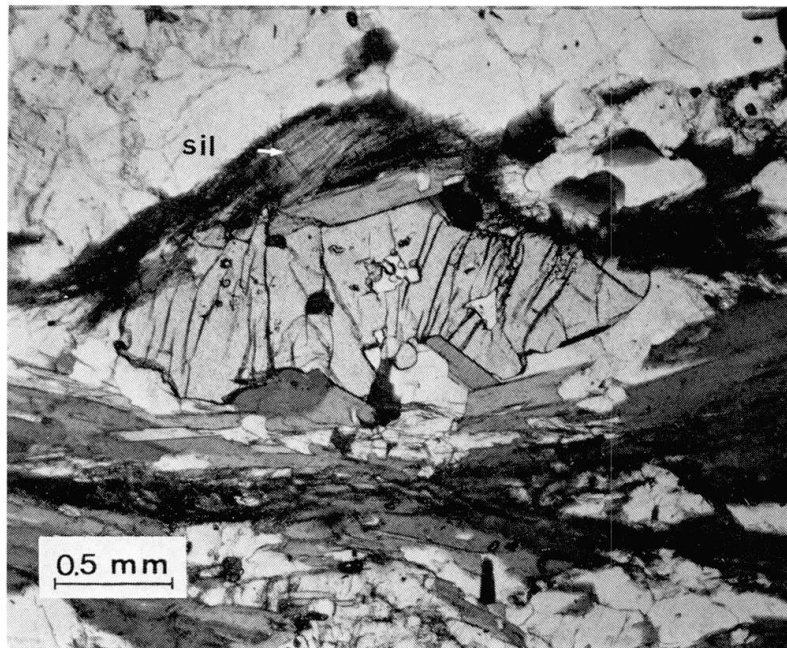


Fig. 6 Reliktischer Granat, längste Ausdehnung parallel zur Schieferung, mit Biotit-Einschluss, umgeben von Bi-Sil-Qz-Gefüge. (Probe 1.15)

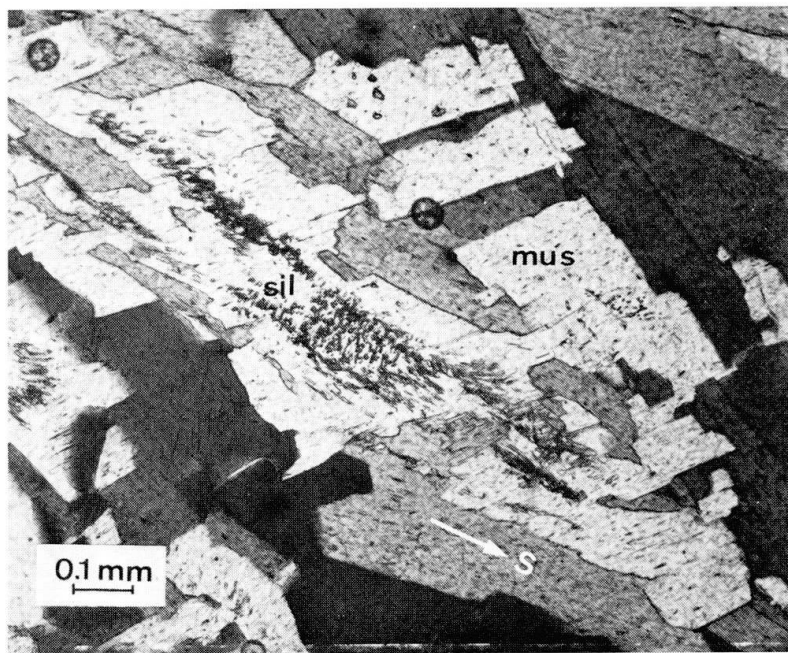


Fig. 7 Später Muskovit, quer über Biotit-Sillimanit-Gefüge gewachsen. Im Muskovit ist noch fibrolithisches Restgefüge enthalten. (Probe EX)

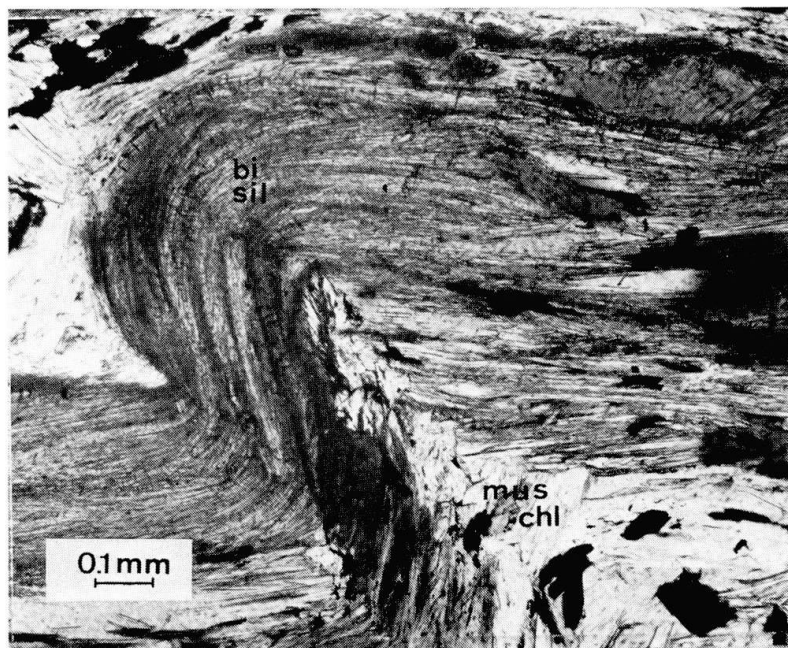


Fig. 8 Syn- bis postkinematisches Mus-Chl-Erz-Gefüge im F2-Faltenkern einer Biotit-Sillimanit-Verwachsung. (Probe ER)

Verwachsungen von Biotit und Sillimanit stehen parallel S 1 und werden bei Ausbildung der Faltung F2 mitverfaltet. Während die Morphologie der Faserlinsen, wie bereits erwähnt, einer älteren Sil-Generation entstammen dürften, scheinen die dichten Verwachsungen mit Biotit, einschliesslich schlechter gerichtete individuelle Biotit-durchsetzende Fibrolithnadeln, jüngeren Ursprungs zu sein, jedoch immer noch älter als F2. Die angenommene Kogenität von Sillimanit und Biotit scheint bei den schlechter gerichteten individuellen Fibrolithnadeln innerhalb Biotit am wenigsten gesichert. Sillimanit mag evtl. jünger als Biotit sein.

Auf Grund des beschriebenen Gefügebildes sind innerhalb der Paragenese [Sil-Bi-Gr-Qz-Aksp-Plag] Gr-Bi-Qz involvierende Sil-Bildungsreaktionen mit Granat als Edukt zu interpretieren.

MINERALCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN GRANATEN UND BIOTITEN SILLIMANIT-FÜHRENDER UND SILLIMANIT-FREIER GNEISE

Die Mineralanalysen, mit der ARL-SEMQ-Mikrosonde des IKP-ETHZ ausgeführt (Computersteuerung mit Programm COMIC, SOMMERAUER, 1981), unterscheiden nicht zwischen Fe^{2+} und Fe^{3+} . Die Korrektur der Rohdaten (ZAF) wurde mit dem Programm EMMA (SOMMERAUER und GUBSER, 1976) vorgenommen. Für die Weiterverwendung der Daten wurde alles Eisen als Fe^{2+} angenommen. Diese Annahme ist ohne genaue Fe^{2+} - Fe^{3+} -Bestimmung notwendig, da für Biotit weder Normierungsrechnungen bezüglich Kationenladungssummen noch bezüglich der Besetzung der Oktaederplätze eine genaue Unterscheidung von Fe^{2+} und Fe^{3+} erlauben. Vergleiche mit Biotiten äquivalenter Gneise bestätigen aber die annähernde Rechtfertigung obiger Annahme. Aus Normierungsrechnungen lassen sich für die Biotitanalysen immerhin abschätzen, dass der Fe^{3+} -Anteil des Eisens gering sein muss, und belegen die Vernachlässigbarkeit von Fe^{3+} gegenüber Fe^{2+} in Granat. (Analysen in Tabelle 2)

Granat-Zonierungen

Alle untersuchten Granate aus Sil-freien und Sil-haltigen Gneisen lassen eine immer nach dem selben Muster, jedoch verschieden stark ausgeprägte Zonierung erkennen (Tab. 2).

- Niedriger Grossularanteil, im Kern homogen, am Rand leicht ansteigend.
- Hoher, im Innern ziemlich homogener Almandingehalt, der z. T. in den äusseren Randzonen gegenüber den Kernwerten erhöht ist.

Tab. 2 EMS-Mineralanalysen (Probe 115.1) von Granat und Biotit in Wt%. Für die Biotit-Analysen wurde zur Verbesserung der Datenkorrektur (ZAF) H₂O als 3,6% angenommen.

	G-1	G-0	G-3		
SiO ₂	37.12	36.82	36.46		
TiO ₂	0.00	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	20.71	20.73	20.58		
FeO	32.99	33.18	33.05		
MnO	2.67	2.92	3.76		
MgO	3.86	3.80	2.81		
CaO	1.58	1.62	1.60		
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00		
K ₂ O	0.00	0.00	0.02		
Total	<u>98.92</u>	<u>99.07</u>	<u>98.27</u>		

	Bi-1 a	Bi-1 b	Bi-3	Bi-4	Bi-5
SiO ₂	35.66	35.37	34.82	34.71	35.24
TiO ₂	2.93	2.74	3.77	3.84	3.80
Al ₂ O ₃	20.22	20.34	18.90	19.01	19.26
FeO	15.75	16.74	19.32	19.45	18.14
MnO	0.00	0.07	0.11	0.15	0.05
MgO	9.90	9.46	8.13	7.67	8.71
CaO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.16	0.13	0.20	0.15	0.17
K ₂ O	9.58	9.05	9.26	9.47	9.43
H ₂ O	<u>3.60</u>	<u>3.60</u>	<u>3.60</u>	<u>3.60</u>	<u>3.60</u>
Total	<u>97.84</u>	<u>97.55</u>	<u>98.10</u>	<u>98.05</u>	<u>98.41</u>

Tab. 3 Extremwertvergleich der Kationenkonzentrationen von Rand-Kern-Analysen in zwei verschiedenen repräsentativen Granaten aus einem Sil-freien und Sil-haltigen Gneistyp.

Probe	Sil-Gehalt	CaO			FeO			MgO			MnO (Mol%)		
		Kn.	Rd.	Dif.	Kn.	Rd.	Dif.	Kn.	Rd.	Dif.	Kn.	Rd.	Dif.
DB	+	1.2	1.9	0.7	30.6	31.8	1.2	7.9	5.1	-2.8	2.6	4.3	1.7
162	-	2.2	2.5	0.3	31.6	32.3	0.7	6.6	4.5	-2.1	2.3	3.4	1.1

- Deutliche Zonierung des Pyropgehaltes mit konstantem Konzentrationshochplateau im Korninnern und steilem Abfall in den äusseren Randzonen.
- Deutliche randliche Zonierung der Spessartinkomponente, die in den äusseren Randzonen angereichert ist.

Granate, die ausschliesslich von hellen Gemengteilen (Qz, Aksp, Plag) des Normalgefüges umgeben werden (nicht in mineralogisch veränderten, z. B. Qz-reichen Zonen), sind nur äusserst schwach zoniert, dies unabhängig von der Sillimanit-Führung eines Gneises. Bei einseitig an Biotit grenzenden Granatkörnern ist die Zonierung, vor allem von Mg und Mn gegen Biotit hin, wesent-

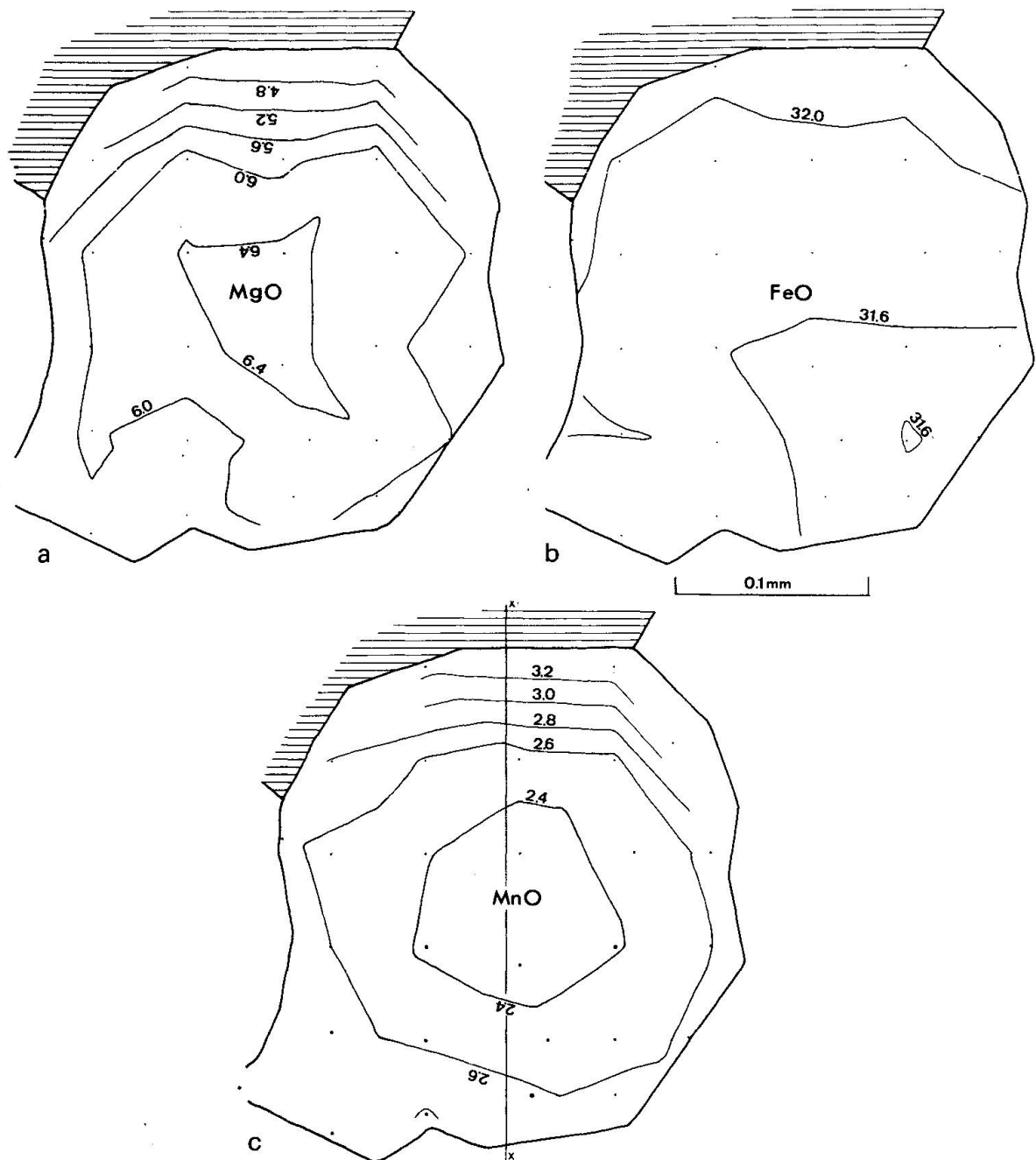


Fig. 9 Isokonzentrations-Darstellung von Granat (162), einseitig an Biotit grenzend: a) MgO, b) FeO, c) MnO (Mol%). Die Konzentrationsgradienten sind gegen Biotit hin deutlich stärker.

lich ausgeprägter als gegen die dem Biotit abgewandte Kornoberfläche, wie dies Fig. 9 veranschaulicht. Der Mn-Gehalt von Granat in einer Probe ist proportional zum wesentlich geringeren Mn-Gehalt von Biotit in derselben Probe.

Die höchsten Mn-Gehalte (bis 5,5 Mol%) von Granat wurden in Gesteinen gemessen, welche die geringsten Modalanteile von Granat und auch Biotit haben.

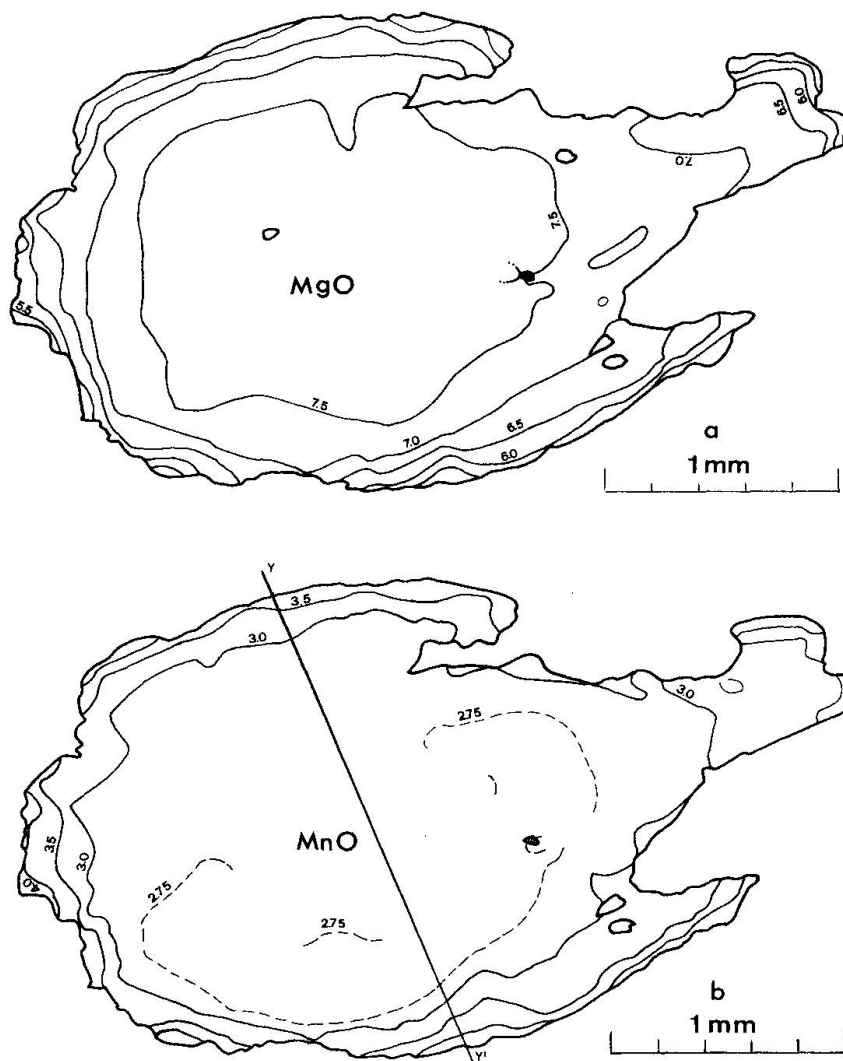


Fig. 10 Isokonzentrations-Darstellung von Granat (DB): a) MgO, b) MnO (Mol%), (154 Messpunkte. Biotiteinschluss schraffiert.

Vergleicht man den Zonarbau der zwei ausgewählten Beispiele, je eines Sil-freien (Probe 162) und Sil-führenden (Probe DB) Gesteins, so stellt man fest:

- Die Granate sind, unabhängig welchem Gneistyp sie zugehören, auf die gleiche Art zoniert (Fig. 9, Fig. 10). Die Konzentrationsgradienten vom Rand her entsprechen einander gut, wie Fig. 11 belegt. Im Granat DB wurden im Korninnern homogene Konzentrationsplateaus ausgemessen. Die vom Rand her abfallende Mn-Konzentration steigt im inneren Kern sogar wieder leicht an. Ob das Konzentrationsminimum von Mn, bzw. Maximum von Mg, im Korninnern des Granats 162 einem Plateauwert entspricht, kann auf Grund der kleinen Korngrösse nicht entschieden werden. Ebenso könnten diese Minima/Maxima, immer noch im allseitigen Einflussbereich der randlichen Zonierung liegend, Überlagerungswerte darstellen (siehe auch Fig. 11).

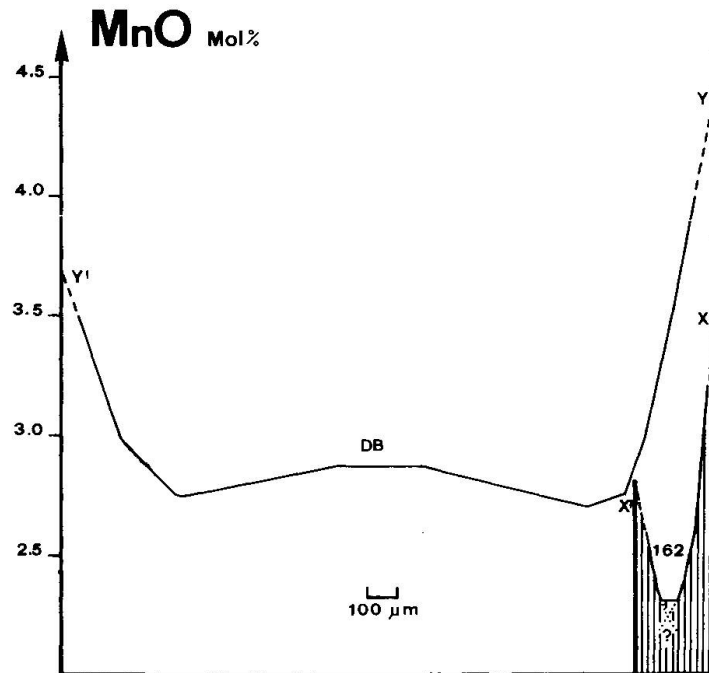


Fig. 11 Konzentrationsprofil für Mangan durch die Granate (162 und DB). Profilsur siehe Fig. 9, 10.

Die Plateaukonzentrationen müssten sich in den grösseren Granaten in einer Homogenisierungsphase vor der Ausbildung der randlichen Zonierung eingestellt haben. Diese Ausbildung der randlichen Zonierung entspräche dem letzten, im Gestein erhalten gebliebenen Ausschnitt aus der P-T-Geschichte.

Biotit-Zonierungen

Biotite aus Sil-haltigen und Sil-freien Gneisen, welche nicht unmittelbar an Granat grenzen, sind chemisch homogen. An Granat stossende Körner und eingeschlossene Biotite sind höchstens am unmittelbaren Kontakt (wenige μm) in ihrem Fe/Mg-Verhältnis minimal zoniert (siehe auch Fig. 13b).

GRANAT-BIOTIT-ZONIERUNGEN IN PROBE 115.1

In der Probe 115.1 (Sillimanit-führend entsprechend der Paragenese Sil-Bi-Gr-Qz-Aksp-Plag) wurden an einem Granat, dessen verschieden grossen Biotit-Einschlüssen sowie an Matrix-Biotiten die Kationen-Verhältnisse Mg/Fe bestimmt. Gesamthafte Analysendaten sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Dieses in Fig. 12a wiedergegebene Granatrelikt ist stark eingebuchtet, hat verschieden grosse Biotit-(Quarz-)Einschlüsse und grenzt an ein Bi-Sil-Gefüge.

Das Mg/Fe-Verhältnis für Biotit ist am tiefsten im von Granat entfernten Matrix-Biotit (B4) und steigt über das an Granat angrenzende Korn (B3) und

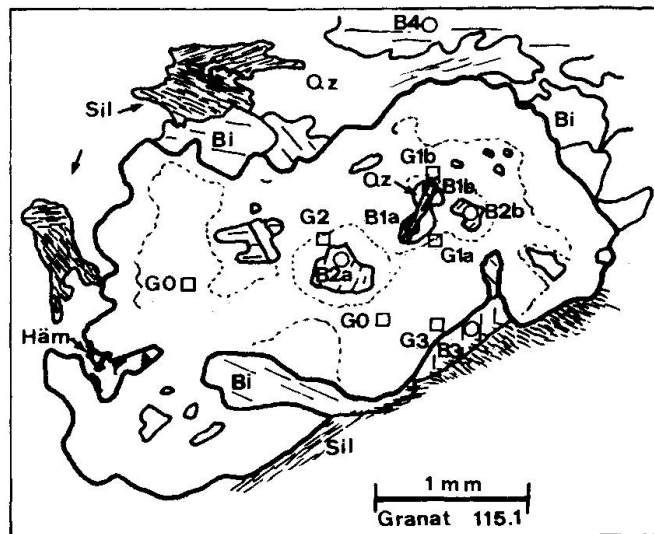


Fig. 12a Darstellung der ausgewählten Granat-Biotit-Probe 115.1.

die mittelgrossen Einschlüsse (B2a,b) an. Der kleinste Einschluss (B1) kommt auf die höchsten Mg/Fe-Werte. Genau umgekehrt verhalten sich die Mg/Fe-Quotienten der Granatumgebungen (G1-G3) von B1-B3, wobei die nicht an Biotit grenzenden Kernanalysen (G0, G1) die höchsten Mg/Fe-Werte ergeben (Fig. 12b).

Es lässt sich der generelle Trend feststellen, dass Biotit ein um so höheres Mg/Fe-Verhältnis hat, je stärker er im «chemischen Einflussbereich» von Gra-

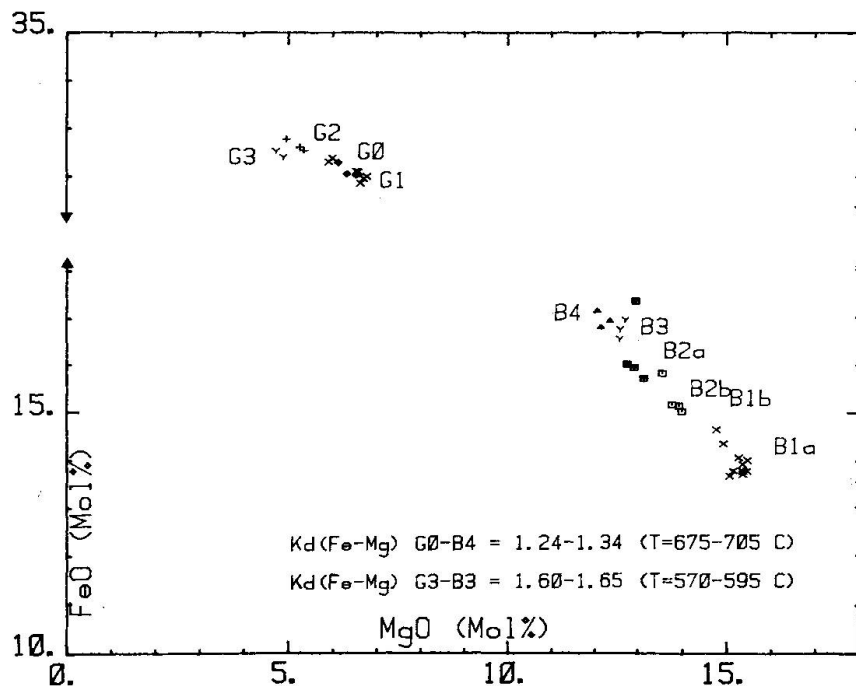


Fig. 12b FeO vs. MgO (Mol%) für Granat (G0-G3) und Biotit (B1-B4) der Probe 115.1.

nat liegt, und Granat, genau umgekehrt, niedrigere Mg/Fe-Werte zeigt bei steigendem Einflussbereich von Biotit:

«Einflussbereich» heisst, dass lokal verschiedene physikalisch-chemische Systeme mit unterschiedlich hohen Modalanteilen von Granat und Biotit zu betrachten sind. So ist von den Matrix-Biotiten nur ein geringer Anteil des Granatvolumens «chemisch erreichbar», und zwar die Granatränder, während kleine Biotit-Einschlüsse einem proportional viel grösseren Granatvolumen gegenüberstehen.

Die vorliegenden Ergebnisse und Feststellungen können in einem Modell (Fig. 13 a) widerspruchsfrei interpretiert werden:

In Fig. 13 a können auf der Ordinate nach Strahlensatz unmittelbar die Werte für K_d des Mg-Fe-Austausches zwischen Granat und Biotit und somit auch die entsprechende Gleichgewichtstemperatur abgelesen werden. Mineralpaare von Granat und Biotit haben dann ein gleiches K_d , wenn sich ihre Verbindungsgeraden auf der Ordinate im gleichen Punkt schneiden. Eine reine Austauschreaktion eines Mineralpaares im Verlaufe einer Temperaturänderung äussert sich durch eine Rotation der Koexistenzgeraden um den das Modalverhältnis anzeigenden Punkt dieser Geraden. Eine Net-Transfer-Reaktion im Verlaufe einer Temperaturänderung verschiebt die Koexistenzlinien, entsprechend der T-X(Mg-Fe)-Darstellung von THOMPSON, 1976, oder wie in Fig. 14 gezeigt.

Als Ausgangszustand für den vorliegenden Fall sei der homogenisierte Granat G_0^* und ein korrespondierender Biotit B_0^* angenommen. Für ihren Fe/Mg-Austausch entspricht ihnen K_{d0} und folglich die Temperatur T_0 . Die Granatzusammensetzung G_0^* wäre den heute gemessenen Granatkernkonzentrationen

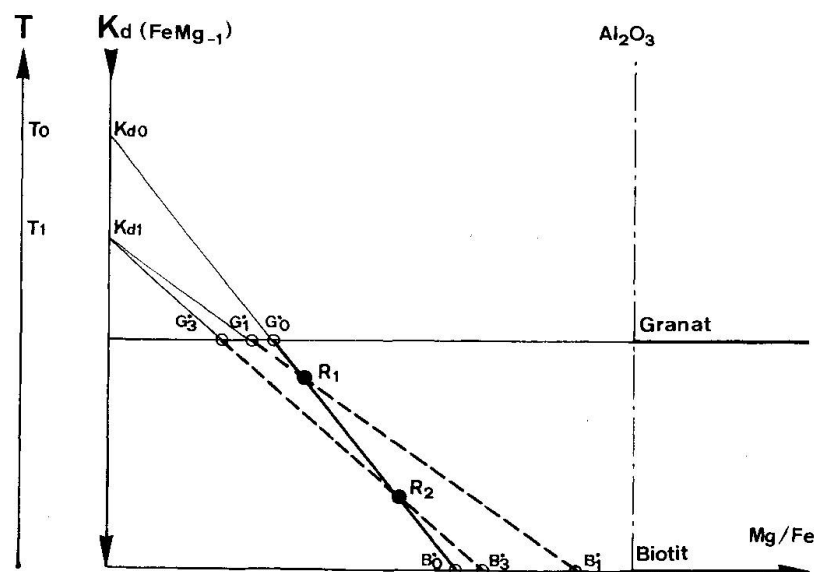


Fig. 13 a Modelldarstellung Al_2O_3 vs. Mg/Fe. Entwicklung des Mg/Fe-Verhältnisses von Granat-Biotit-Paaren mit unterschiedlichen Modalverhältnissen bei sinkendem Temperaturverlauf.

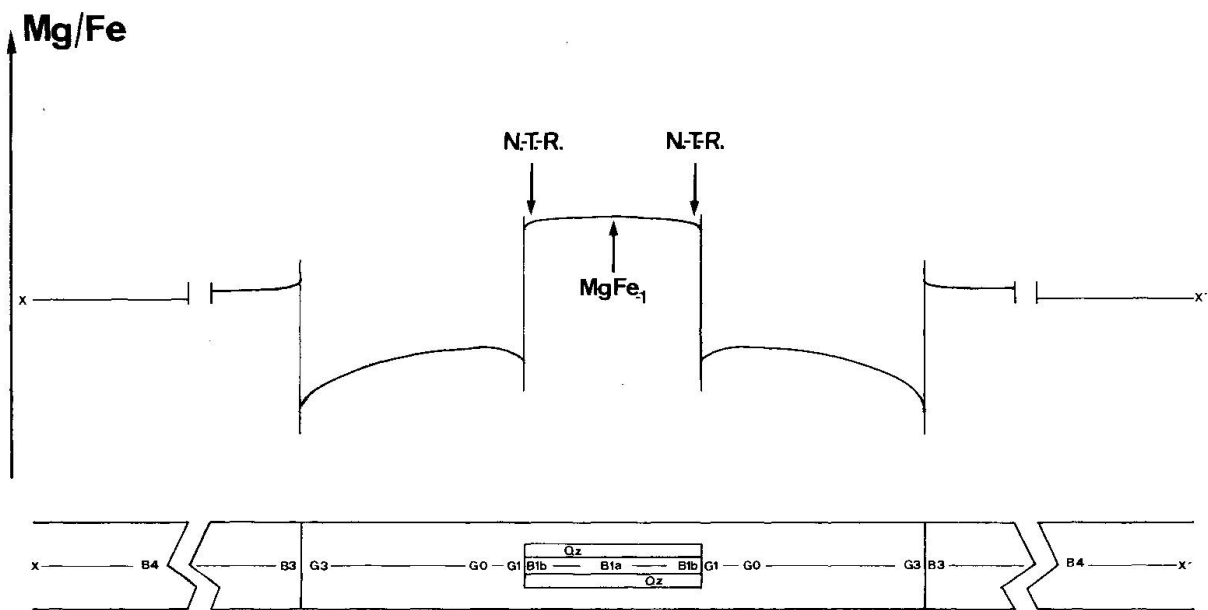


Fig. 13b Idealisiertes Mg-Fe-Konzentrationsprofil durch die Granat-Biotit-Probe 115.1.

trationen gleichzusetzen. Eine Temperaturerniedrigung bewirkt eine Neueinstellung des K_d -Wertes ($K_d 1$), also eine Rotation der Verbindungslinie $B0^* - G0^*$ im Gegenuhrzeigersinn. Der Rotationspunkt $R1$ gehört zum lokalen System «Biotit-Einschluss – umgebender Granat», während $R2$ dem System «Matrix-Biotite-Granatränder» zufällt. $R1$ und $R2$ entsprechen verschiedenen Modalverhältnissen von Granat und Biotit. Bei der Einstellung von $K_d 1$ ergeben sich, genau entsprechend den Messergebnissen, leicht erniedrigte Mg/Fe -Verhältnisse für die Granatumgebung der Einschlüsse ($G2$) und die tiefsten Mg/Fe -Verhältnisse für Granatrand ($G3$). Ebenfalls mit den Messresultaten übereinstimmend liegen die Mg/Fe -Werte für Einschluss-Biotit ($B1$) deutlich höher als für Matrix-Biotit ($B3$).

Analysen des kleinen, zum Teil an Qz grenzenden Biotit-Einschlusses ($B1$) und seiner Granat-Umgebung ($G1$) zeigen zwar nur minime, aber systematische Unterschiede, je nachdem ob Biotit und Granat direkt aneinanderstossen oder ob sie an Quarz grenzen. Das in Fig. 13b idealisiert dargestellte Konzentrationsprofil für Fe und Mg durch den Einschluss und seine Umgebung führt zu folgender Interpretation:

Analysen des kleinen, zum Teil an Qz grenzenden Biotit-Einschlusses ($B1$) und seiner Granat-Umgebung ($G1$) zeigen zwar nur minime, aber systematische Unterschiede, je nachdem ob Biotit und Granat direkt aneinanderstossen oder ob sie an Quarz grenzen. Das in Fig. 13b idealisiert dargestellte Konzentrationsprofil für Fe und Mg durch den Einschluss und seine Umgebung führt zu folgender Interpretation:

Die Neueinstellung von K_d während einer Temperaturerniedrigung durch die Fe/Mg 1-Austauschreaktion wird von einer kontinuierlichen Net-Transfer-Reaktion überlagert, welche die Mg/Fe -Verhältnisse in Granat und Biotit auf die Eisen-reiche Seite verschiebt und sich durch eine randlich inverse Zonierung des Biotiteinschlusses $B1$ äussert.

Im betrachteten System fordert weiter auch die deutliche Mn-Fraktionierung in den Granatrandbereichen den Ablauf von Net-Transfer-Reaktionen,

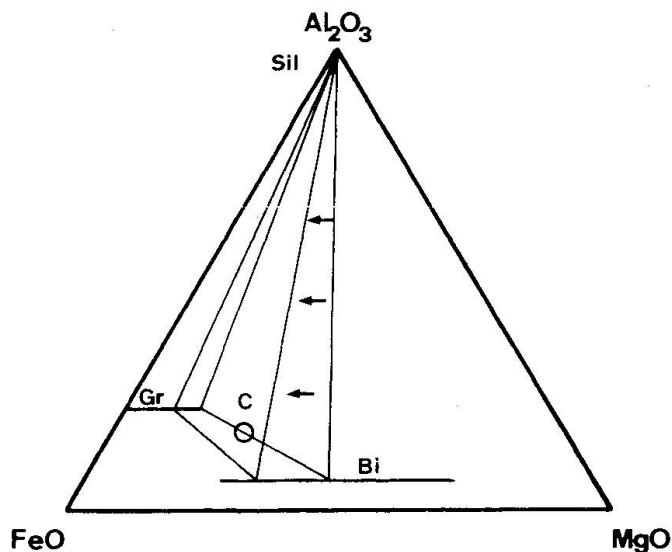


Fig. 14 AFM-Projektion mit Ksp als Projektionspunkt (entsprechend der AFM-Projektion von Muskovit, THOMPSON, 1957).

da reine Mg-Fe-Kationenaustauschreaktionen keine Änderung des Mn-Gehaltes zur Folge haben.

Die Verschiebung der Koexistenzlinien zwischen Granat und Biotit gegen die Fe-reiche Seite in Fig. 14 lassen erkennen, dass eine Phasenneubildung oberhalb dieser Linie ablaufen müsste.

Da Sillimanit die einzige Phase innerhalb der Paragenese ist, welche in Fig. 14 oberhalb der Verbindungslinie Granat-Biotit ihren Projektionspunkt hat, und Sillimanit auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen jünger als Granat ist, scheint es plausibel, Sillimanit als diese Neubildung zu betrachten.

Somit kann angenommen werden, dass die Granate aus den Gneisen der Zone von Bellinzona im Untersuchungsgebiet ihre Zonierung während eines sinkenden Temperaturverlaufs, also retrograd, erhalten haben. Entsprechend der Kd-Eichkurve für Fe-Mg-Austausch in Granat und Biotit aus THOMPSON, 1976, liegt die minimale Ausgangstemperatur T₀ für (B4-G0) bei ca. 690°C und die letzt eingestellte Temperatur für (B3-G3) bei ca. 585°C (vergleiche auch Fig. 12b). Gleichzeitig entstandene Neubildungen, wie in den entsprechenden Paragenesen vermutlich Sillimanit, wären folglich retrograde Reaktionsprodukte.

SILLIMANIT-BILDUNGSREAKTION IM P-T-FELD

Sillimanit-Bildungsreaktionen innerhalb der Paragenese (entsprechend 115.1):

Sillimanit-Biotit-Granat-Quarz-Feldspat

müssen im 6-Phasen-(7-Phasenkomponenten)-5-Komponenten-System:

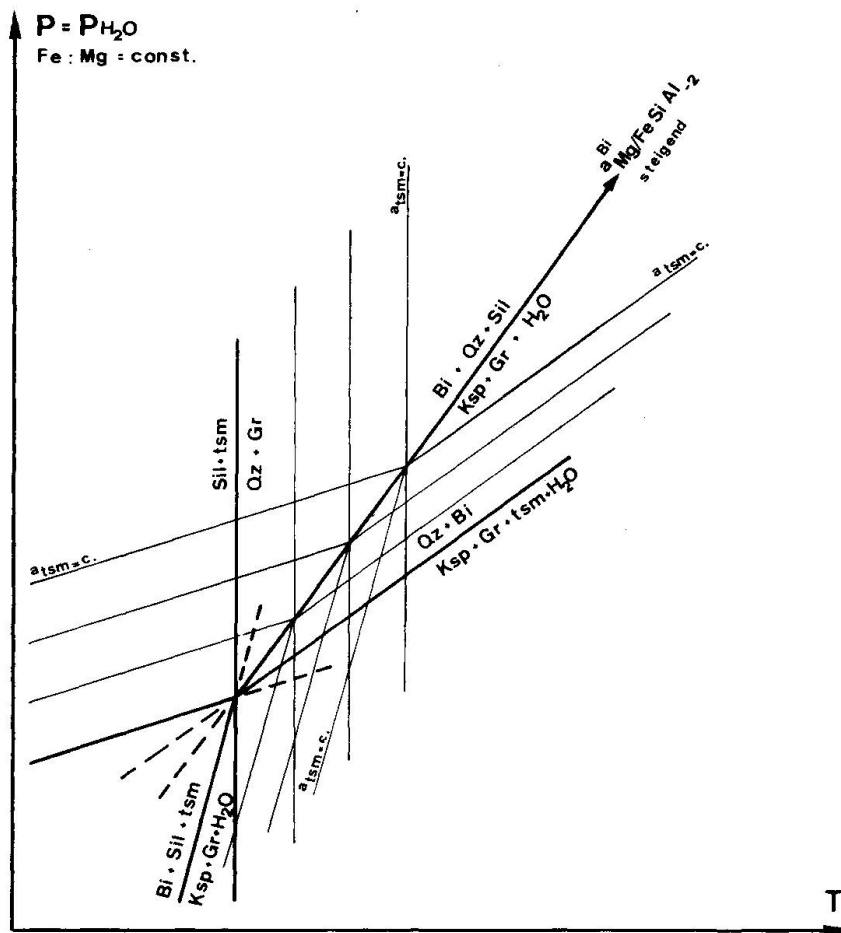
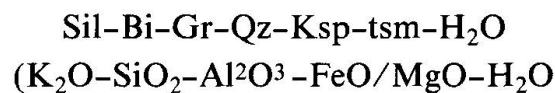
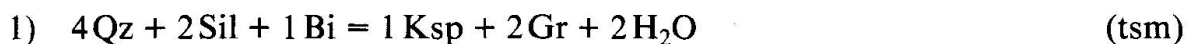


Fig. 15 Reaktionskurvenschar im 5-Komponenten-5-Phasen-System: $(\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO/FeO-K}_2\text{O-H}_2\text{O})$ [Sil-Bi-Gr-Qz-Ksp- H_2O] mit Berücksichtigung der Tschermaksubstitution $[\text{Mg/FeSiAl-2}]$ in Biotit.

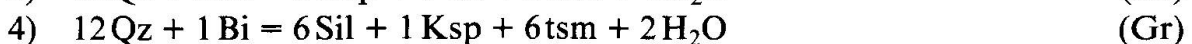
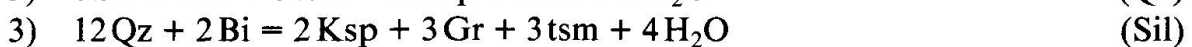
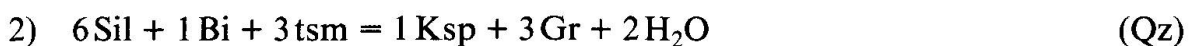


angesetzt werden. Mit tsm wird die Möglichkeit der Tschermaksubstitution in Biotit in Betracht gezogen. Das Kationenaustauschgleichgewicht FeMg-1 zwischen Granat und Biotit ist unabhängig vom betrachteten System gültig.

Das System ist einfach degeneriert und hat ein univariantes Gleichgewicht entlang der tsm-freien Reaktion:



und vier weitere bivariate tsm-involvierende Reaktionen:



Diese können im P-T-Feld als Kurvenschar, wie Fig. 15 zeigt, angeordnet werden. Ausser der Granat-freien Reaktion (Gr) muss bei allen andern Reaktionen die Kurvenschar bei konstantem a_{H_2O} bei sinkendem Temperaturverlauf geschnitten werden, um Sillimanit bilden zu können.

Zusammenfassung und Diskussion

1. Mineralogie und Gefügebeziehungen:

Sillimanit kommt im wesentlichen innerhalb zweier Teilparagenesen vor, in einer Gr-Bi-freien Sil-Qz-Ksp-Assoziation sowie einer Gr-Bi-haltigen zusammen mit Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas. Es können zwei Sillimanit-Generationen unterschieden werden, von denen die zweite fibrolithische zum Teil als Rekristallisationsprodukt der ersten verstanden wird, z. T. als Neubildung eng mit Biotit assoziiert vor allem in mehr schiefrigen Gneisen auftritt. Die Faltung F2 ist in jedem Fall jünger als Sillimanit. Sillimanit und Biotit sind ihrerseits jünger als der reliktsch ausgebildete Granat. Muskovit ist die späteste Bildung im Gefüge und hat keinen Zusammenhang mit der Sillimanit-Bildung.

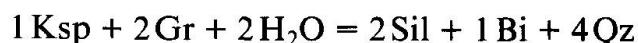
2. Kornzonierungen

a) Der Zonierungscharakter aller Granate in Sil-freien wie Sil-haltigen Gneisen ist gleich: randliche Abnahme von Mg sowie Zunahme von Fe und Mn. Die Mn-Zunahme kommt einer Fraktionierung dieses Elements in Granat gleich.

b) Die in Granat und Biotit einer ausgewählten Fibrolith-haltigen Probe erhaltenen Fe-Mg-Zonierungen ergeben einen retrograden Trend des Temperaturverlaufs und weisen auf den gleichzeitigen Ablauf einer kontinuierlichen Net-Transfer-Reaktion hin, welche die Chemismen von Biotit und Granat auf die Fe-reichere Seite verschiebt. Innerhalb der beschriebenen Paragenese

Sillimanit (Fibrolith)–Biotit–Granat–Quarz–Kalifeldspat

führen die texturellen Argumente aus 1. sowie die Punkte 2a) und 2b) auf die retrograde, oberhalb des Sil-Ksp-Isograds verlaufende Sillimanit-Bildungsreaktion:



Die qualitative Anordnung im P-T-Feld aller möglichen Reaktionen innerhalb des 6-Phasen-Systems [Sil-Bi-Gr-Qz-Ksp- H_2O], einschliesslich der Möglichkeit der Tschermaksubstitution $Mg/FeSiAl^{+2}$ in Biotit, stimmt im retrograden Bildungsverlauf von Sillimanit mit den obigen Resultaten überein.

Für die Teilparagenese Sil-Qz-Fsp muss, anders als für die Gr-Bi-haltige, ein lokal offenes Reaktionssystem für die Sillimanit-Bildung postuliert werden. Die Granatzonierung in den Sillimanit-freien Gneisen, welche qualitativ jener der Sil-führenden entspricht, lässt auf Grund der randlichen Mn-Anreicherung ebenfalls abgelaufene Net-Transfer-Reaktionen in diesen Gesteinen erwarten. Ob in diesen meist Aksp-freien Gneisen von möglicherweise in Net-Transfer-Reaktionen involvierten Oxidphasen und einer zu geringen H_2O -Aktivität die Sillimanit-Bildung verunmöglicht wird, bleibt vorläufig dahingestellt.

Verdankungen

Meinem lieben Kollegen Stöff Heinrich möchte ich ein herzliches Danke sagen, für seine Hilfe zum Entstehen dieser Arbeit (vor allem als nie ungeduldig werdender Diskussionspartner, wenn sich meine Ideen hin und wieder am Rande petrologischer Legalität bewegten). Ich danke ihm und Volkmar Trommsdorff für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Ermöglicht wurde diese Arbeit schliesslich durch die Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds Nr 2.115.-0.78 (TROMMSDORFF).

Literatur

- BÜHL, H.: Petrographie, Metamorphose und Strukturen in der Zone von Bellinzona im Gebiet des Corno di Gesero (GR/TI). Diplomarbeit, ETH-Zürich (1980).
- BURNHAM, C.W.: Hydrothermal Fluids at the Magmatic Stage (pp. 34–76) in Barnes H.L. (Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits) Holt, Rinehart and Winston, 1967, New York.
- EVANS, B.W. and GUIDOTTI, C.V.: The Sillimanite-Potash Feldspar Isograd in Western Maine, U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.* 12 (1966); pp. 25–62.
- FUMASOLI, M.W.: Geologie des Gebiets nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italien). Diss. UNI-Zürich (1974).
- HEITZMANN, P.: Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der lepontinischen Alpen (Prov. di Como, Italia). *SMPM* 55 (1976); S. 467–522.
- THOMPSON, A.B.: Mineral Reactions i Pelitic Rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) Phase Relations. II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) Phase Relations. *American Journal of Science* 276 (1976); pp. 401–424.
- THOMPSON, J.B.: The Graphical Analysis of Mineral Assemblages in Pelitic Schists. *American Mineralogist* 42 (1957); pp. 842–858.
- VERNON, R.H.: Formation of late Sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high grade gneisses. *Lithos* 12 (1979); pp. 143–152.

Manuskript eingegangen am 19. Oktober 1981