

Geochemie und Metamorphose der Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone nordöstlich des Val d'Ossola, Provincia di Novara/Norditalien.

Uwe Altenberger

Kurzfassung: Chemische und optische Analysen von Amphibolen der Sesia-Lanzo-Zone, nordöstlich des Val d'Ossola, Norditalien, bezeugen fünf verschiedene Amphibol-Serien, die sich vier verschiedenen Metamorphose-Ereignissen zuordnen lassen. Sowohl eine hochtemperierte präalpine Generation als auch die beiden alpinen Generationen zeigen, anhand ihrer chemischen Entwicklung, von Südosten nach Nordwesten steigende metamorphe Bedingungen an. Obwohl in anderen Gebieten nachweisbar, läßt sich eine Hochdruckparagenese in dem bearbeiteten Gebiet nicht belegen.

Abstract: Chemical and optical analyses for amphiboles of the Sesia-Lanzo Zone NE of the Val d'Ossola, Northern Italy, reveal five different Ca-amphibole series of two Alpine and two pre-Alpine metamorphic episodes. At least the three youngest display prograde evolution from SE to NW. The early Alpine high pressure mineral paragenesis, which is typical for the Sesia-Lanzo Zone Southwest of the studied area, is apparently absent in this region.

1. Einleitung

Die Amphibole gehören zu den reaktionsfreudigen Mineralen in metamorphen Systemen. Sie verändern ihre Zusammensetzung in Abhängigkeit von Druck, Temperatur, Paragenese, Gesteinszusammensetzung und Sauerstoffugazität (Engel & Engel 1962, Wenk et al. 1974, Spear 1981, Jan & Howie 1982 u. v. a. m.).

Die Bearbeitung der Deformation und Metamorphose der Sesia-Lanzo-Zone zwischen dem ValLoana und dem Val d'Ossola in Norditalien (Altenberger et al. 1987) zeigt, daß sich dort nahezu ideale Bedingungen bieten das Verhalten von Amphibolen unter progressiven und retrograden Metamorphosebedingungen exemplarisch zu studieren. Desweiteren soll die vorliegende Arbeit zeigen wie sich die komplexe Geschichte dieser alpinen Gesteinsserie innerhalb des Untersuchungsgebietes anhand der Amphibole rekonstruieren läßt.

2. Geologischer Überblick

Die Sesia-Lanzo-Zone ist Bestandteil des Austroalpins der heutigen Westalpen (Gerlach 1869, Novarese 1929, Walther 1950, Reinhard 1966, dal Piaz et al. 1972 und Compagnoni et al. 1977) und bildet die steilstehende Wurzel der Dent-Blanche-Decke (Argand 1911). Im Südosten wird sie durch die Insubrische Linie von den präalpin, d. h. herzynisch geprägten Gesteinen der Ivrea-Zone abgetrennt (Abb. 1). Aus plattentektonischer Sicht stellt sie den Kontinentalrand der Insubrischen Platte dar, die während frühalpiner Zeit, d. h. während des Jura (dal Piaz et al. 1972, Hunziker 1974, Compagnoni et al. 1977, Laubscher & Bernoulli 1982) erst subduziert oder entlang größerer Überschiebungen von Unterkrustengesteinen überschoben (Oberhänsli et al. 1985) wurde. Petrologische und geochronologische Untersuchungen (dal Piaz et al. 1974; Hunziker 1971, 1974; Isler & Zingg 1974; Hurford 1986)

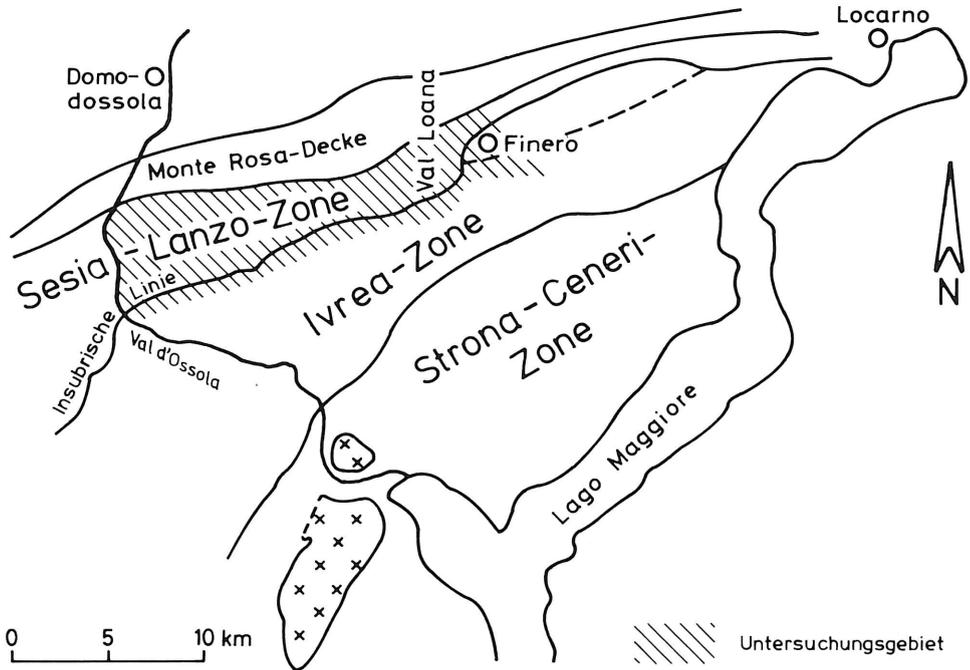
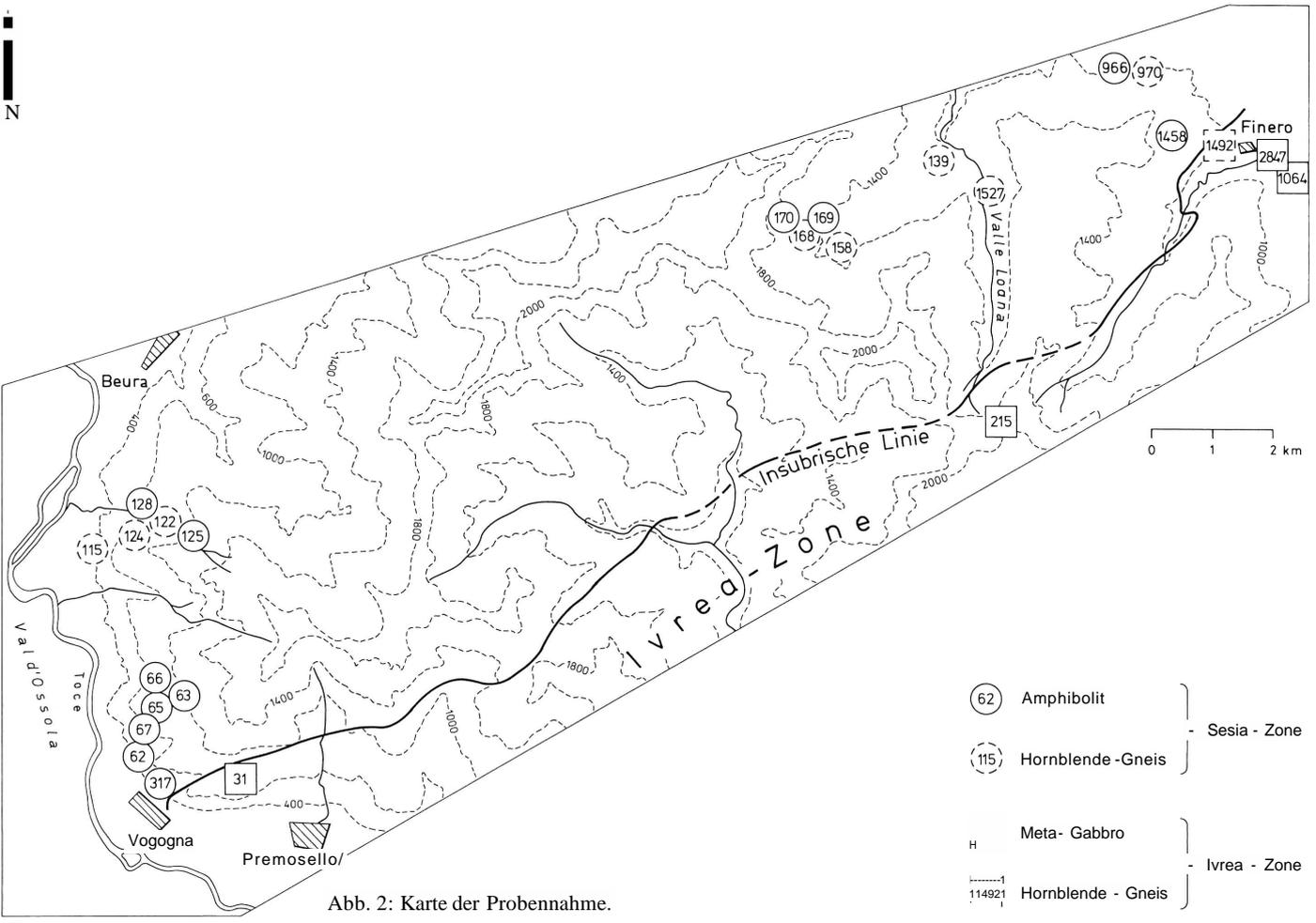


Abb. 1: Übersichtskarte.

rekonstruieren drei metamorphe Hauptereignisse in der Entwicklungsgeschichte der Sesia-Lanzo-Zone. Diese sind aber nur im Südwesten vollständig nachweisbar. Dort treten im stratigraphisch oberen, d. h. nordöstlichen Teil tektonisch eingeschuppte, präalpin hochtemperiert geformte und alpin überprägte Gesteine auf, die ehemals dem Krustenniveau der Ivrea-Zone angehörten. Die folgende alpine Metamorphose und Deformation, die die gesamte Zone erfaßte gestaltete sich komplex: In frühalpiner Zeit führte nach den o. a. Autoren die Subduktion kontinentaler (Sesia-Lanzo-Zone) sowie ozeanischer Kruste (Piemont Becken im Norden) zur Bildung von Hochdruck-Niedrigtemperatur-Paragenesen. Oberhänsli et al. (1985) weisen jedoch auf die zeitlichen Unterschiede der Hochdruckparagenesen, zwischen der Sesia-Lanzo-Zone und den Metaophioliten des Piemont-Beckens (Zermaat-Saas-Zone) hin. Sie halten eine Überschiebung durch kontinentale Unterkruste sowie die damit verbundene Krustenverdickung für das rasche Absinken in Tiefen bis zu 40 km und die Hochdruckparagenesen verantwortlich. Nach einem raschen Aufstieg folgten Deckenüberschiebungen. Im Nordosten (westlich und östlich des Val d'Ossola) lassen sich die jurassischen Hochdruckparagenesen nicht mehr nachweisen. Jäger (1973) erklärt dies durch den lokal langsameren Aufstieg der Gesteine und die dadurch vollständige Gleichgewichtseinstellung zu niedrigeren Drücken. Vom Eozän bis Oligozän unterlagen die Deckenstapel während der Lepontin-Metamorphose weiteren polyphasen Deformationen.

Das beprobte Gebiet liegt zwischen dem Val d'Ossola im Südwesten und dem Val Cannobina im Nordosten, nordwestlich des Lago Maggiore (Abb. 2), außerhalb des Gebietes bisher nachgewiesener Hochdruck-Paragenesen. Die alpine Entwicklung dieses Gebietes ist intensiv bearbeitet worden (Reinhard 1966, Kruhl & Voll 1976, Altenberger et al. 1987, Schmid et al. 1987). Dagegen liegen nur vereinzelte Untersuchungsergebnisse zur prä-Lepontin-Druck/



- (62) Amphibolit } Sesia - Zone
- (115) Hornblende - Gneis } Sesia - Zone
- H Meta- Gabbro } Ivrea - Zone
- 114921 Hornblende - Gneis } Ivrea - Zone

Geochemie und Metamorphose der Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone

Abb. 2: Karte der Probennahme.

Temperatur-Geschichte vor (Reinhard 1966, Altenberger et al. 1987). Die Existenz der präalpinen, herzynischen Elemente (Seconda Zona diorito kinzigitico) wird beschrieben, bleibt petrologisch aber unbearbeitet. Indizien für das frühalpines (Hochdruck-) Ereignis bleiben auf ein Hellglimmeralter beschränkt (Hunziker 1974). Das Arbeitsgebiet wird in erster Linie aus Gneisen variabler Zusammensetzung aufgebaut, untergeordnet treten Amphibolite, Marmor, Kalksilikatfelse und Metaultrabasite (Serpentinite) auf. Im Nordwesten grenzen die Gesteine an die Augengneise der Monte Rosa-Decke. Von der Insubrischen Linie im Südosten zur Monte Rosa Decke im Nordwesten steigt die alpine Metamorphose kontinuierlich von Bedingungen der oberen Grünschieferfazies bis zur mittleren Amphibolitfazies (Reinhard 1966, Altenberger et al. 1987). Zwanzig Proben aus Amphibol-führenden Gesteinen der Sesia-Lanzo-Zone und fünf Vergleichsproben aus der südöstlich anschließenden granulit- bis amphibolitfaziell geprägten Ivrea-Zone wurden für die vorliegende Arbeit herangezogen.

3. Analytik

Die Amphibole sowie die Hauptgemengteile der Proben wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde der Pa. Camebax analysiert. Folgende Standards wurden benutzt: für Si und Ca natürlichen Wollastonit, für Na und K Na- bzw. K-Feldspat, für Mg, Fe und Al synthetische Oxide und für Mn und Ti synthetisches $MnTiO_3$. Korrigiert wurde mittels ZAF- (Ordnungszahl-, Absorptions- und Fluoreszenz-) Korrektur nach Henoc & Tong (1977). Zur Fe^{2+} - bzw. Fe⁻-Bestimmung wurden die Proben auf 100 μm gemahlen und gesiebt, diese geringe Korngröße ist erforderlich um die Verunreinigung durch Einschlüsse oder Zonierungen auszuschließen bzw. zu minimieren. Die Mineraltrennung erfolgte über einen Frantz-Magnetscheider, Schwereflüssigkeiten (Clerici-Lösung) und manuelles Auslesen. In den meisten Fällen waren die Proben optisch rein und unzoniert, der Grad der nicht sichtbaren Verunreinigungen damit relativ gering. Die Gesteine wurden mittels verschiedener Methoden analysiert: H_2O und CO_2 gravimetrisch, Fe_{tot} , Fe^{4+} und P_2O_5 photometrisch. Die übrigen Elemente wurden mittels Atomabsorptionsspektroskopie ermittelt (Tab. 1 u. 2). Acht Proben wurden doppelt gemessen, die gewonnenen Werte zeigen eine Akkuranz für $SiO_2/Al_2O_3/CaO$, MgO und FeO_{tot} von $\pm 1\%$, die anderen Elemente schwanken zwischen 0,1 und 0,6%.

4. Vorkommen

Die untersuchten Gesteine der Sesia-Lanzo-Zone bestehen aus zwei bzw. drei Gruppen:

Hornblendegneise: Plagioklas (An_{20-67}), Biotit, Hornblende, Titanit, \pm Quarz, \pm Granat, \pm Aktinolith, \pm Epidot, \pm Ilmenit, \pm Rutil, \pm Calcit.

Grünschiefer und Hornblende oder Aktinolith, Plagioklas (An_{0-43}), Titanit, \pm Granat, Amphibolite: \pm Quarz, \pm Aktinolith, \pm Epidot, \pm Ilmenit, \pm Rutil, \pm Calcit, \pm Biotit \pm Chlorit.

Grünschiefer und Amphibolite werden in der Arbeit häufig gemeinsam dargestellt, da sie Gesteine \pm gleicher, d. h. basaltischer Zusammensetzung darstellen. In den Grünschiefern wird Hornblende durch Aktinolith und Plagioklas durch Albit vertreten. Der Hauptunterschied zu der Gruppe der Hornblendegneise liegt im deutlichen Biotitgehalt ($< 10 \text{ Vol}\%$) dieser Gneise. Lediglich ein Amphibolit führt Biotit (Probe Al 966 mit 5 Vol%). Die Geochemie der Amphibolite und Hornblendegneise (Tab. 1) zeigt, unter der Voraussetzung eines magmatischen Ursprungs und fehlender Alkali-Mobilität, eine tholeiitische Zusammensetzung an (Abb. 3 a). Die Gehalte des relativ immobilen Elementes Chrom, in Abhängigkeit von der Azidität der Gesteine (nach Miyashiro & Shido 1975) zeigen einen vergleichbaren Trend

Tab. 1: Chemische Analysen der amphibolführenden Gesteine (Angaben in Gew.-%).

	Al 62"	Al 65"	Al 66"	Al 67"	Al 93"	Al 115 ²¹	Al 122"	Al 124"	Al 125"	Al 128"	Al 139 ²¹	Al 158"	Al 168"	Al 169"	Al 170"	Al 317"	Al 966"	Al 970"	Al 1458"	Al 1527"	Al 31 ¹ >	Al 215 ¹	Al 1064"	Al 1492 ²¹	
SiO ₂	44,2	44,36	44,46	56,05	50,41	56,77	60,11	57,28	50,25	47,45	45,78	46,69	56,55	46,68	46,16	45,78	47,65	51,04	49,88	44,72	48,31	49,42	46,39	43,95	
TiO ₂	1,30	1,80	1,90	1,14	1,56	1,75	0,93	1,20	2,50	2,83	2,29	2,64	1,78	2,50	1,83	1,33	2,66	2,05	2,98	2,04	1,26	1,34	2,25	0,35	
Al ₂ O ₃	15,25	14,83	14,57	8,34	7,68	16,07	16,70	16,00	17,10	16,18	13,64	10,58	14,80	12,80	14,75	13,31	12,80	10,08	17,18	17,90	14,20	16,25	13,90	22,10	
Fe ₂ O ₃	2,98	3,20	3,40	1,60	2,68	2,49	3,51	1,80	2,58	5,85	4,49	2,56	2,66	1,82	4,16	3,51	2,20	3,54	3,78	2,19	2,56	1,95	4,45	2,70	
FeO	11,04	8,80	8,51	10,80	8,83	5,26	4,52	7,82	6,74	7,19	9,22	10,08	5,12	10,41	8,99	7,76	12,11	10,33	7,62	8,75	7,63	7,76	9,18	5,92	
MnO	0,35	0,20	0,14	0,25	0,13	0,09	0,19	0,19	0,13	0,22	0,22	0,24	0,17	0,27	0,33	0,22	0,30	0,37	0,21	0,16	0,11	0,21	0,32	0,24	
MgO	6,23	10,26	10,43	7,10	13,47	3,33	0,55	2,68	5,11	4,93	7,50	11,89	3,66	4,10	6,24	11,62	8,70	5,60	4,05	7,22	9,03	6,92	7,11	5,45	
CaO	11,60	11,50	11,49	10,91	10,91	6,62	3,37	7,50	9,48	8,50	9,73	10,85	10,97	12,80	12,70	10,95	10,00	7,30	8,06	9,22	12,00	10,82	12,15	14,40	
Na ₂ O	1,13	1,20	1,29	0,70	0,77	3,88	5,22	3,32	3,33	3,41	1,46	0,60	0,57	1,42	2,56	1,75	1,56	4,93	3,70	3,54	2,29	2,65	2,47	2,45	
K ₂ O	0,59	0,64	0,66	0,38	0,40	2,06	3,86	1,20	0,49	0,60	2,81	1,12	1,81	1,35	0,24	0,43	0,48	2,04	0,93	2,66	0,21	0,48	0,16	0,14	
P ₂ O ₅	0,22	0,20	0,20	0,23	0,02	0,39	0,36	0,19	0,27	0,91	0,49	0,33	0,49	0,53	0,24	0,06	0,68	0,85	0,17	0,54	0,11	0,12	0,32	0,21	
H ₂ O ⁺	3,66	3,50	3,29	2,76	2,80	1,23	1,57	1,85	2,28	1,91	1,95	2,28	1,92	1,52	1,59	3,45	1,76	1,28	1,44	1,83	2,39	2,09	1,39	2,75	
H ₂ O~	0,12	0,08	0,07	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	1,99	0,33	0,06	0,05	0,08	0,10	0,01	0,00	0,08	0,09	0,05	0,08	0,07	0,00	
CO ₂	0,00	0,06	0,11	0,20	0,14	0,05	0,03	0,00	0,00	0,08	0,07	0,04	0,17	0,53	0,07	0,14	0,00	0,22	0,07	0,07	0,02	0,05	0,08	0,13	
S	99,99	100,02	100,05	100,45	99,80	100,00	101,00	101,80	100,04	100,02	100,40	99,70	99,90	101,18	100,04	100,03	100,06	100,00	100,06	100,04	100,00	100,10	100,25	100,08	
p.p.m.																									
Cr	100	220	288	250	129	33	11	92	40	35	484	1050	71	470	537	638	98	71	150	91	75		120	60	

¹¹ Amphibolit; ²¹ Hornblende-Gneis; ¹ Meta-Gabbro

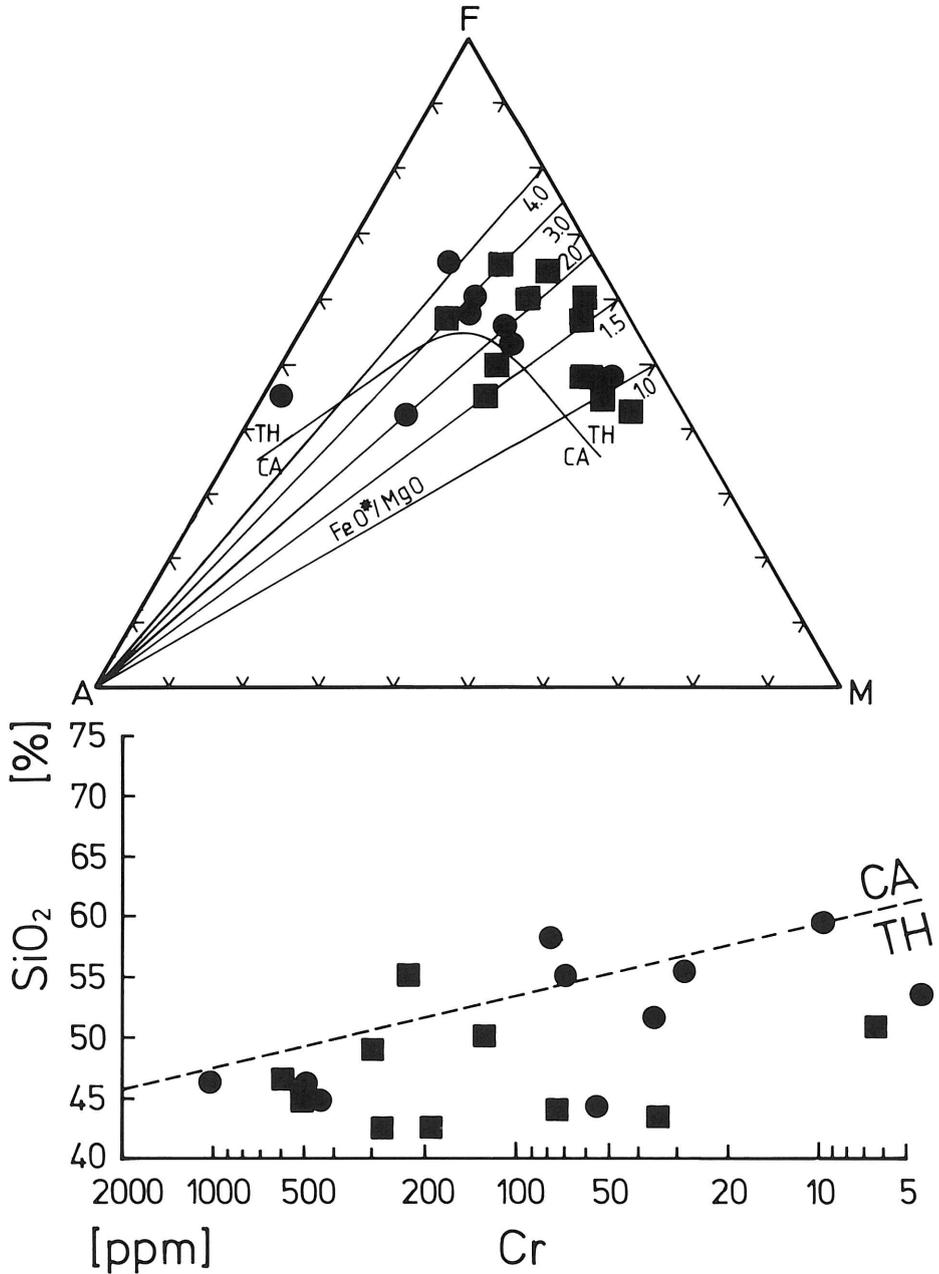


Abb. 3: Chemie der untersuchten amphibolführenden Gesteine:

a: AFM-Dreieck nach Gill (1981) und Irvine & Barragar (1971).

TH = tholeiitischer Trend, Ca = kalkalkaliner Trend (nach Kuno 1968).

b: Diskriminationsdiagramm SiO₂ vs. Cr nach Miyashiro & Shido (1975).

Amphibolite = Quadrate, Hornblende-Gneise = Kreise.

(Abb. 3 b). Unter dem Mikroskop lassen sich in mehreren Proben der verschiedenen Gesteinsgruppen bis zu vier verschiedene Generationen von Amphibolen unterscheiden. Sie zeigen zeitlich differenzierbare Entwicklungsstadien der Gesteine an.

1. Generation: farblose Relikte von Aktinolithen als Kern von braunen Hornblenden (2. Generation, Abb. 4b).

2. Generation: Die braunen Hornblenden treten als Kerne von grünen Hornblenden auf (Abb. 4 a u. b). Diese braunen Individuen enthalten häufig feinste Ilmenit-Einschlüsse, die den Amphibolen dann ein trübes Aussehen verleihen. In einigen Fällen weisen sie gebogene Hochtemperaturkorngrenzen zu benachbarten Plagioklasen auf. Im Gegensatz zu Reinhard (1966) sind die braunen Hornblenden nicht beschränkt auf die Amphibolite der südöstlichen Sesia-Zone, sondern treten auch in den Gneisen und Amphiboliten im Nordwesten auf. Die braunen Amphibole (Tab. 5) werden als Relikte präalpiner, hochtemperiert gebildeter Ivrea-Geschiebe interpretiert (Altenberger et al. 1987).

3. Generation: Die Amphibole dieser Generation bestehen aus hellgrünen Aktinolithen bis dunkelgrünen Hornblenden (Abb. 4 a u. b). Sie stellen die dominante, häufig auch einzige Amphibolvarietät dar. Sie sind syntektonisch während der alpinen (Lepontin) Metamorphose gewachsen und stellen die ältesten nachweisbaren alpinen Amphibole dar. Gefügestudien (Altenberger 1980) zeigen, daß sie dem gleichen metamorphen Ereignis zuzuordnen sind, welches in der Monte Rosa-Decke von Hunziker (1970) mit 38 Ma datiert wurde. Der optische Achsenwinkel reicht von 75 bis 80° und der Auslöschungswinkel n_2/c von 13 bis 19°. Sowohl der Achsenwinkel als auch der Auslöschungswinkel steigen mit den metamorphen Bildungsbedingungen (von SE nach NW). Über 95 Vol% der Amphibolen der bearbeiteten Zone gehören dieser Generation an.

4. Generation: Als jüngste Amphibole treten blaßgrüne Aktinolitfide auf, die die grünen Hornblenden der dritten Generation umsäumen können. Sie wuchsen syntektonisch während eines retrograden alpinen Ereignisses. Ihre Bildung bleibt auf die nordwestlichen Proben beschränkt.

Amphibole aus der Ivrea-Zone

Vergleichsproben der nordöstlichen Ivrea-Zone beinhalten verschiedene Gesteinstypen mit folgender Zusammensetzung:

Metagabbros: Klinopyroxen, braune Hornblende, Plagioklas $An_{(35,65)}$ Ilmenit, \pm Orthopyroxen, \pm Granat, \pm Titanit.

Hornblendegneis

(Probe 1492): Plagioklas (An_{76}), braune Hornblende, Granat, Biotit, Ilmenit.

Die Amphibole sind braune Hornblenden die zeitlich denen der zweiten Generation der Sesia-Lanzo-Zone entsprechen, ohne jedoch deren Zonierung aufzuweisen.

5. Amphibokhemie

5.1. Berechnung der Strukturformel

Die Berechnung der Strukturformel aus der chemischen Analyse erfolgt auf der Basis von 23 Sauerstoffatomen. Die Fe^{3+} -Bestimmung wurde an Mineralseperata durchgeführt, da die verschiedenen Berechnungsmöglichkeiten (z. B. Laird & Albee 1981, Papike et al. 1974) weit aus schlechtere Ergebnisse liefern. Die Fe^{3+} -Bestimmung blieb, aufgrund des erheblichen Zeitaufwandes (60 Stunden/Probe) auf Amphibole der dritten Generation beschränkt. Fehler durch optisch nicht faßbare Zonierungen oder kleinste Einschlüsse können aber nicht ausgeschlossen werden. Die Nomenklatur erfolgt auf der Basis der Vorschläge der Internationalen Mineralogischen Vereinigung (I.M.A. in Leake 1978)



Abb. 4a: Präalpine braune Hornblende mit Ilmenit-Einschlüssen, umwachsen von grüner alpiner Hornblende mit Plagioklas- und Titanit-Einschlüssen. Hornblendens werden von Plagioklas begrenzt. Probe Al 169, gekreuzte Nicols, Längsseite entspricht 0,88 mm.



4b: Präalpiner farbloser Aktinolith, umwachsen von brauner präalpiner Hornblende, die ihrerseits von grüner alpiner Hornblende umwachsen ist. Probe Al124, gekreuzte Nicols, Längsseite entspricht 0,88 mm.

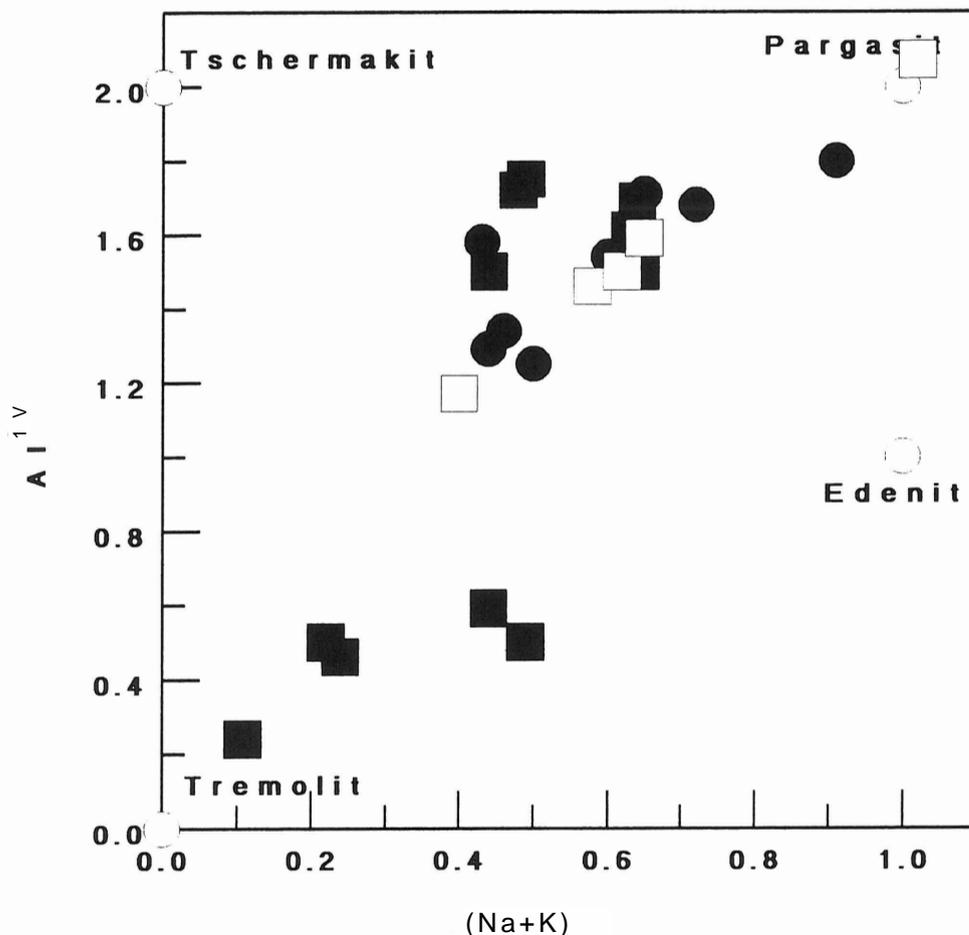


Abb. 5: Innerkristalline chemische Variationen der alpinen Amphibole (3. Generation) der Sesia-Lanzo-Zone und der Amphibole der Ivrea-Zone im Diagramm Al^{IV} vs. $Na+K$ (nach Miyashiro 1973). Sesia-Lanzo-Zone: Amphibolite = gefüllte Quadrate, Hornblende-Gneise = gefüllte Kreise. Ivrea-Zone = offene Quadrate.

5.2. Chemie der dominanten alpinen Amphibole (3. Generation) der Sesia-Lanzo-Zone

5.2.1. Klassifikation

Alle Amphibole diesen Types besitzen in der B-Position $(Ca+Na)_B = 1,34$ und $Na_B < 0,67$, sie können daher als Ca-Amphibole bezeichnet werden (Leake 1978, Tab. 2). Nach den Al^{IV} - und Na -Gehalten (Deer et al. 1966, Miyashiro 1973) stellen alle Amphibole Hornblenden dar, mit Ausnahme der niedrigstgradig metamorphen, südöstlichen Proben, die Aktinolithe darstellen. Aus dem Diagramm Al^{IV} gegen $(Na+K)$ (Abb. 5, nach Deer et al. 1966) werden die wohl wesentlichsten intrakristallinen Austauschprozesse deutlich. Zwei Substitutionen verlaufen hier parallel, der tschermakitische Austausch $MgSi-Al^{IV}/Al^{VI}$ wird vom edenitischen $(NaAl-Si)$ begleitet. Dies führt zu einer Amphibol-Serie tremolitischer bis pargasitischer Zusammensetzung. Die Ursache für die geringe aber deutliche Abweichung der Gneise von

Tab. 2: Chemische Analysen der Plagioklase und Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone (3. Generation) und der Ivrea-Zone.

	A162 ^a	A165 ^a	A166 ^a	A16 ^b	A193 ^a	A1115 ²	A1122 ²	A1124 ²	A1125 ^a	A1128 ^a	A1139 ²	A1156 ²	A1166 ¹	A1169 ^a	A1170 ^a	A1317 ^a	A1966 ^a	A1970 ²	A11458 ^a	A11527 ²	A131 ^a	A1215 ^a	A11064 ^a	A11492 ¹	A12847 ^a
SiO ₂	52,51	52,95	47,12	51,30	52,22	45,30	41,00	44,74	42,31	42,39	45,38	43,11	45,33	41,53	42,05	54,33	44,29	40,96	43,08	41,66	44,19	46,22	43,93	40,76	42,29
TiO ₂	0,06	0,07	0,67	0,20	0,06	0,20	0,35	0,35	0,24	0,38	0,49	0,52	0,66	1,17	0,064	0,04	0,56	0,58	0,085	0,66	2,09	0,92	2,20	0,55	1,89
Al ₂ O ₃	4,65	3,86	11,60	6,18	4,17	12,0	14,19	14,17	15,07	14,04	10,30	15,41	11,83	13,93	13,35	1,91	14,46	14,20	12,63	14,38	11,25	10,02	12,51	16,98	13,82
Fe ₂ O ₃	1,21	1,25	1,77	1,26	1,17	1,70	3,58	2,37	1,61	3,01	2,50	1,82	2,73	2,70	0,47	0,40	3,20	5,29	4,95	3,63	1,16	1,67	4,40	1,18	3,77
FeO	11,99	11,28	11,10	2,25	13,36	15,60	23,20	11,24	15,35	15,71	14,63	11,88	13,79	12,53	1,58	9,69	11,10	16,83	13,34	11,55	13,11	13,64	9,63	10,02	13,82
MnO	0,15	0,24	0,24	0,20	0,14	0,40	0,35	0,31	0,28	0,37	0,36	0,23	0,31	0,20	0,50	0,23	0,24	0,24	0,23	0,28	0,18	0,15	0,26	0,12	0,28
MgO	15,33	15,16	12,81	4,24	15,13	9,50	2,20	10,40	8,38	8,64	11,22	10,46	9,06	10,37	1,91	17,50	10,99	6,33	9,05	10,78	12,31	11,53	11,55	13,78	9,44
CaO	11,33	11,55	11,44	0,38	11,71	11,51	10,31	11,70	12,18	11,25	11,50	11,57	12,06	12,15	11,84	13,01	11,69	10,45	11,57	11,68	10,87	11,65	11,64	11,22	11,49
Na ₂ O	0,79	0,71	0,16	1,50	0,40	1,21	1,31	1,20	1,28	1,82	0,30	1,20	0,80	1,30	1,35	0,24	1,29	1,88	1,46	2,42	1,60	1,04	1,81	3,38	1,19
K ₂ O	0,11	0,11	0,24	0,13	0,06	0,48	1,45	1,20	0,52	0,50	0,20	0,07	1,22	0,26	1,23	0,05	0,40	0,47	0,70	1,12	0,47	0,52	0,64	0,31	1,58
S	98,13	97,18	97,15	97,70	98,42	98,22	97,94	97,68	97,22	98,11	98,49	97,21	97,79	97,24	97,61	97,40	98,22	97,33	98,01	98,17	97,23	97,36	98,47	98,30	97,66
Si	7,54	7,52	6,81	7,41	7,50	6,71	6,32	6,56	6,28	6,33	6,75	6,42	6,66	6,31	6,39	7,76	6,47	6,29	6,50	6,20	6,54	6,83	6,50	5,93	6,41
Ti	0,0006	0,0007	0,07	0,016	0,006	0,025	0,042	0,04	0,02	0,04	0,05	0,06	0,08	0,13	0,064	0,0004	0,065	0,07	0,085	0,66	0,223	0,10	0,26	0,06	0,22
Al	0,78	0,67	1,94	1,05	0,71	2,10	2,70	0,32	0,04	2,53	1,80	2,67	1,71	2,43	0,06	0,03	2,49	2,57	2,24	2,52	1,52	1,75	2,22	2,91	2,18
Fe ³⁺	0,14	0,18	0,26	0,14	0,18	0,24	0,68	0,20	0,23	0,40	0,30	0,18	0,30	0,35	2,39	0,08	0,034	0,59	0,50	0,39	0,13	0,21	0,46	0,31	0,42
Fe ²⁺	1,44	1,36	1,32	1,48	1,65	1,94	2,71	1,43	1,90	1,92	1,62	1,50	1,71	1,44	1,58	1,16	1,27	1,97	1,60	1,40	1,52	1,57	1,34	1,05	1,81
Mn	0,22	0,30	0,03	0,24	0,17	0,50	0,48	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,31	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,23	0,28	0,18	0,15	0,26	0,01	0,036
Mg	3,28	3,21	2,76	3,06	3,31	2,10	0,49	2,34	1,90	1,97	2,51	2,29	2,03	2,25	1,91	3,73	2,39	1,45	2,03	2,39	2,72	2,54	2,53	2,99	2,13
Ca	1,74	1,80	1,76	1,61	1,95	11,51	1,65	1,84	1,94	1,85	1,91	1,82	1,94	1,98	1,93	1,99	1,83	1,72	1,87	1,86	1,76	1,84	1,87	1,75	1,87
Na	0,22	0,20	0,44	0,42	0,10	1,21	0,42	0,35	0,38	0,54	0,30	0,36	0,23	0,38	0,39	0,06	0,36	0,56	0,43	0,70	0,49	0,30	0,51	0,96	0,35
K	0,02	0,02	0,05	0,07	0,09	0,09	0,30	0,32	0,10	0,10	0,20	0,07	0,23	0,26	0,24	0,008	0,08	0,09	0,13	0,21	0,09	0,10	0,11	0,06	0,30
S	15,20	15,00	15,44	15,28	15,67	15,88	15,63	15,57	15,58	15,73	15,49	15,40	15,31	15,56	15,30	15,52	15,33	15,35	15,42	15,78	15,45	15,26	15,83	15,97	15,73
Plagioklas An (Mol.-%) 1	2	20	0	15	26	0	33	20	25	32	78	79	43	27	3	38	31	33	30	65	42	65	76	83	

¹⁾ Amphibolit; ²⁾ Hornblende-Gneis; " Meta-Gabbro

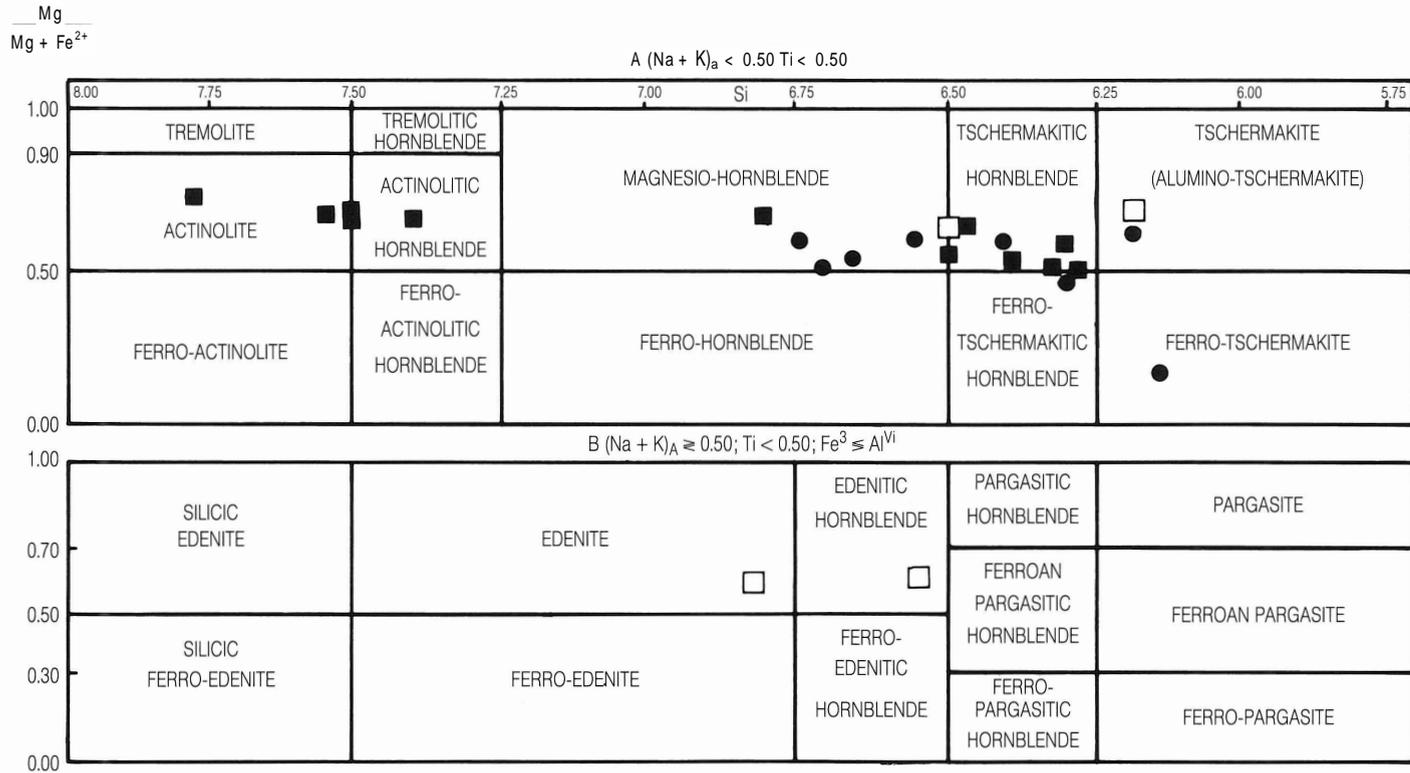


Abb. 6: Chemische Variation und Nomenklatur der alpinen Amphibole (3. Generation) und der Amphibole der Ivrea-Zone auf der Basis des Si-Gehaltes und des Mg-Verhältnisses. Nomenklatur nach Leake (1978). Symbole wie in Abb. 5.

der Linie gleichen Austausches wird durch den hohen Biotitanteil dieser Proben bestimmt. Der bevorzugte Einbau von Kalium in Biotit verhindert diesen in den Amphibolen, so daß die gekoppelte Substitution nicht ideal verlaufen kann. Abbildung 6 zeigt die Nomenklatur der analysierten Amphibole entsprechend den Richtlinien der I.M.A. (Leake 1978), die auf den Si-Gehalten und dem $Mg/Mg+Fe^{2+}$ -Verhältnis beruht. Deutlich wird hier die Abnahme an Silizium mit abnehmendem $Mg/Mg+Fe^{-1}$ -Verhältnis. Die darstellenden Punkte konzentrieren sich auf beiden Seiten der Hornblende-Aktinolith-Grenze mit einer Lücke auf der Trennlinie, was auf eine Mischungslücke deuten kann. Der Vergleich der Proben mit dem Diagramm zeigt, daß die Si-Gehalte mit zunehmenden P-T-Bedingungen abnehmen (s. a. 5.2.3.) Nur in zwei hochgradig metamorphen Ivrea-Proben ist die edenitische Substitution der tschermakitischen überlegen (vgl. a. Abb. 5).

5.2.3. Zur Beziehung Amphibolchemie und Gestein

Zwei der wesentlichen Faktoren die den Chemismus eines Amphiboles steuern sind die chemische und modale Zusammensetzung des Gesteins. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Wetzel (1974), Bard (1970) und Jan & Howie (1982) und im Widerspruch zu den untersuchten Proben von Deer (1938) und Bilgrami (1964) ist der Si-Gehalt der hier analysierten Proben nahezu unabhängig vom Gesteinschemismus und dem Modalbestand (Abb. 7). Lediglich die beiden SiO_2 -ärmsten Hornblendensorten stammen aus SiO_2 -untersättigten Proben. Mit Ausnahme der pyroxenführenden Gesteine der Ivrea-Zone kann der wohl stark P-T-abhängige Bedarf an Fe_{tot} und Fe^{2+} befriedigt werden. Calcium und Aluminium zeigen keine deutliche Korrelation mit der Gesteinszusammensetzung. Der Vergleich mit dem Mineralbestand zeigt aber, daß Hornblendensorten aus granat- und plagioklasreichen Proben etwas geringere Al-Gehalte aufweisen als Proben anderer Zusammensetzung aus dem gleichen P-T-Bereich. Die höhere Affinität des Aluminiums zu diesen Mineralen erklärt diese Abhängigkeit. Das Diagramm MgO_{Hbl} gegen $MgO_{Gestein}$ zeigt die MgO -Sättigung der biotit- und pyroxenreichen Proben und den gesteinskонтроllierten MgO -Gehalt der biotitfreien Amphibolite. Nur in biotitführenden Proben kann die Nachfrage der Hornblende nach Kalium nicht vollends befriedigt werden. Natrium zeigt in allen Gesteinsklassen eine deutliche Korrelation, die aus dem Elementangebot und der Wechselwirkung mit den koexistierenden Plagioklasen resultiert. Trotz der Ti-Sättigung der Gesteine, die durch die Anwesenheit von Titanit oder Ilmenit angezeigt wird, spiegelt das entsprechende Diagramm in Abb. 7 eine positive Korrelation vor. Dieser Widerspruch erklärt sich durch das (zufällige?) Phänomen, daß mit steigendem TiCL-Gehalt der Amphibole auch die TiO_2 -Gehalte der Gesteine steigen.

5.2.4. Amphibolchemie und Metamorphose

In der Sesia-Lanzo-Zone steigt die alpine Metamorphose kontinuierlich von Südosten nach Nordwesten von der oberen Grünschiefer- bis zur mittleren Amphibolitfazies an (Kruhl & Voll 1976, Altenberger et al. 1987). Die Vergleiche mit höhergradigen Amphibolen der Ivrea-Zone bleiben auf die Chemie beschränkt, altersmäßig müssen sie mit den präalpinen Relikten (2. Generation, Tab. 5) gleichgesetzt werden. Der steigende Metamorphosegrad wird in den vorgestellten Diagrammen anhand der ermittelten Temperatur aufgetragen. Die angesetzten Temperaturen wurden auf der Grundlage verschiedener Paragenesen und Thermometer gewonnen. Diese kamen überwiegend in den amphibolfreien Gesteinen zur Anwendung, da neben dem Granat-Hornblende-Thermometer von Graham & Powell (1986) und dem monophasen Hornblendethermometer von Colombi (1988) bisher keine befriedigend einsetzbaren Hornblende-Plagioklas-Thermometer existieren (z. B. von Plyusnina 1982 sowie Spear 1981). Folgende Eckpunkte und Verfahren wurden für die Bestimmung der Temperatur genutzt:

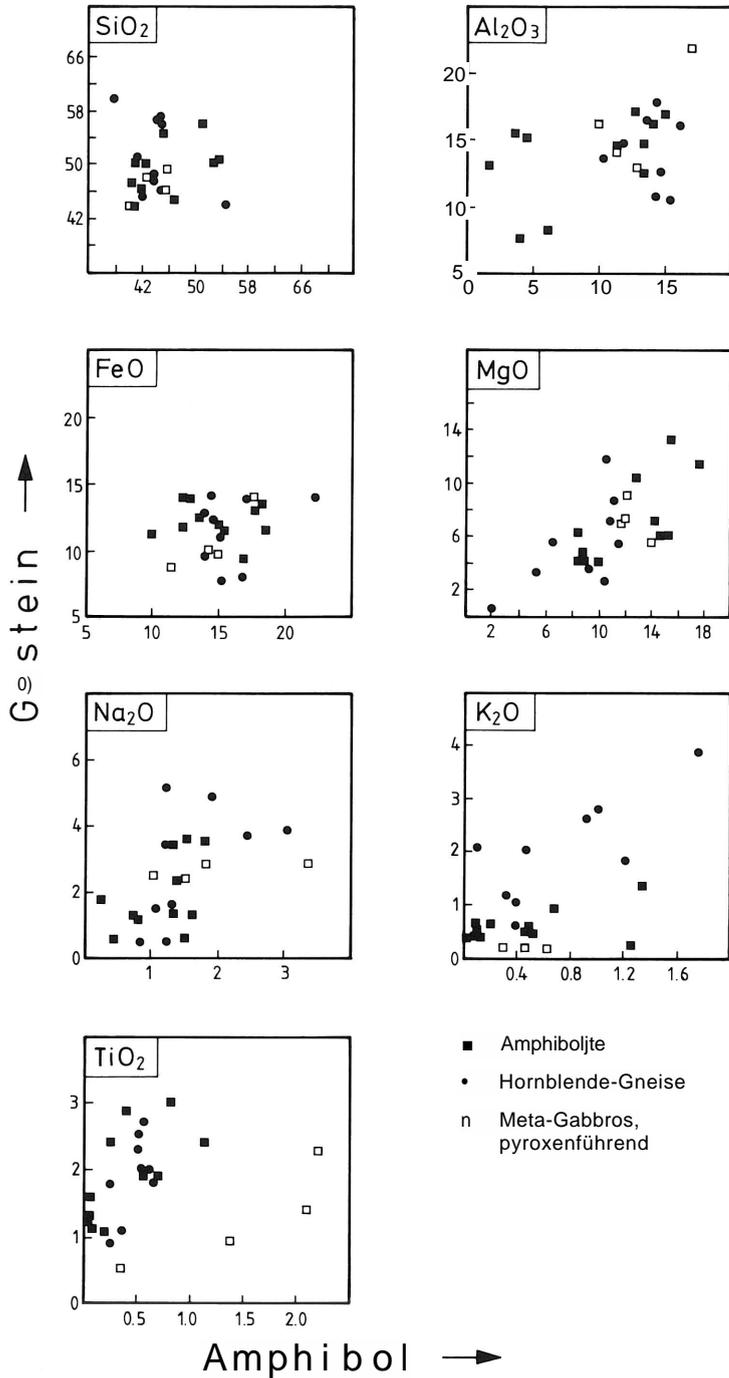


Abb. 7: Gesteins- vs. Amphibolchemismus. Symbole entsprechend Abb. 5 (Angaben in Gew.-%).

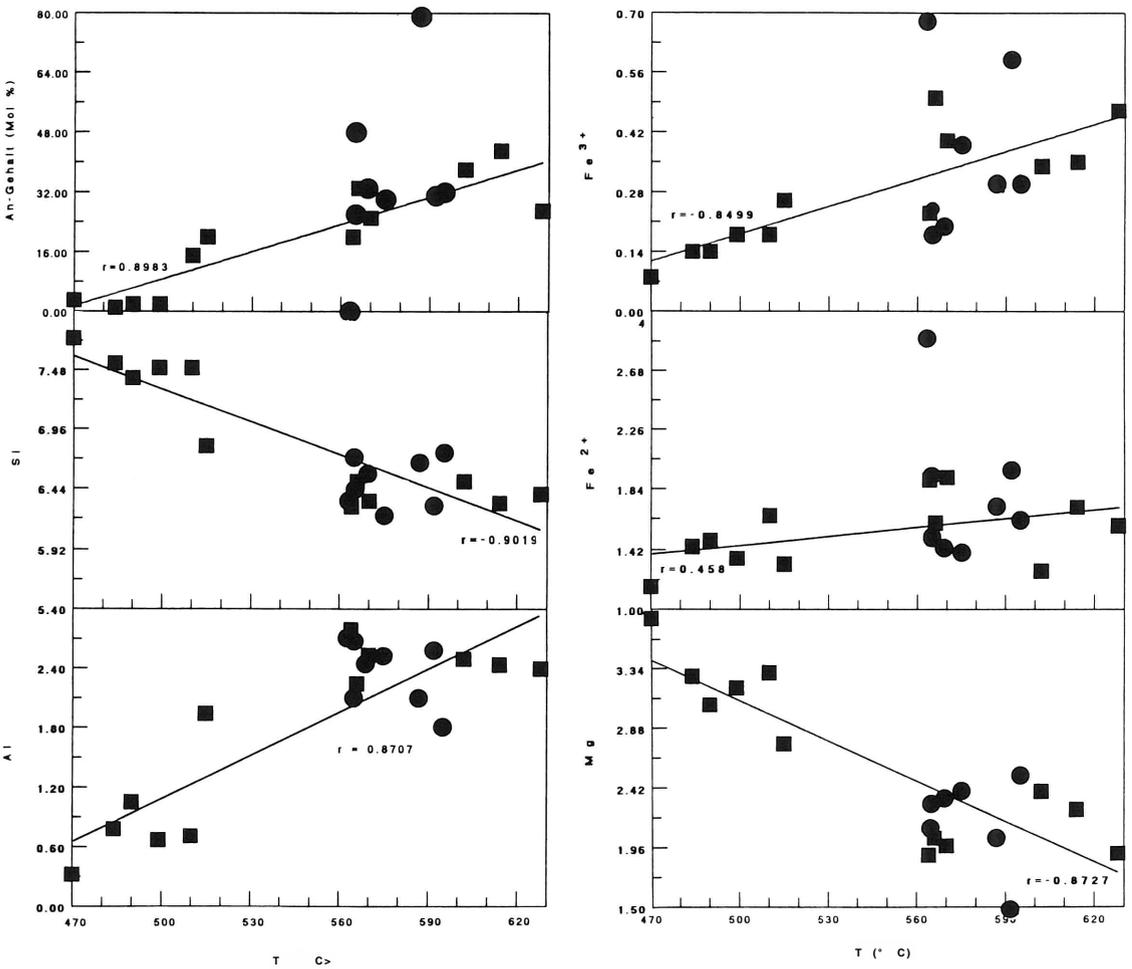
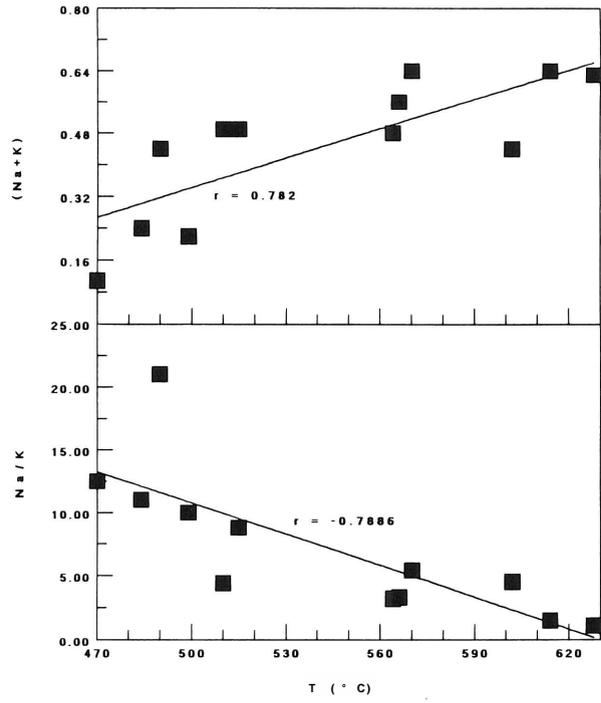
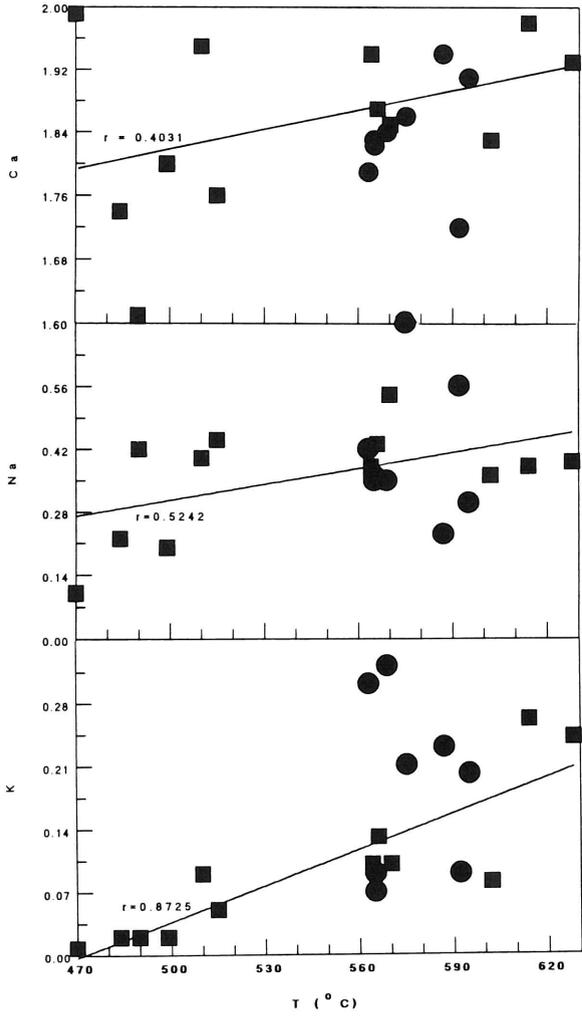


Abb. 8: Chemismus der alpinen Plagioklasse und Amphibole in Abhängigkeit von der Temperatur. Symbole entsprechend Abb. 5. Der Korrelationskoeffizient und die Regressionsgerade sind nur für die Amphibole angegeben.



Geochemie und Metamorphose der Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone

- 1) Die Oligoklasgrenze mit 500° C bei 5 kbar (Marayuma et al. 1983).
- 2) Die Reaktion: Chloritoid + Quarz ~*Staurolith + Granat bei 565° C und 5 kbar (Hoschek 1969).
- 3) Die Staurolithbildung nach: Muskovit + Chlorit-* Staurolith + Biotit. Auch hierfür gibt Hoschek 565° C bei 5 kbar an
- 4) Die Reaktion Serpentin -*Talk + Forsterit bei 580° C und 5 kbar (Evans & Trommsdorff 1970).
- 5) Der Biotit-Granat-Thermometer nach Hoinkes (1986).
- 6) Der Hornblende-Granat-Thermometer nach Graham & Powell (1986).

Mit der Temperatur steigt im Untersuchungsgebiet der An-Gehalt in den Amphiboliten diskontinuierlich von Südosten nach Nordwesten (Abb. 8). So kann auch im Gebiet nachweisbarer amphibolitfazieller Paragenesen noch Albit vorkommen (Probe Al 122), was in dieser Probe vermutlich vom Gesteinschemismus kontrolliert wird. Dagegen ist die Korrelation des An-Gehaltes mit der Temperatur in den Gneisen gering. Der Druck ist weitaus schwerer zu fassen. Drücke zwischen 4 und 6 kbar sind wahrscheinlich, wenn der Übergang Andalusit-Disthen im Südosten des Untersuchungsgebietes berücksichtigt wird.

Silizium-Aluminium:

Mit zunehmender Metamorphose bzw. Temperatur nimmt der Si-Gehalt der Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone diskontinuierlich aber signifikant ab. Nahezu synchron steigt der Al-Gehalt, was durch die tschermakitische Substitution verursacht wird. Die nicht dargestellten Amphibole der Ivrea-Zone zeigen dies weniger deutlich, da hier koexistierender Granat und die An-reichen, damit auch Al-reichen Plagioklase einen größeren Teil des Aluminiums abfangen (Klemmet al. 1974, Jan & Howie 1982) und die Hornblende im Vergleich zu den niedriger temperierten Gesteinen der Sesia-Lanzo-Zone nur eingeschränkt der tschermakitischen, dafür einer stärkeren edenitischen Substitution unterliegen. Parallel zum Sprung der Plagioklas-Zusammensetzung von Albit zu Oligoklas springt der Al-Gehalt der Amphibole unter Abnahme des Epidotgehaltes. Dies belegt die kontrovers diskutierte Hornblende-Tremolit-Mischungslücke (z. B. Miyashiro 1973). Der Sprung findet bei Al^{IV} und Al^{VI} statt. Dieses sprunghafte Verhalten zeigt die Unzulänglichkeit des Plagioklas-Hornblende-Thermobarometers von Plyusnina (1982), das auf der Basis des Al-Gehaltes der Hornblende den Druck bestimmt (Abb.9). Die Al^{IV} -Gehalte der Hornblendens in den Gneisen zeigt sich stark abhängig vom Biotifgehalt der Gesteine. Dies wird durch den $A\ddot{U}h - Al^{I'}_{Biot}$ -Austausch hervorgerufen, wie dies auch von Gorbatshev (1970) beschrieben wird. Die oben beschriebene Zunahme von Al mit dem Metamorphosegrad ist ein bekanntes Phänomen (Verhoogen 1962, Deer et al. 1963, Dekker 1978, Hietanen 1974, Kuniyoshi & Liou 1976, Miyashiro 1973, Spear 1976, Plyusnina 1982 u. a.). Während Al^{IV} als stärker temperaturabhängig beschrieben wird (Hietanen 1974, Miyashiro 1973, Spear 1981, Verhoogen 1962) wird Al^{VI} als druckabhängige Größe beschrieben (Leake 1965 b, Miyashiro 1973, Kostyuk & Sobolev 1969, Mottana & Edgar 1969, Vittel & Fabries 1982, Spear 1981).

Magnesium-Eisen:

In den Amphiboliten sinkt der Mg-Gehalt der Amphibole deutlich aber diskontinuierlich mit der Temperatur. Zusammen mit den sinkenden Si-Gehalten und dem damit verbundenen Si-Al-Austausch führt dies innerhalb der tschermakitischen Substitution zum notwendigen Ladungsausgleich. In den höher temperierten Hornblendens der Ivrea-Zone ist die tschermakitische Substitution geringer und dadurch die Mg-Gehalte auch höher. Letzteres führt zwangsläufig zu einem erniedrigten Fe^{2+} -Gehalt (Mg-Fe-Substitution) in diesen Proben.

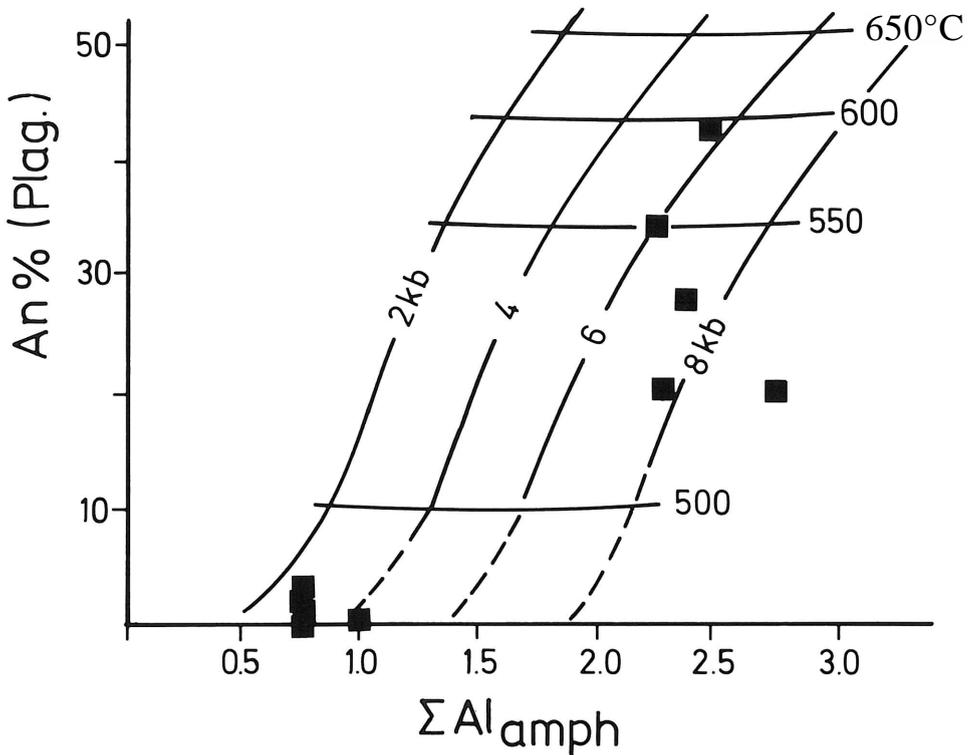


Abb. 9: Geothermobarometer nach Plyusnina (1982). Symbole entsprechend Abb. 5.

Während der Fe^{2+} -Gehalt der Amphibole in den Amphiboliten mit sinkendem Mg-Gehalt steigt und die Fe^{2+} -Mg-Diadochie bestätigt (Abb. 8), ist dies in den Gneisen nicht der Fall. Hier kommt es zu einem Fe-Mg-Austausch mit Biotit, der die Vergleichbarkeit mit den biotitfreien Amphiboliten verhindert. Das Ausmaß der Fe^{2+} -Mg-Substitution in den biotitfreien Gesteinen der Sesia-Lanzo-Zone, d. h. das Verhältnis der pargasitischen und hastingitischen Anteile (nach der Nomenklatur von Ernst 1968) reicht von 1 : 1,9 bis 1 : 3,1 in den grünschieferfaziellen und von 1 : 0,9 bis 1 : 1,8 in den amphibolitfaziellen Proben biotitfreier Gesteine. Die Gneise haben dagegen weitaus niedrigere Verhältnisse, die den o. a. Einfluß des Biotites widerspiegeln. Der Austausch oktaedrisch koordinierten Aluminiums durch Fe^{3+} liegt unter 1 : 0,15. Die höchsten Werte von 1 : 1 erreicht eine Hornblende in einem Gneis mit sehr hohem Fe/Mg-Verhältnis. Das Diagramm Fe^{3+} gegen die Temperatur zeigt die zunehmende Fe^{3+} -Al-Substitution der biotitfreien Proben. Der steigende Fe^{3+} -Anteil sollte unter der Beteiligung steigender Sauerstoffugazität zustande gekommen sein, wie dies die experimentellen Arbeiten von Spear (1981) zeigen. In den Gneisen sowie den Proben der Ivrea-Gesteine zeigen die Amphibole niedrigere Fe^{3+} -Gehalte. Das geochemische Verhalten von Fe und Mg in Amphibolen wird sehr einheitlich beschrieben. Bard (1970), Helz (1973), Hietanen (1974), Spear (1981) und Jan & Howie (1982) zeigen die Bedeutung des Ausgangsgesteines und der Sauerstoffugazität. Ramberg (1952) und Saxena (1966) stellen heraus, daß das $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ -Verhältnis der Amphibole stärker vom Al^{IV} -Gehalt bestimmt wird. Letzteres bestätigt sich auch in den Gesteinen der Sesia-Lanzo-Zone.

Alkalien:

Die Interpretation natürlicher und experimenteller Daten zeigt den Einbau der Alkalien ins Amphibolgitter deutlich als Funktion der Metamorphose (Shido 1958; Binns 1965 a, b; Zakrutin & Grigorenko 1967; Kostyuk & Sobolev 1969; Bard 1970; Helz 1973; Hietanen 1974; Wetzel 1974; Dekker 1974; Spear 1976, 1981; Brown 1976; Jan & Howie 1982). Die Gesamtgehalte an Natrium bzw. Kalium steigen in den bearbeiteten Proben mit der Metamorphose signifikanter als die Einzelgehalte an Na und K (Abb. 8) und spiegeln den Grad der edenitischen Substitution wider. Das Na/K-Verhältnis der alpinen Amphibole der biotitfreien Gesteine sinkt mit zunehmendem Metamorphosegrad (Abb. 8), dies zeigt die zunehmende Substitution von Na durch K an. Die hochgradigen Proben aus der Ivrea-Zone zeigen ebenfalls höhere Alkaliegehalte. In den plagioklas- und biotitbetonten Gneisen gibt es diese strenge Korrelation nicht, zu stark ist hier der Einfluß der koexistierenden Phasen auf die Zusammensetzung der Hornblenden. Auf der Besetzung der A-Position (Edenit-Komponente) der Hornblende und deren Abhängigkeit von der Plagioklas-Zusammensetzung, nach der Reaktion Albit – Edenit + 4 Quarz entwickelte Colombi (1988) ein Thermometer. Die Anwendung dieser Methode auf die Amphibole der Sesia-Lanzo-Zone ergibt für alle Proben um etwa 30 bis 60° C höhere Temperaturen. Die höchst temperierten zeigen dabei Werte zwischen 690 und 720° C an, eine Anatexis der umliegenden Gneise kann aber nicht beobachtet werden. So muß der Fehler in der exakten Bestimmung des Fe³⁺-Gehaltes gesucht werden, der den Na_A-Gehalt stark beeinflusst.

Calcium:

Der Ca-Gehalt der Amphibole reagiert wenig sensitiv auf Änderungen der Metamorphose. Während sich in den Amphiboliten noch eine sehr geringe Zunahme mit steigender Metamorphose abzeichnet, zeigen die Ca-Werte in den Gneisen keine Korrelation (Abb. 8).

Titan:

Seit der Arbeit von Engel & Engel (1962) und Leake (1965a) gilt steigender Ti-Gehalt in Amphibolen als zuverlässiger Indikator progressiver Metamorphose (Binns 1965 b, Zakrutin & Grigorenko 1967, Kostyuk & Sobolev 1969, Helz 1973, de Albuquerque 1974, Raase 1974, Smulikowski 1974, Wenk et al. 1974, Ekran 1977, Dekker 1978, Jan & Howie 1982, Colombi 1988). Die ausreichende Ti-Sättigung der meisten Proben äußert sich in der Paragenese von freiem Titanit, Ilmenit oder Rutil. Die biotitfreien Proben zeigen erwartungsgemäß eine strenge positive Korrelation des Ti-Gehaltes mit dem Metamorphosegrad ($r = 0,752$). Ein von Colombi (1988) entwickeltes Thermometer basiert auf dem Ti-Gehalt der Amphibole. Die damit, unter Berücksichtigung der angegebenen Fehlergrenze von 50° C, ermittelten Temperaturen decken sich mit den in dieser Arbeit anders berechneten Werten. Die biotitführenden Proben zeigen einen vergleichbaren Trend, doch sind hier die Werte gegenüber gleich temperierten biotitfreien Proben deutlich abgesenkt. Auch die höher temperierten Amphibole der Ivrea-Zone zeigen, mit einer Ausnahme aus einer Ti-untersättigten Probe, hohe Werte, die sich dieser Korrelation angleichen. Nach Spears Experimenten (1981) beeinflusst neben der Temperatur in erster Linie die Sauerstoffgazität den Grad des Ti-Einbaus.

Mangan:

Die Mn-Gehalte (nicht dargestellt) steigen in den biotitfreien Proben diskontinuierlich mit der prograden Metamorphose. In den anderen Gesteinen findet ein Austausch mit Biotit und Granat statt, die Mn-Gehalte der Amphibole sinken.

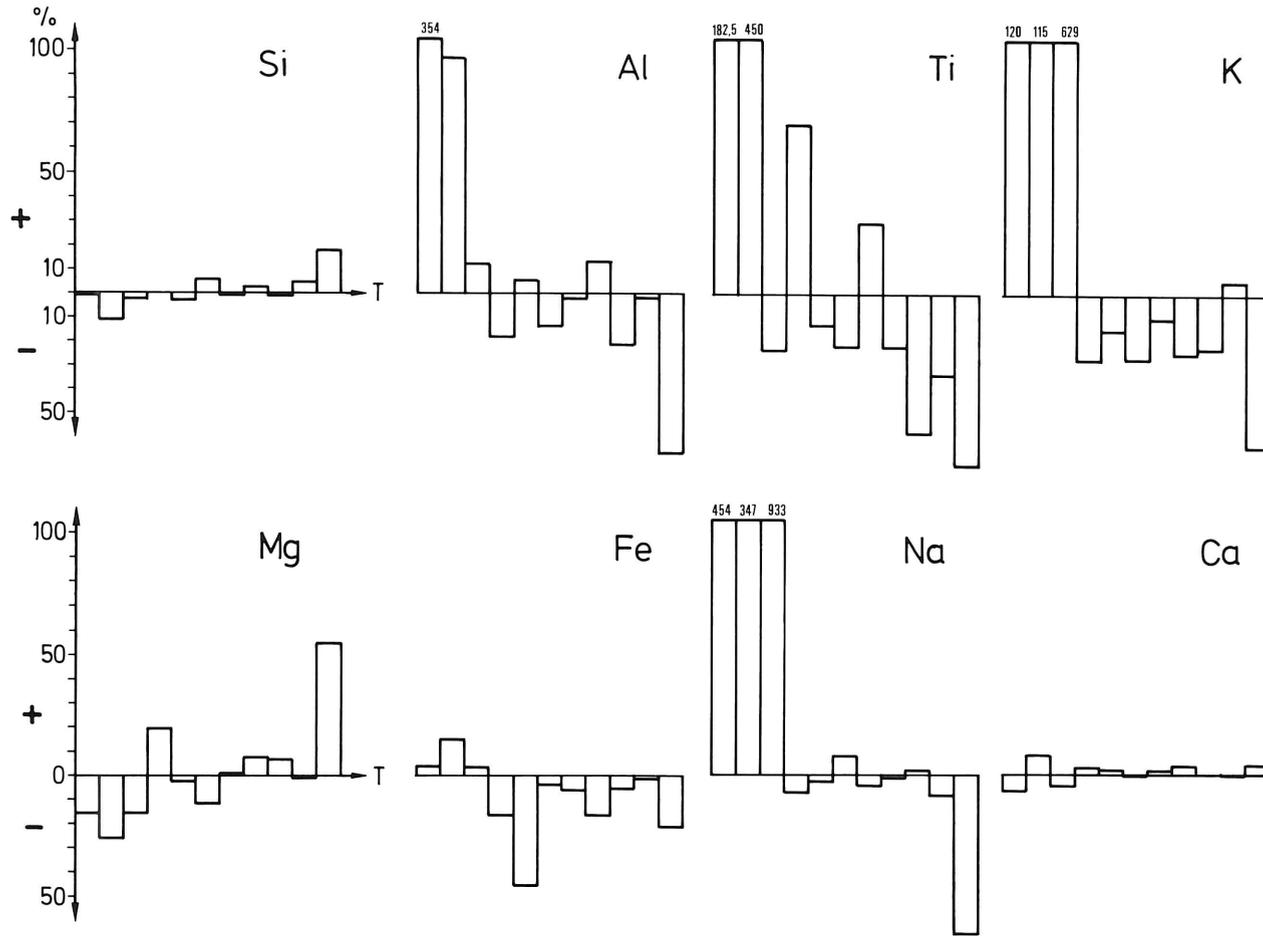


Abb. 10: An- (+) und Abreicherung (-) der grünen nicht equilibrierten Amphibole, gegenüber den equilibrierten Körnern.

Tab. 3: Chemische Analysen der alpinen Amphibole, die um einen präalpinen braunen Kern gewachsen sind.

	Al 66	Al 67	Al 115	Al 124	Al 125	Al 139	Al 158	Al 169	Al 170	Al 317	Al 966	Al 1527
SiO ₂	45,91	46,12	44,88	45,83	43,16	46,39	52,66	43,24	44,63	48,27	44,24	41,32
TiO ₂	0,51	1,00	0,20	0,18	0,41	0,39	0,15	0,78	0,44	0,77	0,56	0,86
Al ₂ O ₃	2,16	12,23	12,76	11,26	13,30	9,29	5,10	13,34	11,64	8,68	14,46	14,09
FeO _{tot}	14,35	14,04	16,30	14,81	15,92	14,46	10,66	14,84	17,50	11,77	14,06	14,78
MnO	0,03	0,19	0,33	0,31	0,24	0,31	0,02	0,26	0,40	0,12	0,24	0,28
MgO	10,85	2,36	9,33	12,10	10,06	12,13	16,27	10,01	9,90	14,95	10,99	10,87
CaO	10,76	11,24	11,68	11,70	12,56	12,27	11,90	12,03	11,79	12,03	11,69	11,76
Na ₂ O	1,75	2,17	1,18	1,22	1,18	1,04	0,39	1,18	1,46	1,33	1,29	2,30
K ₂ O	1,75	0,284	0,41	0,27	0,38	0,15	0,14	1,43	0,90	0,11	0,40	1,01
s	98,04	97,87	97,07	97,05	97,11	97,08	97,29	97,11	98,46	98,03	97,93	97,27
Si	6,72	6,74	6,62	6,78	6,44	6,88	7,45	6,46	6,61	6,94	6,47	6,20
Ti	0,06	0,11	0,04	0,02	0,05	0,16	0,02	0,08	0,05	0,08	0,06	0,09
Al	2,21	2,10	2,28	2,00	2,27	0,04	0,87	2,35	2,04	1,48	2,49	2,49
Fe	1,85	1,71	2,06	1,83	2,02	1,80	1,28	1,86	2,17	1,41	1,72	1,85
Mn	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,01	0,03	0,04
Mg	2,46	2,36	2,08	2,47	2,35	2,68	3,51	2,23	2,19	3,20	2,39	2,43
Ca	10,76	1,75	1,88	1,88	2,00	1,95	1,83	1,93	1,88	1,85	1,83	1,89
Na	1,75	0,62	0,34	0,35	0,36	0,30	0,11	0,34	0,42	0,37	0,36	0,67
K	0,37	0,05	0,08	0,05	0,08	0,15	0,02	0,27	0,17	0,02	0,08	0,19
S	15,85	15,46	15,42	15,42	15,60	15,59	15,11	15,55	15,58	15,37	15,43	15,85

5.3. Alpine Hornblenden im Ungleichgewicht

Stellenweise treten zonierte alpine Amphibole auf: optisch vergleichbar mit den oben beschriebenen grünen Hornblenden zeigen diese braune, präalpine Kerne. Die chemische Analyse zeigt, daß ihre Gleichgewichtseinstellung zu den alpinen P-T-Bedingungen unvollständig ist (Tab. 3, Abb. 10). Gefüge und Petrographie-Studien (Altenberger 1986, Altenberger et al. 1987) belegen aber das gleiche Alter der zonierten und unzonierten Körner. Beide Varietäten können in einer Probe nebeneinander auftreten. Alle Säume stellen Hornblenden dar, lediglich in einer höhergradigen Probe treten Aktinolithe auf. Sie zeigen keine vergleichbare Entwicklung mit den prograden Metamorphosebedingungen. Für die meisten Elemente bestehen entgegengesetzte Korrelationen. Das abweichende Verhalten wird von der direkten Umgebung gesteuert: Die braunen, höhertemperiert gebildeten Kerne behindern bzw. verzögern einen ausreichenden Stoffaustausch mit der Umgebung (Abb. 10).

5.4. Relikte präalpiner Amphibole

Die braunen, präalpin gebildeten Hornblende-Kerne (Tab. 5) der zonierten Amphibole haben in zwei Hornblendegneisen selbst noch einen Kern aus farblosem Amphibol. Die Häufigkeit ihres Auftretens innerhalb einer Probe schließt Schnitteffekte aus. Sie stellen die ältesten nachweisbaren Amphibole (1. Generation) der Sesia-Zone dar. Ihre Zusammensetzung ist aktinolithisch (Tab. 4). Neben den geringen Aluminium-Gehalten zeigen sie fehlende Ti- und sehr geringe K-Gehalte. Sie stellen Relikte einer grünschieferfaziellen, prograden aber

Tab. 4: Chemische Analysen der präalpinen Aktinolithe (1. Generation).

	Al 115	Al 124
SiO ₂	53,62	55,28
TiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	2,47	2,25
FeO _{tot}	15,16	11,18
MnO	0,36	0,31
MgO	13,32	15,89
CaO	12,24	11,87
Na ₂ O	0,38	0,39
K ₂ O	-	-
E	97,55	97,07
Si	7,76	7,82
Ti	-	-
Al	0,43	0,37
Fe	1,87	1,37
Mn	0,05	0,04
Mg	2,92	3,46
Ca	1,93	1,87
Na	0,11	0,11
K	-	-
S	15,07	15,04

Tab. 5: Chemische Analysen der präalpinen braunen Amphibole (2. Generation).

	Al 66	Al 67	Al 115	Al 1124	Al 1125	Al 139	Al 158	Al 169	Al 170	Al 317	Al 966	Al 1527
SiO ₂	46,05	48,60	45,68	45,96	45,84	44,23	47,21	41,44	40,79	44,93	44,06	43,71
TiO ₂	0,83	0,94	1,87	1,42	1,39	1,43	2,26	1,85	0,95	1,07	1,20	0,52
Al ₂ O ₃	12,16	9,51	9,76	10,77	9,51	1,86	8,50	13,61	14,27	11,87	13,84	15,51
FeO _{tot}	13,97	15,36	16,93	13,89	15,09	16,02	11,26	15,24	17,70	12,81	1,69	11,88
MnO	0,29	0,06	0,34	0,15	0,19	0,36	0,19	0,27	0,36	0,15	0,17	1,82
MgO	11,74	9,84	10,76	11,16	11,15	2,38	14,93	9,65	8,06	12,67	2,58	2,29
CaO	11,15	11,79	10,65	11,69	12,37	11,93	11,96	12,10	11,75	11,42	10,01	1,82
Na ₂ O	1,66	1,42	1,09	0,96	0,78	1,14	0,60	1,41	1,58	1,87	1,14	1,20
K ₂ O	0,31	0,24	0,75	1,00	0,74	1,20	0,50	1,48	1,57	0,28	0,28	0,38
S	98,16	97,76	97,83	97,01	97,07	97,59	97,41	97,05	97,03	97,07	97,49	97,05
Si	6,70	7,12	6,79	6,73	6,76	6,62	6,91	6,26	6,23	6,59	6,74	6,42
Ti	0,10	0,11	0,20	0,16	0,17	1,43	0,25	0,21	0,11	0,12	0,13	0,06
Al	2,14	1,67	1,71	1,87	1,69	1,86	1,46	2,40	2,56	2,05	2,39	2,67
Fe	1,57	1,91	2,01	1,76	1,93	2,01	1,37	1,93	2,26	1,57	1,69	1,50
Mn	0,03	0,06	0,04	0,15	0,02	0,36	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	1,82
Mg	2,64	2,20	2,40	2,51	2,50	2,38	3,03	2,17	1,84	2,77	2,58	2,29
Ca	1,70	1,84	1,71	1,89	1,98	1,91	1,87	1,96	1,92	1,80	1,59	1,82
Na	0,48	1,42	0,30	0,28	0,23	1,14	0,19	0,41	0,47	0,53	1,14	0,36
K	0,30	0,24	0,16	0,19	0,14	0,23	0,10	1,48	0,31	0,05	0,28	0,07
S	15,42	15,30	15,22	15,41	15,43	15,55	15,20	15,65	15,75	15,50	16,55	17,01

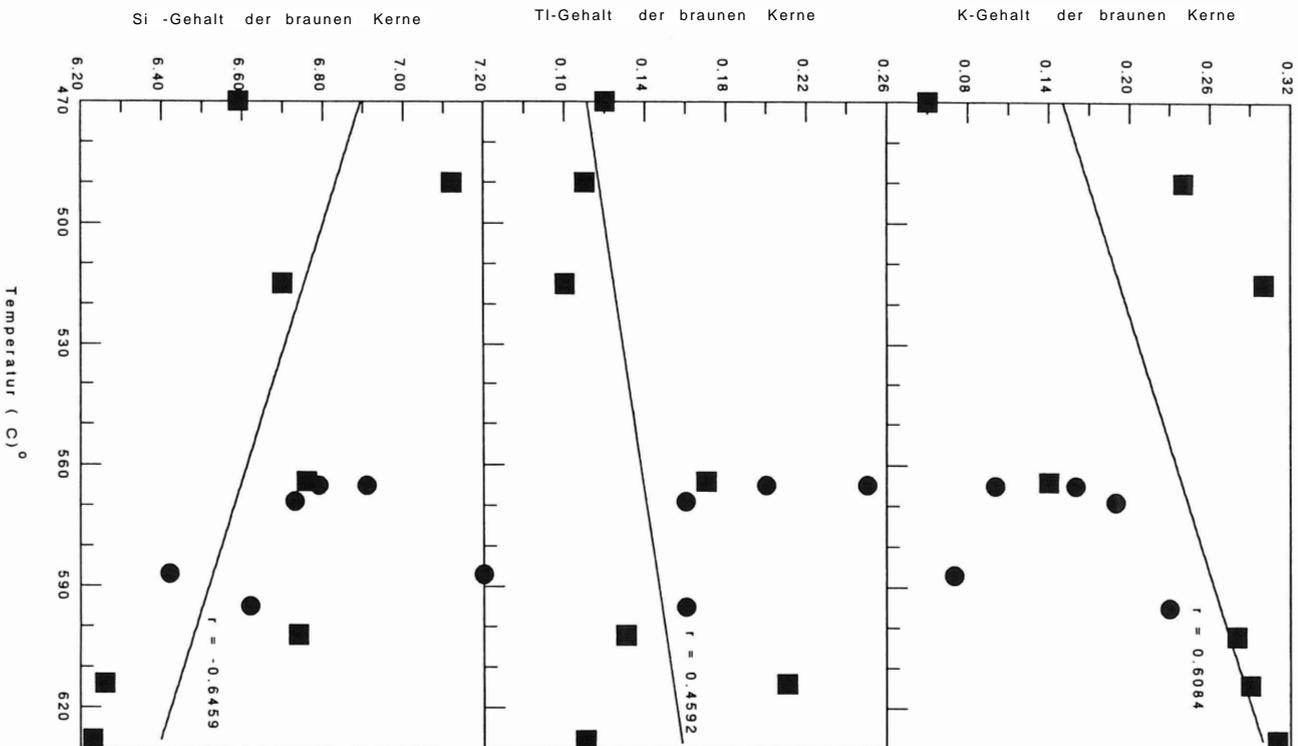


Abb. 11: Si-, Ti- und K-Gehalte der präalpinen braunen Amphibole, aufgetragen gegen die alpinen Temperaturen der Proben.

präalpinen Entwicklung dar. Im Gegensatz dazu sind die braunen Amphibolkerne höchsttemperierte Bildungen. Sie treten im Widerspruch zu Reinhard (1966) im gesamten Untersuchungsgebiet auf und sind nicht auf Amphibolite beschränkt. Sie sind reich an Al, K und Ti was die höhertemperierten Bildungsbedingungen anzeigt (Abb. 11, Tab. 5). Zudem liegen sie mit ihrer Zusammensetzung sehr nah an den Hornblenden der Ivrea-Zone, mit denen sie vermutlich zeitgleich entstanden sind. Unter Anwendung aller entwickelten, häufig aber unzureichenden Hornblende-Barometer (Fleet & Barnett 1978, Raase 1974 und Plyusnina 1982), die in der Regel auf der Interpretation der Al-Gehalte basieren, zeigen sie Bildungsdrücke unter 5 kbar an. Wird ihre chemische Zusammensetzung gegen die Temperaturen der jüngeren, alpinen Amphibole derselben Proben aufgetragen, so zeigen sich bei den Metamorphose-relevanten Elementen vergleichbare Korrelationen. Dies bedeutet, daß eine tektonische Inversion der Serien nicht stattgefunden hat.

5.5. Retrograde alpine Amphibole

Farblose bis schwach grüne Amphibole (4. Generation) treten in der mittleren Sesia-Lanzo-Zone auf, dort wo die dominanten alpinen Amphibole bereits Oligoklas-Zusammensetzung erreicht haben. Sie sind alpin retrograd gebildet und häufig in Paragenese mit Chlorit. Von Südosten nach Nordwesten zeigen sie ebenfalls steigende Temperaturen an. Dies wird an der zunehmenden tschermakitischen Substitution, steigenden Ti- und K-Gehalten und den Fe/Mg-Verhältnissen deutlich. Diese Amphibolgeneration gibt grünschieferfazielle Verhältnisse an. Lediglich eine Probe erreicht knapp Hornblende-Zusammensetzung. (Tab. 6).

Tab. 6: Chemische Analysen der alpinen retrograden Amphibole (4. Generation).

	Al 66	Al 124	Al 139	Al 158	Al 170
SiO ₂	55,02	49,74	49,84	51,58	50,23
TiO ₂	-	0,17	0,30	0,21	0,16
Al ₂ O ₃	0,28	9,18	1,21	5,63	5,40
FeO _{tot}	11,19	12,30	1,69	11,16	15,02
MnO	0,20	0,20	0,31	0,43	0,36
MgO	17,57	12,49	13,10	13,46	13,54
CaO	12,36	11,95	12,10	12,14	12,21
Na ₂ O	0,36	0,80	0,80	0,45	0,73
K ₂ O	0,01	0,59	0,59	0,11	0,30
S	97,09	97,01	97,70	97,93	97,96
Si	7,11	7,08	7,21	7,37	7,34
Ti	-	0,02	0,04	0,02	0,20
Al	0,47	1,60	1,21	0,95	0,93
Fe	1,24	1,55	1,69	1,33	1,84
Mn	0,20	0,03	0,31	0,05	0,04
Mg	3,66	2,80	2,88	3,46	2,95
Ca	1,86	1,91	1,91	12,14	1,91
Na	0,10	0,22	0,80	0,12	0,21
K	0,01	0,04	0,11	0,02	0,55
E	15,08	15,25	15,32	15,18	15,97

6. Zusammenfassung und Diskussion

Auf der Basis optischer, struktureller und chemischer Daten können in der Sesia-Lanzo-Zone fünf verschiedene Amphibolgenerationen unterschieden werden, die vier verschiedenen metamorphen Ereignissen zugeordnet werden müssen. Die am besten erhaltene und daher auch am intensivsten studierte Gruppe stellt die erste alpine Generation dar. Ihre Zusammensetzung wird von der Metamorphose, dem Gesteinschemismus und den koexistierenden Mineralen bestimmt. Unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies startet die Entwicklung mit der Paragenese Albit-Aktinolith, \pm Chlorit, \pm Epidot. Zunehmende Metamorphose zeigt sich in einem „Doppel-Sprung“ an: Aus Albit wird Oligoklas, aus Aktinolith Hornblende. Der Sprung des Aluminiumgehalts, statt eines kontinuierlichen Überganges, deutet auf die Existenz einer Mischungslücke. Die untersuchten Gesteine sind gesättigt an SiO_2 und CaO , während der Gehalt an TiO_2 , MgO , Na_2O , Al_2O_3 , K_2O und FeO in den Hornblenden stärker von den koexistierenden Phasen bzw. der Gesteinszusammensetzung kontrolliert wird. Im beprobten Ausschnitt der Sesia-Zone sinkt mit zunehmender Metamorphose der Si- und Mg-Gehalt der Amphibole bei gleichzeitigem Anstieg des Al-Gehaltes. Dies belegt die sehr aktive tschermakitische Substitution. Vollständige Mg-Fe-Diadochie wird in der Paragenese mit weiteren Mg-Fe-Phasen bzw. in MgO-armen Gesteinen verhindert. Die tschermakitische Substitution wird in den höhertemperierten Vergleichsproben der Ivrea-Zone unterdrückt; der koexistierende Granat als dominanter Al-Akzeptor begünstigt eine verstärkte edenitische Substitution. Dies führt zu einer untypischen Mg-Anreicherung der hochtemperierten Proben. Der signifikante Anstieg von Kalium mit steigender Metamorphose bleibt in seiner Deutlichkeit auf biotitfreie Gesteine beschränkt. Mit steigenden P-T-Bedingungen wird dabei Natrium gegen Kalium ausgetauscht. Ein entgegengesetzter Austausch kann in den höchsttemperierten Ivrea-Amphibolen beobachtet werden, da hier das Gestein an Kalium untersättigt ist. Gleichfalls metamorphoseabhängig stellt sich der Ti-Gehalt dar, der aber in Anwesenheit von Biotit deutlich weniger ausgeprägt ist. Unter prograden Bedingungen steigt Mangan in Amphiboliten und sinkt in Gneisen, letzteres ist durch den verstärkten Mn-Einbau in Biotit zu erklären. Calcium verhält sich annähernd metamorphoseunabhängig. Weitere prograde Amphibolreihen in präalpinen und alpiner Zeit können nachgewiesen werden, die Richtung der Zunahme der P-T-Bedingungen bleibt dabei konstant.

7. Geologische Konsequenzen

Die Analyse des Amphibolbestandes der Sesia-Lanzo-Zone östlich des Val d'Ossola zeigt vier verschiedene metamorphe Entwicklungen an. Präalpin gebildete Amphibole sind in dem gesamten Gebiet nachweisbar. Die Sesia-Lanzo-Zone östlich des Val d'Ossola gehört vollständig der „Seconda Zona diorito kinzigitico“ an. Diese besteht aus Gesteinen, die sich aus der Ivrea-Zone ableiten. Die chemischen Trends dieser präalpinen Amphibole widerlegen eine mögliche Krusteninversion. Den präalpinen Bildungen folgen grünschiefer- bis amphibolitfaziale Paragenesen. Hinweise auf das eoalpine Hochdruckereignis, welches in anderen Regionen nachweisbar ist, fehlen hier. Die deutliche Erhaltung der präalpinen Relikte lassen eine vollständige, retrograde Überprägung des Hochdruckereignisses unwahrscheinlich erscheinen. Vielmehr kann vermutet werden, daß es zumindest in den amphibolführenden Gesteinen nie zu einer Hochdruck-Gleichgewichtseinstellung bzw. nachfolgender Reequilibration gekommen ist. Ursachen hierfür müssen in thermodynamisch ungünstigen Auf- und Abstiegsgeschwindigkeiten dieses Plattenabschnittes zu suchen sein.

Schriften

- Altenberger, U. (1980): Deformation, Metamorphose und Geochemie der Alpenen Wurzelzone zwischen Chiesa und Premosello, am Ostrand des Valle d'Ossola. Diplomarbeit, 106 S., 28 Abb., 2 Karten, Mainz. - [unveröff.]
- (1986): Deformation von Hornblenden in natürlichen Systemen. - Fortschr. Mineral., **64**, Beih., S. 5, Stuttgart.
- Altenberger, U. & Hamm, N. & Kruhl, J.H. (1987): Movements and metamorphism North of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N'Italy. - Jahrb. geol. B. A. Wien, **130**, S. 365-374, 8 Abb., Wien.
- Argand, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongement structureaux. - Mat. carte geol. Suisse, **31**, S. 1-26, 4 Abb., Bern.
- Bard, J.-P. (1970): Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracene metamorphic Belt (SW Spain). - Contrib. Mineral. Petrol., **28**, S. 117-134, 8 Abb., Berlin.
- Bilgrami, S. A. (1964): Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh Mining district, Zhob valley, West Pakistan. - Geol. Survey of Pakistan, Records, **10**, part 2-C, S. 1-29, 8 Abb., Rawalpindi.
- Binns, R. (1965a): The mineralogy of the metamorphosed Basic rocks from the Willyama Complex Broken Hill district, New South Wales. - Mineral. Mag., **35**, S. 306-326, 6 Abb., London.
- (1965b): Hornblendes from some basic hornfels in the New England Region, New South Wales. - Mineral. Mag., **34**, S. 52-56, 2 Abb. 2 Taf., London.
- Brown, E. H. (1976): The Crossite Content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. - J. Petrol., **18**, S. 53-72, 11 Abb., Oxford.
- Compagnoni, R. & Dal Piaz, G. V. & Hunziker, J. C. & Gosso, G. & Lombardo, B. & Williams, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo-Zone, a slice of Continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. - Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol., **33**, S. 281-334, 14 Abb., Pavia.
- Colombi, A. (1988): Metamorphism et geochemie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. These de doctorat, 220 S., 112 Abb., Lausanne.
- Dal Piaz, G. V. & Hunziker, J. C. & Martinotti, G. (1972): Lazona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. - Mem. Soc. geol. It., **11**, S. 433-460, 14 Abb., Mailand.
- De Albuquerque, C. A. R. (1974): Geochemistry of actinolitic hornblendes from tonalitic rocks, northern Portugal. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **38**, S. 789-903, 6 Abb., Oxford.
- Deer, W. A. (1938): The composition and paragenesis of the hornblendes of the Gien Tiit Complex, Perthshire. - Mineral. Mag., **25**, S. 56-74, London.
- Deer, W. A. & Howie, R. A. & Zussmann, J. (1966): Rock forming minerals. 534 S., (Longman group) London.
- Dekker, A. G. C. (1978): Amphiboles and their host rocks in high grade metamorphic Precambrian of Rogaland/Vest Agder, SW-Norway (Diss. Univ. Utrecht). - Geologae Ultraiectina., **17**, 194 S., 44 Abb., Utrecht.
- Ekran, Y. (1977): The relationship between regional metamorphism and composition of amphibole minerals in Southwest part of middle Anatolian (Kirsehir region). - Yerbilimleri, **3**, S. 41-46, Ankara.
- Engel, A. E. J. & Engel, C. G. (1962): Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwestern Adirondack Mountains, New York. - Geol. Soc. America Bull., **73**, S. 1499-1514, 3 Abb., New York.

- Ernst, W. G. (1968): Amphiboles. 268 S., (Springer) Berlin.
- Evans, B. E. & Trommsdorff, V. (1970): Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the System CaO-MgO-SiO₂-H₂O. - Schweiz, mineral, petrograph. Mitt., **70**, S. 481-492, 6 Abb., Zürich.
- Fleet, M. E. & Barnett, R. L. (1978): Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the frood mine, Sudbury, Ontario. - Canad. Mineral., **16**, S. 527-532, 4 Abb., Toronto.
- Gerlach, H. (1869): Die Penninischen Alpen. - N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. Naturwiss., **23**, S. 1-132, Basel.
- Gill, J. B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. 394 S., (Springer) Berlin.
- Gorbatshev, R. (1970): Distribution of tetrahedral Al and Si in coexisting biotite and Ca-amphibole. - Contrib. Mineral. Petrol., **28**, S. 251-258, 1 Abb., Berlin.
- Graham, C. M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. - Journ. metam. Geol., **2**, S. 13-31, 5 Abb., Oxford.
- Helz, R. T. (1973): Phase relations of basalt in their melting range at pH₂O/5kb as a function of oxygen fugacity., - Journ. Petrol., **14**, S. 249-302, 16 Abb., Oxford.
- Henoc, J. & Tong, M. (1977): MBXCOR, a new package for the automatic CAMEBAX microprobe. Conference on X-ray optics and microanalysis, 1 S., Boston.
- Hietanen, A. (1974): Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. - Amer. Mineral., **59**, S. 22-40, 9 Abb., Washington.
- Hoinkes, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. - Contrib. Mineral. Petrol., **92**, S. 393-399, 3 Abb., Berlin.
- Hoschek, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Contrib. Mineral. Petrol., **22**, S. 208-232, 9 Abb., Berlin.
- Hunziker, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. - Eclogae geol. Helv., **63**, S. 151-161, 9 Abb., Basel.
- (1971): Rb-Sr- and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. - Abstracts ELOG 1, Ann. Soc. geol. Belgique, **94**, S. 116-117, Bruxelles.
- (1974): Rb-Sr and K-Ar Age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**, 55 S., Padova.
- Hurford, A. J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps and an age of movement on the Insubric Fault Line, South Central Switzerland. - Contrib. Mineral. Petrol., **92**, S. 413-429, 8 Abb., Berlin.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. (1971): A guide to the classification of the common igneous rocks. - Can. J. Earth Sei., **8**, S. 523-548, 12 Abb., Ottawa.
- Isler, A. & Zingg, A. (1974): Geologie der Sesia-Zone zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Nord-Italien). - Schweiz, mineral, petrograph. Mitt., **54**, S. 81-96, 6 Abb., Zürich.
- Jan, M. Q. & Howie, R. A. (1982): Hornblende amphiboles from basic to intermediate rocks of Swat-Kohistan, northwest Pakistan. - Amer. Miner., **67**, S. 1155-1178, 11 Abb., Washington.
- Jäger, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. - Eclogae geol. Helv., **66**, S. 11-21, 1 Abb., Basel.
- Klemm, D. D. & Sneath, R. & Weber-Dieffenbach, K. (1974): Beispiele zum Einfluß der Bildungsbedingungen auf natürliche Mischkristallgleichgewichte. - In: Solution Solides en Mineralogie, **II**, Colloque International 1974, S. 480-498, Paris.
- Kostyuk, E. A. & Sobolev, V. S. (1969): Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. - Lithos, **2**, S. 67-81, 5 Abb., Oslo.

- Kruhl, J. H. & Voll, G. (1976): Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa Root Zone into the Ivrea-Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. - Schweiz, mineral, petrograph. Mitt. **56**, S. 627-633, 1 Abb., Zürich.
- Kuniyoshi, S. & Liou, J. G. (1976): Contact metamorphism of the Karmatsu volcanics, Vancouver Island, British Columbia. - J. Petrol., **17**, S. 73-99, 9 Abb., Oxford.
- Kuno, H. (1965): Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. - J. Petrol., **6**, S. 302-321, 7 Abb., Berlin.
- Laird, J. & Albee, A. L. (1981): High pressure metamorphism in mafic shists from Northern Vermont. - Amer. J. Sci., **281**, S. 97-126, 20 Abb., New Haven.
- Laubscher, H. & Bernouilli, D. (1982): History and deformation of the Alps. - In: Hsü, K. J. (Ed.): Mountain building processes. S. 169-180, 7 Abb., (Academic press) London.
- Leake, B. E. (1965a): The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. - In: Pitcher, W. S. & Flinn, G. W. (Eds.): Controls of Metamorphism. S. 299-318, (Wiley) New York.
- (1965b): The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible aluminum in natural calciferous amphiboles. - Amer. Mineral., **50**, S. 843-851, 1 Abb., Washington.
- (1978): Nomenclature of amphiboles. - Mineral. Mag., **42**, S. 533-563, 5 Abb., London.
- Marayuma, S. & Suzuki, K. & Liou (1983): Greenschist amphibolite transifion equilibria at low pressures. - J. Petrol., **24**, S. 583-604, 1 Abb., Oxford.
- Miyashiro, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. 492 S., (George Allen & Unwin) London.
- Miyashiro, A. & Shido, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of titanium, Vanadium, chromium and nickel. - Amer. J. Sci., **275**, S. 265-277, 8 Abb., New Haven.
- Mottana, A. & Edgar, A. D. (1969): The significance of amphibole composition in the genesis of eclogites. - Lithos, **3**, S. 37-49, 4 Abb., Oslo.
- Novarese, V. (1929): La zona del Canavese e la formazioni adiacenti. - Mem. descr. Carta geol. It., **22**, S. 65-212, Rom.
- Papike, J. J. & Cameron, K. L. & Baldwin, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric irons from microprobe data. - Geol. Soc. America, Abstr., **6**, S. 1053-1054, Boulder.
- Oberhänsli, R. & Hunziker, J. C. & Martinotti, G. & Stern, W. B. (1985): Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eoalpine eclogitization of permian granitoids in the Sesia-Lanzo-Zone, Western Alps, Italy. - Chem. Geol., **52**, S. 165-184, 13 Abb., Amsterdam.
- Plyusnina, L. (1982): Geofhermometry and geobarometrie of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - Contrib. Mineral. Petrol., **80**, S. 140-146, 4 Abb., Berlin.
- Ramberg, H. (1952): Chemical bonds and the distribution of cations in silicates. - J. Geol., **60**, S. 331-355, 11 Abb., Chicago.
- Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., **45**, S. 231-236, 2 Abb., Berlin.
- Reinhard, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). - Schweiz, mineral, petrograph. Mitt., **46**, S. 553-678, 41 Abb., 4 Karten, Zürich.
- Saxena, S. K. (1966): Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the West and Northwest of Trondheim, Norway. - N. Jahrb. Mineral., Mh., 1966, S. 67-80, 6 Abb., Stuttgart.

- Schmid, S. M. & Zingg, A. & Handy, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea-Zone. - *Tectonophysics*, **135**, S. 47-66, 10 Abb., Amsterdam.
- Shido, F. (1958): Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma plateau. - *Journ. Fac. Sei. Univ. Tokyo, Section 2*, **11**, S. 121-217, Tokio.
- Smulikowski, W. (1974): Amphiboles and biotite in relation to the stages of metamorphism in granogabbro. - *Mineral. Mag.*, **39**, S. 857-866, 3 Abb., London.
- Spear, F.S. (1976): Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure, and oxygen fugacity in a basaltic System. - *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **75**, S. 775-779, 3 Abb., Washington
- (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. - *Amer. Journ. Sei.*, **281**, S. 697-734, 14 Abb., New Haven.
- Verhoogen, J. (1962): Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. - *Amer. Journ. Sei.* **260**, S. 211-220, New Haven.
- Vittel, G. & Fabries, J. (1982): Characterization de Revolution polymetamorphique du Hoggar central (Sahara) basee sur l'analyse cristallogenetique d'amphibole ealeique. - *Bull. Mineral.*, **105**, S. 110-124, 6 Abb., Paris.
- Walther, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. - *Schweiz, mineral, petrograph. Mitt.*, **30**, S. 1-144, Zürich.
- Wenk, E. & Schwander, H. & Stern, W. (1974): On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine Alps. - *Schweizer, mineral, petrograph. Mitt.*, **54**, S. 97-149, 24 Abb., Zürich.
- Wetzel, R. (1974): Hornblendes aus der Albit- bis Albit-Oligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. - *Schweiz, mineral, petrograph. Mitt.*, **54**, S. 151-207, 36 Abb., Zürich.
- Zakrutin, V. V. & Grigorenko, M. W. (1967): Titanium and alkalies in amphiboles in metamorphism. - *Doklady Acad. Sei. USSR, Earth Sciences Section*, **173**, S. 917-918, 1 Abb., Moskau.

Anschrift des Autors: Dr. Uwe Altenberger, Institut für Geowissenschaften,
Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

Manuskript eingegangen am 28. 12. 1990