

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	66 (1986)
Heft:	1-2
Artikel:	Retrograde Metamorphose in anorthositischen Lagen von Finero (Zone von Ivrea)
Autor:	Stähle, V. / Frenzel, G. / Mertz, D.F.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-50882

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 20.01.2026

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

Retrograde Metamorphose in anorthositischen Lagen von Finero (Zone von Ivrea)

von V. Stähle¹, G. Frenzel¹ und D. F. Mertz²

Abstract

The retrograde mineral content within a shear zone of the metagabbros south of Finero was petrographically investigated with the help of the electron microprobe. The anorthosite band has been almost entirely altered to clinozoisite and chlorite under conditions of the greenschist facies.

The critical mineral assemblage, which is consisting of corundum, margarite, diaspore and prehnite, indicates a pressure of 2.5 kb and a temperature of about 500°C in the initial stage of retromorphism within the shearzone.

In all stages of alteration observed, the breakdown of spinels to corundum takes place according to the following reaction: 4 spinel + 4 anorthite + 5 H₂O → 3 corundum + 1 chlorite + 2 clinozoisite.

The complex composition of margarite, partly high in contents of K₂O or of Na₂O, which is probably metastable, falls in a miscibility gap, which was observed in nature.

Isotopic K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age determinations respectively, were carried out on pargasitic hornblende of the anorthositic country rocks and on micas of the shear zone. The age determined from a hornblende of the metagabbro is 483 ± 20 my and corresponds to the Caledonian event of the Ivrea Zone, which was dated by Rb-Sr total rock determinations (HUNZIKER & ZINGG 1980). The age determined from the retromorphic margarite is 57 ± 3 my and the age of the retromorphic muscovite is 26 ± 3 my and corresponds to the Alpine orogeny.

Structural features indicate that the Finero anticline and the shear zone formed at the same time.

Keywords: Ivreazone, metagabbros, anorthositic layers, retrograde metamorphism, shearzones, K/Ar-method.

Zusammenfassung

Der retrograde Mineralbestand in einer Scherzone in den Metagabbros südlich von Finero wurde petrographisch und mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht. Das anorthositische Band wurde fast vollständig grünschieferfaziell in Klinozoisit und Chlorit umgewandelt.

¹ Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Im Neuenheimer Feld 236, D-6900 Heidelberg.

² Laboratorium für Geochronologie der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, D-6900 Heidelberg.

Eine kritische Mineralgesellschaft, aus Korund, Margarit, Diaspor und Prehnit bestehend, zeigt an, dass zu Beginn der Retromorphose in der Scherzone Drücke von ca. 2.5 kb und Temperaturen um 500°C geherrscht haben.

Der in allen Stadien beobachtete Spinellzerfall zu Korund verläuft nach folgender Reaktion:
 $4 \text{ Spinell} + 4 \text{ Anorthit} + 5 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 3 \text{ Korund} + 1 \text{ Chlorit} + 2 \text{ Klinozoisit}$.

Der komplexe zusammengesetzte und wahrscheinlich metastabile Margarit fällt teils mit hohen K_2O - und teils mit hohen Na_2O -Gehalten in den Bereich einer in der Natur beobachteten Mischungslücke.

Isotopische K/Ar- bzw. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen wurden an pargasitischer Hornblende aus dem anorthositischen Gestein und Glimmermineralien aus dem Bereich der Scherzone durchgeführt. Das Hornblende-Alter des Metagabbros von 483 ± 20 Ma entspricht dem durch Rb-Sr-Analysen belegten kaledonischen Ereignis in der Ivrea-Zone (HUNZIKER & ZINGG 1980). Retrograder Margarit mit 57 ± 3 Ma und retrograder Muscovit mit 26 ± 3 Ma zeigen alpidische Alterswerte.

Eine zur grossen Finero-Antikline syngenetische Anlage der Scherzone wird angenommen.

Einführung

Die Zone von Ivrea in den Südalpen ist durch ihre ausgeprägte positive Schwereanomalie gekennzeichnet. Zur Tiefe hin setzt sie sich in Form eines hochragenden Spans dichter Gesteine fort, welcher nach SE einfällt und sehr wahrscheinlich unterhalb der Poebene mit dem Oberen Mantel in Verbindung steht (NIGGLI 1946, BERCKHEMER 1968, GIESE 1968). Die beiden marginalen Peridotitstücke von Finero und Balmuccia werden als die untersten Krustenbereiche betrachtet, die jetzt an der Oberfläche ausstrecken und dadurch Gegenstand für zahlreiche petrographische Arbeiten in den zurückliegenden Jahren wurden (LENSCH 1971a, MEHNERT 1975, RIVALENTI et al. 1975, 1980, 1984, ERNST 1978, SHERVAIS 1979, GARUTI et al. 1980, SINIGOI et al. 1983).

Die basischen bis ultrabasischen Gesteine von Finero unterlagen seit ihrer Entstehung mehreren metamorphen und deformativen Prozessen, die zu weitgehenden Um- und Rekristallisationen der Primärgesteine führten (STECK & TIÈCHE 1976, KRUHL & VOLL 1979a, b). Trotz starker textureller Veränderungen wird eine magmatische Herkunft der Gesteine als gesichert angenommen (PORRO 1895, VOGT 1962, WALTER 1950, LENSCH 1971a, SILLS et al. 1983). Über Magmenherkunft und Abscheidungsfolge von gebänderten Metagabbros im Verband der Peridotite besteht jedoch keine Übereinstimmung, da die Kontakte in der Regel tektonisch überprägt sind (LENSCH 1971a, CAWTHORN 1975, COLTORTI & SIENA 1984). Das Gebiet der Metagabbros sieht MEHNERT (1975) als Zone sehr starker Deformation, wobei sich in den zahlreichen Mylonit- und Scherzonen eine lebhafte tektonische Aktivität dokumentiert.

Entlang der Insubrischen Linie und daran nördlich anschliessend im marginalen zentralalpinen Bereich sind alle Gesteine grünschieferfaziell alpin regionalmetamorph überprägt (KRUHL & VOLL 1976, SCHMID et al. 1986). Sehr wahrscheinlich besteht eine enge Beziehung zur metamorphen Entwicklung in der Ivrea-Zone (VOGT 1962, WALTER 1950).

Der Ausklang des alpinen tektonischen Geschehens wird in den Mylonit- und Scherzonen durch Neueinstellung des Mineralbestandes unter den nun gelgenden P-T-Bedingungen fixiert. Den retromorphen Veränderungen galt die besondere Aufmerksamkeit dieser Studie. Durch K-Ar- bzw. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierrungen an retromorphem Margarit und Muscovit sowie Hornblende aus unverändertem Gestein wurde versucht, neue isotopische Daten zur Entwicklungs geschichte dieser Region zu bekommen.

Regionale Geologie und Metamorphose

Die gebänderten Metagabbros im Süden von Finero bilden einen amphibolit- bis granulitfaziellen, 80–150 m mächtigen steilstehenden Verband. Sie stellen die Hüllgesteine des Peridotitstocks dar, der als langgestreckte km-mächtige Antikline im Norden an die Insubrische Linie und im Süden an den basischen Hauptzug angrenzt (Abb. 1).

Die Metagabbros streichen um den Phlogopit-Peridotit im Kern eines Gewölbes (LENSCH 1971a). Vom mehreren km-breiten basischen Hauptzug im Süden sind sie durch den Hornblende-Peridotit getrennt.

Die Metagabbros mit starker Retromorphose befinden sich im Südflügel des Peridotitstocks östlich von Provola am Nordhang des Rio Cannobino (Abb. 1). Rechter Hand des Weges von Provola zur Ponte Provola in der Cannobino-Schlucht treten mehrere Scherzonen auf, die retromorph überprägt sind. Sie verlaufen vorwiegend parallel zu den Bändern der Metagabbros, die hier 55/70 NW streichen.

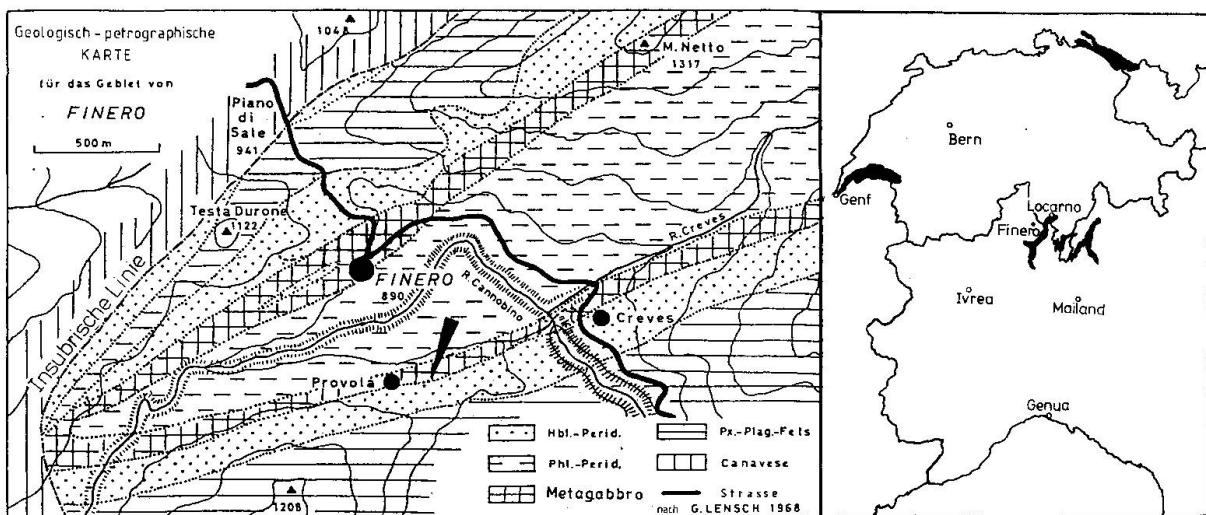


Abb. 1 Die geologische Karte des westlichen Finero-Komplexes, nach LENSCHE (1968), zeigt die Metagabbros mit umlaufendem Streichen zum Phlogopit-Peridotit. Die Insubrische Linie trennt die zentralalpine Canavese-Zone im Norden von der Ivrea-Zone mit dem Finero-Komplex im Süden. Am Wege zwischen Provola und Ponte Provola in der Cannobino-Schlucht befindet sich die Scherzone (Pfeil) mit der Retromorphose in den Metagabbros. Die geographische Lage Fineros wird in der Übersichtskarte gezeigt.

Die älteste granulitfazielle Metamorphose im Finerogebiet ist kaledonischen Alters (HUNZIKER 1974). Sie ist durch die Koexistenz von Ortho- und Klinopyroxen in den Gesteinen gekennzeichnet und hat lokal zur Neubildung von Granat und Sapphirin geführt. Stärkere Deformationen werden durch boudinierte Bänder in den Metagabbros sichtbar (VOGT 1962), während eine Temperung zur Neuorientierung der Mineralkörper führte, die jetzt polygonale Formen mit Gleichgewichtswinkel zeigen.

Während einer amphibolitfaziellen Metamorphose im Varistikum (HUNZIKER 1974) entstanden metermächtige Blastomylonite (BRODIE 1980). Der Orthopyroxen wurde jetzt teilweise von Hornblende und Klinopyroxen verdrängt. Die Granatporphyroblasten begannen zu feinkörnigen Symplektiten von Spinnell, Pyroxen und Plagioklas zu zerfallen (KRUHL & VOLL 1979b, SILLS et al. 1983).

Grünschieferfazielle Deformationen und Rekristallisationen werden in die alpidische Ära eingestuft (HUNZIKER 1974, BIANCONI et al. 1978, HUNZIKER & ZINGG 1980). Der Mineralbestand im Finerokomplex wird dabei wenig verändert, da eine Einstellung auf niedrigere metamorphe Bedingungen hauptsächlich entlang von Scherzonen, Scherflächen und Harnischen stattfindet. KRUHL & VOLL (1979a) sprechen von einer kalten, nicht penetrativen Deformation.

Petrographie und Mineralzusammensetzung der metagabbroiden Gesteine im Bereich der Scherzone südlich Finero

Arbeitsmethoden

Von den Proben entlang einer Scherzone in gabbroiden bis anorthositischen Gesteinen wurden polierte Dünnschliffe für die Analysen mit einer ARL-EMX-Elektronenstrahl-Mikrosonde hergestellt. Die Gesteinsanalysen der Hauptelemente sind mit der Röntgenfluoreszenz-Apparatur SRS 300 von Siemens durchgeführt worden.

Zur Ergänzung der petrographischen Studien dienten Pulverdiffraktogramme von Mineralsparata des Margarits und des Korunds. Stark beanspruchte, verzwilligte Plagioklase wurden mit dem 5achsigen U-Tisch vermessen.

Die anorthositischen Bänder in den Metagabbros

Das anorthositische Band innerhalb der Metagabbros, in dem eine starke Retromorphose auf einer Länge von 25 Metern gut sichtbar angetroffen wurde, variiert in seiner Mächtigkeit zwischen 20 und 65 cm. Eingerahmt wird dieses Band von schmalen Hornblenditlagen mit cm-grossen dunkelgrünen Hornblendekristallen. Daran anschliessend treten in regelloser Folge rostbraune,

Tab. 1 Chemische Zusammensetzung eines anorthositischen Bandes in den Metagabbros südlich Finero.

	a. Anorthosit	b. Zerscherter Anorthosit mit retrogradem Mineralbestand
SiO ₂	39,51	36,33
TiO ₂	0,19	0,13
Al ₂ O ₃	29,19	34,01
Fe ₂ O ₃ *	4,28	2,85
MgO	6,28	2,94
MnO	0,05	0,04
CaO	17,36	17,85
Na ₂ O	0,74	0,53
K ₂ O	0,12	0,57
P ₂ O ₅	0,04	0,05
G.V. (H ₂ O+CO ₂)	0,77	3,56
Total	98,53	98,86

* Gesamteisen als Fe₂O₃

teils auskeilende Websteritlagen, mitunter granatführende Hornblendegabbros und Granat-Hornblenditlagen auf, die zwischen 5 und 30 cm mächtig sind. In diesen Verband ist ein über ein Meter mächtiger Hornblende-Plagioklas-Pegmatit diskordant intrudiert. In dem basischen Gang sind bis zu 15 cm grosse, schwarzgrüne Hornblendeleisten regellos verteilt.

Streckenweise blieb das anorthositische Gestein im ursprünglichen Zustand erhalten, so dass ein direkter Vergleich mit den retromorphen Veränderungen in der Scherzone möglich war. Im zentralen Teil ist das Band mehr gabbroid mit Plagioklas, Klinopyroxen, grünem Spinell und einer auf Kosten des Klinopyroxens sekundär gebildeten Hornblende, während im randlichen gröberkörnigen Bereich vorwiegend Plagioklas, grüne Hornblenden und etwas Spinell vorkommen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins bei Provola ist durch auffallend hohe Al₂O₃- und sehr niedrige K₂O-Gehalte (Tab. 1a) gekennzeichnet. Die Werte stimmen gut mit den Daten von CAWTHORN (1975) und SILLS et al. (1983) überein, hingegen weisen die feldspatreichen, sapphirinführenden Metagabbros (LENSCH 1971b) bei der Kapelle nördlich von Finero mit über 9 Gew.% durchwegs höhere MgO-Gehalte auf.

Die Partien mit der ausgeprägten Retromorphose (Tab. 1b) sind gegenüber dem frischen anorthositischen Gestein in der chemischen Zusammensetzung merklich verändert. Die Al₂O₃- und vor allem die K₂O-Werte sind deutlich erhöht, während Magnesium, Eisen und abgeschwächt Silizium erniedrigt sind, deren Austausch sicherlich die Scherzone durchströmende wässrige Lösungen

Tab. 2 Chemische Zusammensetzung von Feldspat, grüner Hornblende und Klinopyroxen aus einer anorthosischen Lage in den Metagabbros.

	a. Anorthit	b. Anorthit mit Druckzwillingen	c. Pargasitische Hornblende	d. Diopsidischer Klinopyroxen
SiO ₂	44,06	44,27	41,87	47,53
TiO ₂	0,00	0,00	0,42	0,74
Al ₂ O ₃	35,48	35,53	17,57	8,59
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	—	0,05
FeO*	0,09	0,13	7,87	5,37
MgO	0,08	0,06	16,32	13,68
MnO	0,00	0,00	0,10	0,15
NiO	— **	—	—	0,16
CaO	18,59	19,08	10,96	22,52
Na ₂ O	0,70	0,31	2,98	0,48
K ₂ O	0,01	0,01	0,30	< 0,01
Total	99,01	99,40	98,39	99,28

* Gesamteisen als FeO, ** Gehalte nicht gemessen

Kationen bezogen auf	32 0	32 0	23 0	6 0
Si	8,213	8,220	5,972	1,770
Al	7,797	7,777	2,028	0,230
Σ Z	16,010	15,997	8,000	2,000
Cr	—	0,002	0,926	0,147
Fe	0,015	0,020	0,054	0,021
Mg	0,022	0,017	0,939	0,001
Ca	3,714	3,796	3,470	0,167
Na	0,253	0,112	0,013	0,759
K	0,002	0,002	5,402	0,005
Σ X	4,006	3,949	Ca 1,675 Na 0,823 K 0,138	Ni 0,005 Ca 0,899 Na 0,035 K 0,001
Mo1%	Or 0,05 Ab 6,4 An 93,6	0,05 2,9 97,1	Σ X 2,636	Σ X 2,040
			Mo1% En 41,6 Fs 9,2 Wo 49,3	

bewirkt haben. Neben einer Zunahme von H₂O durch den hydratisierten Mineralbestand wird dieser geochemische Trend häufig in Scherzonen unabhängig vom retrograden Mineralbestand beobachtet (BEACH 1973, 1976, KERRICH et al. 1977, BRODIE 1980).

Der häufig stark überwiegende *Plagioklas* in dem xenomorph körnigen Mineralverband zeigt unregelmässig gebogene Korngrenzen, löscht undulös aus, enthält meist Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz. Flammenartige

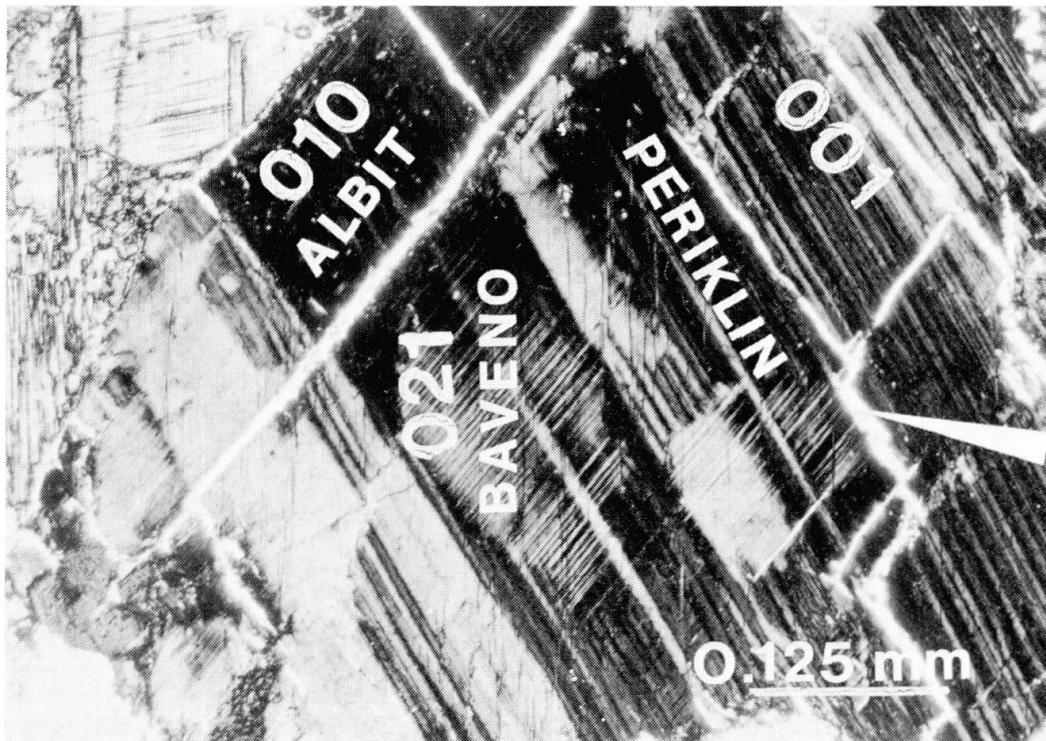


Abb. 2 Stark beanspruchter Anorthit aus der Scherzone. Die Druckzwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz werden von spannungsinduzierten Mikrobrüchen nach (021) gekreuzt. Partiell werden die Mikrobrüche von Zwillingslamellen nach Baveno begleitet. Die in den Spalten des Anorthits (Pfeil) enthaltenen sericit-/muscovitischen Glimmermineralien wurden datiert (Durchlicht, + P).

Bündel von Lamellen nach dem Albitgesetz mit häufig etwas verbogenen Spitzen scheinen die älteren Plagioklase zu verdrängen und sind wie die Mörtelkränze wohl Umkristallisationserscheinungen einer nachfolgenden metamorphen Phase. Die CaO-reichen Plagioklase sind Anorthite mit $An_{93,6}Ab_{6,4}Or_{0,05}$ im Durchschnitt (Tab. 2a). Reste von im Bereich der Scherzone vorkommenden Plagioklasen haben noch etwas höhere An-Gehalte mit durchschnittlich $An_{97,1}Ab_{2,9}Or_{0,05}$ (Tab. 2b). Sicherlich waren diese Unterschiede schon primär im unveränderten Gestein vorhanden.

Dem normalen Zwillingsbau ist noch ein feinmaschiges «albit-» oder «mikroklinartiges» Gitter von Druckzwillingslamellen – teils auf Domänen begrenzt – überlagert, das als Reaktion auf die Scherspannungskräfte erzeugt wurde. Die feinen Druckzwillingssysteme, die oft nahe an der Grenze der mikroskopischen Auflösung liegen, sind ganz überwiegend dem Albit- und Periklingesetz oder einer Kombination beider zuzuordnen. Zusätzlich treten noch Zwillingslamellen nach Baveno auf, die teils von intrakristallinen Brüchen nach (021) begleitet werden (Abb. 2). Diese feinen, spannungsinduzierten Mikrobrüche unterscheiden sich deutlich von den primären Spaltflächen nach (001) und (010), die häufig mit sekundären Hellglimmermineralien gefüllt sind.

Über die Flächenpole der Zwillingsebenen (010) bzw. (021) und der Spaltfläche (001) konnten die Köhlerwinkel bestimmt werden. Der Ordnungsgrad nach

URUNO (1963) ergibt 1,0 (low temperature form) und der Winkel σ , der auf (010) zwischen der Spur der Periklinlamelle und der Spaltbarkeit nach (001) – dem rhombischen Schnitt – gemessen wurde, beträgt $-17,5^\circ$. Nach GORAI (1951) ist die vorherrschende Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz für einen metamorphen Ursprung charakteristisch.

Die Aufspaltung der $\text{Cu}_{\text{K}\alpha 1}$ -Strahlung $2\theta_{242}-2\theta_{242}$ von $-0,379$ und $2\theta_{132}-2\theta_{132}$ von $2,268$ im Diffraktogramm deckt sich mit dem Wert von anorthitischem Feldspat und nach der Schärfe des Beugungsreflexes $d_{(111)} = 6,82 \text{ \AA}$ zu urteilen, haben die Anorthite der Metagabbros eine geordnete Si-Al-Verteilung (GOLDSMITH & LAVES 1956). Es handelt sich um Anorthit (P).

Die grüne, optisch zweiachsige (+) *Hornblende* mit grosser Auslöschungsschiefe zeigt in Basisschnitten einen schwachen Pleochroismus von n_α blass gelblich und n_β etwas stärker grünlich. An einigen Stellen befinden sich zwischen den Hornblenden und den Anorthiten synthetische Reaktionssäume. Diese wurmförmigen Myrmekite, aus Plagioklas und nun Chlorit bestehend, haben sich hauptsächlich auf Kosten der Hornblende gebildet, als diese zu einem gewissen Zeitpunkt instabil wurde.

Eine zweite, kleinkörnigere, sekundär gebildete Hornblende verdrängt den Klinopyroxen vom Rande her und siedelt sich häufig zwischen dem Spinell und dem Diopsid an. Diese Hornblende ist etwas bräunlicher gefärbt und stärker pleochroitisch. Nach der chemischen Zusammensetzung sind die Amphibole (Tab. 2c) pargasitische Hornblenden (LEAKE 1978).

Der farblose *Klinopyroxen* kommt in mehr gerundeten xenomorphen Körnern vor. Die grosse Auslöschungsschiefe von 41° im Schnitt $\parallel (010)$ weist auf ein Übergangsglied zwischen Diopsid und Augit hin (TRÖGER 1971). Die hohen Aluminiumgehalte der Klinopyroxene bis 8% (Tab. 2d) scheinen typisch für die Metagabbros, für eine Kristallisation unter hohen Drücken, zu sein (CAWTHORN 1975, SILLS 1984). Die strichförmigen Lineamente $\parallel (010)$ sind feinste Entmischungsstrukturen. Zusammen mit Spinell sind die Diopside im Gestein häufig etwas zeilig angeordnet. In einem Fall konnte die Verdrängung von Hornblende durch Klinopyroxen beobachtet werden.

Als charakteristischen Nebengemengteil führen die Metagabbros tiefgrün gefärbten, durchsichtigen *Spinell* mit der Zusammensetzung eines chromführenden Pleonasts (Tab. 3). Äquivalente grüne Spinelle beschreiben RIVALENTI et al. (1981) aus verwandten, gabbroiden Gesteinen des Mafitkomplexes von Balmuccia.

Stets hypidiomorph bis xenomorph und häufig mit amöbenförmigen Ausbuchtungen versehen, befindet sich der bis zu $0,5 \text{ cm}$ grosse Spinell immer in den Zwickeln der Mineralkörper als interstitielle Phase.

Häufig zeigen die Spinelle druckinduzierte Lineamente (Abb. 4) bzw. gitterförmige Spaltsysteme nach (111). Öfters erscheinen die Lineamente etwas gefüllt oder opak im Durchlicht. Einzelne Körper sind leicht getrübt oder können

Tab. 3 Mikrosondenanalysen von Spinellen aus einer anorthositischen Lage in den Metagabbros.

	a.	b.	c.	d.	e.	f.	g.
SiO ₂	0,03	0,00	0,06	—**	—	—	—
TiO ₂	0,03	0,09	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	60,39	61,71	62,13	58,39	58,34	57,44	58,08
Cr ₂ O ₃	1,41	0,99	1,33	1,43	0,66	0,69	0,71
V ₂ O ₃	0,06	—	—	0,04	0,06	0,06	0,05
Fe ₂ O ₃ *	4,96	4,76	3,20	7,41	8,16	9,32	8,73
FeO	16,32	16,59	17,20	15,86	16,27	15,81	15,62
NiO	0,08	0,11	0,12	0,06	0,13	0,10	0,19
MnO	0,31	0,18	0,15	0,32	0,36	0,27	0,26
MgO	16,21	16,37	15,89	16,10	15,73	15,99	16,42
CaO	0,05	0,00	0,02	—	—	—	—
Total	99,85	100,80	100,14	99,67	99,75	99,73	100,10

* Fe³⁺-Gehalte berechnet unter Annahme der Stöchiometrie

** Gehalte nicht gemessen

	Kationen bezogen auf 32 O					
Si	0,006	—	0,012	—	—	—
Al	14,931	15,081	15,264	14,580	14,600	14,407
Cr	0,234	0,162	0,220	0,239	0,110	0,115
V	0,010	—	—	0,008	0,010	0,010
Fe ³⁺	0,784	0,743	0,501	1,186	1,304	1,493
Ti	0,005	0,014	0,006	0,010	0,006	0,008
ΣZ	15,970	16,000	16,003	16,023	16,030	16,033
Mg ²⁺	5,096	5,060	4,936	5,083	4,977	5,070
Fe ²⁺	2,863	2,868	2,998	2,809	2,888	2,812
Mn	0,056	0,031	0,026	0,057	0,065	0,017
Ni	0,013	0,019	0,020	0,010	0,012	0,049
Ca	0,011	—	0,004	—	—	—
ΣX	8,039	7,978	7,984	7,959	7,942	7,948
Mol %						
Magnetit	4,9	4,7	3,2	7,5	8,2	9,5
Chromit	1,5	1,0	1,4	1,5	0,7	0,7
Hercynit	29,4	30,3	33,1	26,4	27,5	25,4
Spinel	63,6	63,6	62,0	64,0	62,8	64,2
Galaxit	0,7	0,4	0,3	0,7	0,8	0,2
Hc	31,6	32,4	34,8	29,2	30,5	28,4
Sp	68,4	67,7	65,2	70,8	69,5	71,7

vollständig undurchsichtig sein. Im Auflicht erkennt man wenige mikrongrosse Magnetitkristallchen als Entmischungskörper, die Ursache der Trübung (Abb. 3).

Die grünen Pleonaste haben einen Magnetitanteil zwischen 3,2 und 9,5 Mol% (Tab. 3). Körner mit einer höheren Magnetitkomponente innerhalb

dieses Streubereichs sind stets entmischt und opak. Nach TURNOCK & EUGSTER (1962) besteht im System Magnetit-Hercynit unterhalb 860 °C eine ausgedehnte Mischungslücke. Aus dem Stabilitätsdiagramm lässt sich für die Pleonaste in den Metagabbros eine Entmischungstemperatur im Bereich von 550–450 °C ablesen

Retromorphose in der Scherzone

In dem weisslich bis matt gelb gefärbten anorthositischen Band mit der starken Retromorphose fallen grünliche bis smaragdgrüne, 1 bis 2 cm grosse Flecken auf, die mitunter einen braun bis rötlich gefärbten Kern besitzen, der aus feinkristallinem Korund besteht.

In der Feldspatgrundmasse dringen xenomorph körnige Aggregate aus *Klinozoisit* entlang von Rissen und Spalten vor. Meist sind die Anorthite vollständig pseudomorph durch Klinozoisit ersetzt. Die Interferenzfarbe variiert von grau zu vorwiegend anomal preussisch blau. Zonarbau oder polysynthetische Zwillinge nach (100) kommen vor. Bei dem meist getrübten Klinozoisit handelt es sich im Sinne von ORLOV (1926) um die β -Modifikation. Der Fe^{3+} -Gehalt ist bei dem Klinozoisit ohne anomale Interferenzfarben am niedrigsten (Tab. 4).

Eine zweite, wahrscheinlich jüngere Generation von meist idiomorphem Klinozoisit kommt zusammen mit Chlorit als Grundmasse in drusenförmigen oder geschwürartigen Gebilden vor. An den Rändern sitzen klare Klinozoisitkristalle, während die Kristallaggregate inmitten der Chloritflecken häufig mit einer höheren Lichtbrechung, schwachem Pleochroismus, gelbroten Interferenzfarben grössere Epidotanteile im Molekül anzeigen (Tab. 4).

Gewisse Gesteinspartien sind total in Klinozoisit und *Chlorit* umgewandelt. Der farblose Chlorit mit negativer Elongation bildet in den geschwürartigen Partien ein blättriges, innig verzahntes Haufwerk, in dem noch kleine wenige Mikron grosse Körnchen von *Titanit* regellos verteilt sind (Tab. 5). Zweifellos bilden diese Klinozoisit/Epidot-Chlorit-Titanit-Verwachsungen Pseudomorphosen nach Hornblende oder Pyroxen, wobei eine grössere Anzahl von Titanitbutzen eher für eine verdrängte Hornblende sprechen. Der Chlorit in den Geschwüren, mit weissgrauen Interferenzfarben, der längsgestreckt, tafelig auch auf Spalten im Feldspat vorkommen kann, entspricht seiner chemischen Zusammensetzung nach (Tab. 5) einem Rhipidolith (HEY 1954).

Eine zweite, fast isotrope Varietät von farblosem Chlorit bildet fein- bis kryptokristalline Massen. Dieser aluminiumreiche Chlorit mit der Zusammensetzung eines Korundophilits (Tab. 5) kommt jedoch nur in Paragenese mit Margarit und Korund vor.

Die körnigen Aggregate von *Korund* (Abb. 6) stammen aus dem Zerfall der aluminiumreichsten Phase in den Anorthositen, den Spinellen.

Im schneller abkühlenden Randbereich der Scherzone wurden alle Stadien

Tab. 4 Klinzoisit und Epidot in einer Scherzone in den Metagabbros.

	Klinzoisit nach Feld- spat mit anomalen Interferenz- farben	Klinzoisit nach Feld- spat ohne anomale Interferenz- farben	Klinzoisit verzwil- lingt	Klinzoisit in Chlorit- geschwür	Epidot in Chloritge- schwür	Spießiger Klinzoisit
SiO ₂	37,99	38,57	39,55	38,15	36,89	38,93
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,15	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	31,58	34,52	32,02	30,71	27,02	31,46
Fe ₂ O ₃ *	3,57	0,35	2,54	4,89	10,54	3,41
MnO	0,05	0,10	0,25	0,14	0,10	0,03
MgO	0,05	0,15	0,01	0,21	0,08	0,13
Na ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03
CaO	24,32	23,89	23,81	23,87	23,75	24,35
Total	97,58	97,61	98,21	98,17	98,42	98,35

* Gesamteisen als Fe₂O₃

	K a t i o n e n b e z o g e n a u f 1 2 , 5 0					
Si	2,934	2,933	3,008	2,937	2,897	2,973
Al	0,066	0,067	0,063	0,063	0,103	0,027
ΣZ	3,000	3,000	3,008	3,000	3,000	3,000
A1	2,802	3,024	2,870	2,723	2,398	2,805
Fe ³⁺	0,209	0,020	0,145	0,283	0,623	0,204
ΣY	3,011	3,044	3,015	3,006	3,021	3,009
Ti	0,001	0,001	0,001	0,009	0,001	0,001
Mg	0,006	0,017	0,001	0,024	0,009	0,015
Mn	0,003	0,006	0,016	0,009	0,007	0,002
Na	0,000	0,003	0,003	0,007	0,003	0,005
Ca	2,006	1,945	1,941	1,969	1,999	1,992
ΣX	2,016	1,972	1,962	2,018	2,019	2,015
Mol% Epidot	20,9	2,0	14,5	28,3	62,3	20,4

eines sukzessiven Zerfalls des Spinells angetroffen (Abb. 4). Häufig beginnt der Zerfall zu Korund im Kontakt zu Anorthit, während im gleichen Korn bei der Berührung von Hornblenden an dieser Seite noch Reste von grünem Spinell überleben können. In der thermisch graduierten Randzone im Gestein können auch ausnahmsweise die von der früheren Spinellentmischung stammenden Opaklineamente des Magnetits im Korund eingeschlossen sein (Abb. 5).

Die Korundaggregate werden häufig von Aureolen aus einem schmalen Chlorit- und einem äusseren Klinzoisitsaum eingehüllt. Dieser Zerfall des Spinells zu Korund setzt die Zufuhr von H₂O voraus. Dabei diffundiert das Eisen und das Magnesium aus dem Gitter unter gleichzeitiger Bildung von Chlorit.

Tab. 5 Margarit, Muscovit, Chlorit und Titanit aus dem Bereich der Scherzone in den Metagabbros.

	M a r g a r i t e Ca-reich	M a r g a r i t e Na-reich	K-reich	M u s c o v i t e	C h l o r i t e R h i p i d o l i t h	C h l o r i t e K o r u n d o p h i l i t	T i t a n i t
SiO ₂	30,05	40,57	40,69	46,05	27,46	24,09	30,25
TiO ₂	0,03	0,01	0,04	0,03	0,04	0,09	36,24
Al ₂ O ₃	50,91	44,05	43,34	37,05	24,95	27,82	1,80
Cr ₂ O ₃	0,21	0,01	0,23	0,01	0,02	0,41	0,06
FeO*	0,16	0,07	0,13	0,14	11,57	10,72	0,36
MgO	0,22	0,10	0,15	0,53	24,48	24,19	0,11
MnO	0,02	0,01	0,01	0,05	0,15	0,10	0,11
CaO	12,38	5,15	5,20	0,04	0,08	0,07	28,03
Na ₂ O	0,88	3,01	2,08	0,66	0,03	0,00	—
K ₂ O	0,02	1,47	2,89	10,53	0,01	0,03	—
F	— **	—	—	—	—	0,05	—
Total	94,88	94,45	94,76	95,09	88,79	87,52	97,01
* Gesamteisen als FeO, ** Gehalte nicht bestimmt							
Kationen bezogen auf 22 0							
Si	4,006	5,293	5,324	6,102	5,284	4,711	Si 4,064
Al	3,994	2,707	2,676	1,898	2,716	3,289	Al 4,064
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	$\sum Z \frac{4,064}{4,064}$
Al	4,006	4,066	4,008	3,889	2,943	3,124	Al 0,286
Cr	0,022	0,002	0,024	0,002	0,002	0,064	Cr 0,006
Ti	0,003	0,001	0,004	0,003	0,006	0,013	Ti 3,662
Fe	0,018	0,008	0,014	0,015	1,862	1,753	Fe 0,040
Mn	0,002	0,001	0,004	0,006	0,024	0,017	Mn 0,022
Mg	0,004	0,020	0,033	0,104	7,020	7,050	—
ΣY	4,015	4,098	4,087	4,019	0,009	0,014	$\sum Y \frac{4,016}{4,016}$
Ca	1,769	0,720	0,729	0,006	0,012	0,007	Mn 0,013
K	0,003	0,245	0,528	1,780	0,002	0,007	Ca 4,035
Na	0,226	0,762	0,483	0,170	—	—	—
ΣX	1,998	1,727	1,740	1,956	—	—	$\sum X \frac{4,048}{4,048}$
Mol% Margarit	88,5	41,7	41,9	—	—	—	—
Paragonit	11,3	44,1	27,8	—	—	—	—
Muscovit	0,15	14,2	30,3	—	—	—	—

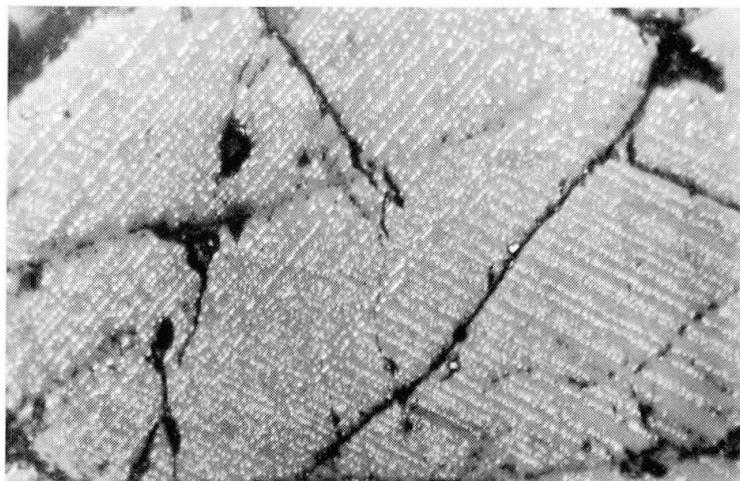


Abb. 3 Mikroaufnahme eines Spinells mit Magnetitentmischung. Winzige Magnetit-Kriställchen haben sich entlang der Spaltflächen (111) entmischt (Auflicht in Öl, Bildbreite 560 µ).

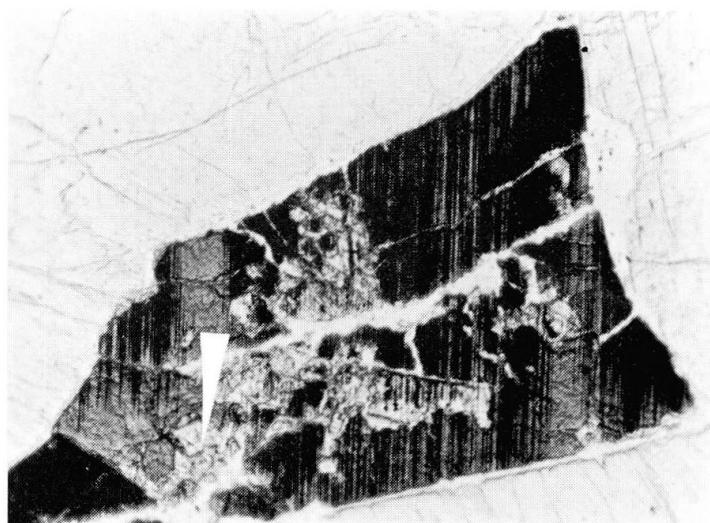
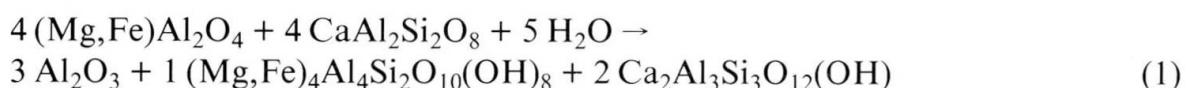


Abb. 4 Spinell mit beginnendem Zerfall zu Korund. Entlang eines Risses hat sich bereits Korund gebildet (Pfeil). Im Durchlicht deutlich sichtbar sind die «Opak»-Lamellen der Magnetitentmischung (Bildbreite 2,5 mm).

und Klinozoisit in Reaktion mit Feldspat, während rekristallisiertes Aluminiumoxid in Form von Korund zurückbleibt. Wahrscheinlich läuft der beobachtete Spinellzerfall nach folgender Reaktionsgleichung ab:



Pseudomorphosen aus Korund nach Spinell beschrieben erstmalig FERRIER & GRAHAM (1928) aus metamorphen, grobkristallinen Kalksteinen. Die Bildung von Korund aus Spinell oder die prograde Reaktion wurde nur in SiO_2 -armen Gesteinen oder im Kontakt dazu beobachtet (READ 1931, Beach 1973).

Das Vorhandensein von Korund in den Gesteinen um Finero wird bereits von PORRO (1895) erwähnt. Die etwas zerlappten, insularen Bereiche aus klein-

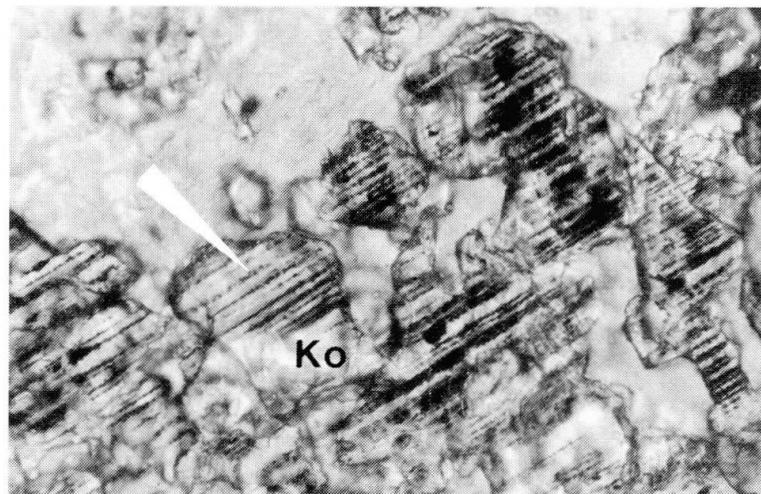


Abb. 5 Hoch lichtbrechende Korund-Kristalle (Ko) mit eingeschlossenen «Opak»-Lamellen aus Magnetit (Pfeil) des ehemaligen Spinells (Durchlicht, Bildbreite 560 μ).

Tab. 6 Korund und Diaspor in einer Scherzone in den Metagabbros.

	K o r u n d		D i a s p o r	
SiO ₂	0,12	0,08	0,04	0,03
TiO ₂	0,01	0,06	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	99,65	99,11	85,20	85,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08	0,01	0,03
FeO*	0,06	0,13	0,13	0,15
MgO	0,01	0,02	0,00	0,05
CaO	0,04	0,03	0,05	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,93	99,51	85,51	85,37

* Gesamteisen als FeO

Kationen bezogen auf	3 0		1,5 0	
Si	0,002	0,001	0,001	0,001
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,995	1,994	0,998	0,997
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,001	0,002	0,001	0,001
Mg	0,001	0,001	0,000	0,001
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,000	0,000	0,001	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000
ΣX	2,003	2,001	1,004	1,003

körnigem Korund formen den interstitiellen Spinell sehr gut pseudomorph nach. Manche Korundhaufen sind im Durchmesser bis zu 1 cm gross, während Einzelkörner 1 mm Grösse erreichen. Bis auf ganz geringe Chrom- und Eisengehalte bestehen die rundlich bis eckigen, teils scherbigen, hoch lichtbrechenden Körner aus fast reinem Aluminiumoxid (Tab. 6).

In den Korundhaufen kommen noch Mineralkörper gleicher Grösse, ähnlicher Lichtbrechung, aber mit auffallend bunten Interferenzfarben vor, die als *Diaspor* identifiziert wurden (Tab. 6). Der Diaspor tritt nur sporadisch auf und ist sicherlich bei fallenden Temperaturen durch die Hydratisierung des Korunds entstanden.

In den zentralen Bereichen der Scherzone sitzen die oft schön nach (1011) zwillingslamellierten Korunde als Verdrängungsreste in einer breiten Aureole aus dichtem *Margarit* (Abb. 6). Ebenso verdrängt der stets jüngere Margarit den Anorthit bzw. den saussuritisierten Anorthit, was an den korrodierten, gezähnelten Rändern gut sichtbar wird.

Die smaragdgrün gefärbten Margaritnester enthalten neben Korundophilit zwei verschiedene Typen von Margarit: a) den gewöhnlichen calciumreichen Margarit mit geringen Paragonitanteilen und b) einen ternären Sprödglimmer mit variablen, aber leicht überwiegenden Anteilen der Paragonit- oder Muscovitkomponente (Tab. 5). Die Grünfärbung der Margarite wird sehr wahrscheinlich durch die geringen Cr₂O₃-Gehalte von 0,20–0,30 Gew.% verursacht, die aus dem Zerfall der chromhaltigen Spinelle stammen.

Der Calciummargarit spannt ein Netz sich leicht berührender, farbloser grobtafeliger Blätter auf, in dessen Zwischenräumen die feinkristallinen ternären Margarite eingeschlossen sind. Die bis zu 200 µ grossen, basisverzwillingten Calciummargarite (Tab. 5) zeigen mit der höheren Lichtbrechung ein deutliches Relief (Abb. 7).

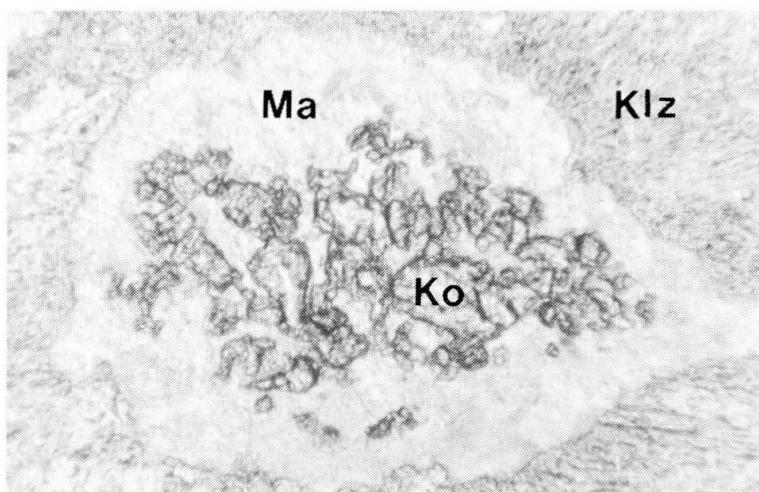


Abb. 6 Korundaggregate (Ko) umgeben von einer Aureole aus Margarit (Ma). An den Rändern in der Durchlicht-Aufnahme befindet sich klinozoisierter Anorthit (Klz); (Bildbreite 1,4 mm).

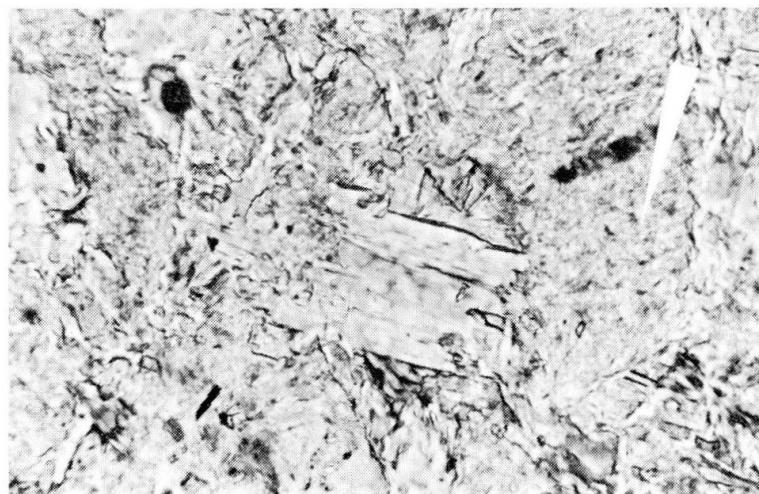


Abb. 7 Retrogrades Gemenge von calcium- und kaliumreichen Margariten. Das höher lichtbrechende Mineralkorn in der Mitte zeigt den Calcium-Margarit mit Basisspaltbarkeit. Die umgebende Matrix besteht aus feinkristallinen kaliumreichen Margariten (Pfeil), (Durchlicht, Bildbreite 580 μ).

Bei den ternären Margariten wurde eine mehr natron- und mehr kaliumbe- tonte Varietät gefunden (Tab. 5), die sich optisch bei gekreuzten Polarisatoren deutlich voneinander unterscheiden. Der natronreiche Margarit bildet etwa 50 μ grosse rundliche bis sternchenförmige Aggregate und hat unter den Margariten die höchste Doppelbrechung. Vorzugsweise tritt er in randlichen Bereichen der Glimmeraureolen auf, wo das Angebot an Natrium bei der Verdrängung der Feldspäte gegeben war. Die gleiche Lichtbrechung hat auch der kaliumreiche Margarit, der aber nur feinkristalline, wenige μ grosse, innig ver- zahnte Schuppen bildet und eine geringe, den Calciummargariten vergleichbare Doppelbrechung besitzt.

Aus den berechneten Mineralformeln (Tab. 5) wird die Substitution $(Na + K) + Si = Ca + Al^{(4)}$ bei den ternären Margariten sichtbar. Dem gewis-

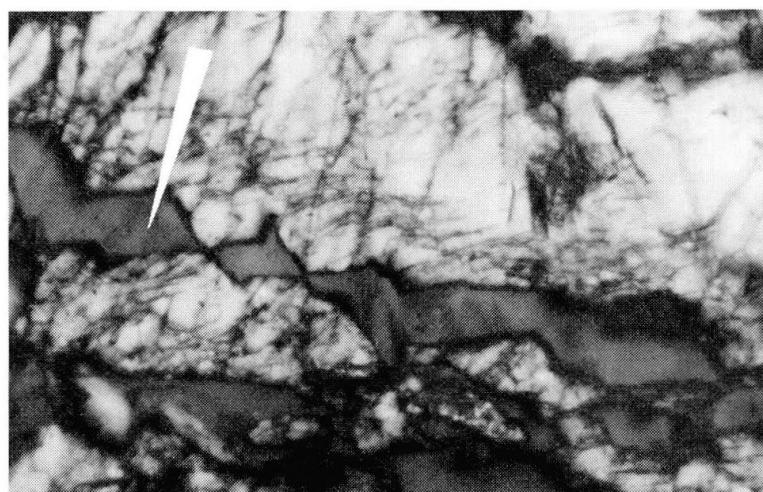


Abb. 8 Typische Scherungsrisse im Anorthit (Pfeil) mit Imprägnationen von Oligoklas (Tab. 7a), (Durchlicht, + P, Bildbreite 580 μ).

Tab. 7 Neubildungen von Albit, Oligoklas und Prehnit in der Scherzone in den Metagabbros.

	a. Albit in Chloritmatrix	b. Oligoklas in Scherungsriss	c. Prehnit
SiO ₂	67,69	60,26	43,68
TiO ₂	— **	—	0,00
Al ₂ O ₃	19,32	24,67	24,71
FeO*	0,10	0,01	0,01
MgO	0,03	0,02	0,02
MnO	—	—	0,01
CaO	0,54	5,71	27,07
Na ₂ O	11,37	8,35	0,00
K ₂ O	0,01	0,07	0,03
Total	99,06	99,09	95,53

* Gesamteisen als FeO

** Gehalte nicht gemessen

Kationen bezogen auf		32 0	11 0	
Si	11,949	10,807	Si [4]	3,001
Al	4,020	5,216	Al [6]	1,000
Fe	0,015	0,001	Al	1,001
Mg	0,007	0,005	Ca	1,993
ΣZ	15,991	16,029	Fe	0,001
Ca	0,102	1,097	Mg	0,002
Na	3,892	2,903	Mn	0,001
K	0,001	0,015	K	0,003
ΣX	3,995	4,015	ΣX	2,000
Mol %	Or	0,03		
	Ab	97,4		
	An	2,6		
		0,37		
		72,3		
		27,3		

sen Defizit an Alkalien in den Analysen steht jedoch kein überschüssiges Silizium gegenüber. Wahrscheinlich wird der Ladungsausgleich, analog dem Hydromuscovit, durch Einbau von (H₃O)⁺-Ionen auf Zwischengitterplätzen erreicht (DEER et al. 1962).

Die untersuchten Margarite in den Metagabbros fallen innerhalb des ternären Systems alle in einen Bereich, der von rund 94 Mol% Margarit, 60 Mol% Paragonit und 38 Mol% Muscovit eingegrenzt wird. Eine mögliche submikroskopische Verwachsung von Margarit mit Muscovit liess sich in den Röntgendiagrammen nicht nachweisen. Ausser Chlorit wurden nur die Linien des Margarits gefunden.

In wenigen Fällen wurde *Oligoklas An₂₇* (Tab. 7a) als Rissfüllung oder Imprägnationen im unverzwilligten Anorthit angetroffen (Abb. 8). Ausserdem wurde saurer *Albit An₀₃* (Tab. 7b) in winzigen, scherbigen Aggregaten fein ver-

teilt in mehreren Chloritpseudomorphosen gefunden, in denen dann der Klinozoisit etwas zurücktritt. Teils verzwilligt nach dem Albitgesetz und leicht pigmentiert fällt dieser xenomorphe Albit besonders durch sein gegenüber dem Chlorit deutlich negatives Relief auf. Das Auftreten zweier Plagioklase in Gesellschaft von Klinozoisit beruht sicherlich auf der Peristeritlücke, die bereits in der Grünschieferfazies vorhanden ist (TURNER & VERHOOGEN 1960).

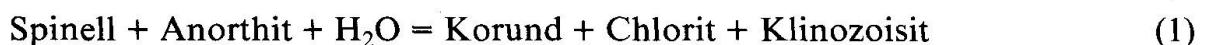
Als eine späte Mineralphase kommt der *Prehnit* als Verdrängung von Klinopyroxen oder auch in Hohlräumen mit teils schön idiomorphen, tafeligen Kristallen vor. Oft hüllt der chemisch sehr reine Prehnit (Tab. 7c), mit fächerförmigem Zwillingsbau, die in die Drusenhohlräume hineinragenden Klinozoisitkristalle vollständig ein.

In den von der Saussuritisierung verschonten Anorthiten in der Scherzone haben sich Hellglimmerminerale neu gebildet (Abb. 2). Viele der feinen Risse, Spalten oder Klüfte im Feldspat sind mit kleinschuppigem Sericit bis grobtafeligem *Muscovit* verheilt. Ein geringer Phengitanteil drückt sich in den Analysen mit rund 0,5 Gew.% MgO aus (Tab. 5).

Metamorphe Petrologie im Bereich der Scherzone

Mit der vollständigen Saussuritisierung der Plagioklasse und Chloritisierung der mafischen Silikate in weiten Teilen der Scherzone hat sich ein retrograder Mineralbestand eingestellt, der typisch für die Grünschieferfazies ist. Da zum Beispiel der Chlorit nicht nur in einer schwach metamorphen Fazies auftritt, können durch die Stabilitätsbereiche der kritischen Mineralgesellschaft Spinell, Korund, Margarit, Prehnit und Diaspor reale P-T-Bedingungen in der Scherzone abgeschätzt werden (Abb. 9).

Zu dem beobachteten Spinellzerfall



mit dem die retromorphen Prozesse zu beginnen scheinen, liegen unseres Wissens keine experimentellen Daten vor. Zur Abschätzung einer Temperaturobergrenze wurde deshalb auf den natürlichen Spinellzerfall zu Korund in Marmoren (JANSEN et al. 1978) zurückgegriffen, nach einer von NITSCH et al. (1985) berechneten, vereinfachten Gleichgewichtsreaktion:



Unter der Annahme, dass $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{CO}_2}$ ist, erfolgt dieser Spinellzerfall bereits bei mittleren Druck- und Temperaturwerten weit im Feld der Amphibolitfazies.

Da Eisen und Magnesium ganz überwiegend im Chlorit eingebaut werden und der Gesteinschemismus durch einen Aluminiumüberschuss gekennzeichnet ist (Tab. 1), lassen sich die übrigen Mineralneubildungen ganz gut im quarzfreien System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ darstellen.

Für die Bildung des Margarits, der immer in Gesellschaft von Korund vorkommt und ihn teilweise verdrängt, müssen etwas niedrigere metamorphe Bedingungen angenommen werden. Den Stabilitätsbereich des reinen Endglieds, des Calciummargarits, haben VELDE (1971) und CHATTERJEE (1971, 1974) experimentell bestimmt. Die Zerfallskurve



verläuft dabei im P-T-Feld nahe der Grenze Grünschiefer-Amphibolitfazies.

Mitunter verdrängt der Prehnit den Diopsid, sichtbar an Chloritfüllungen in typischen Spaltrissen von Basisschnitten des letzteren. Nach LIOU (1971a) verläuft die adequate, jedoch metastabile Reaktion



im niederen Druckbereich bei relativ hohen Temperaturen um 450–500 °C. Im System mit Quarz zerfällt der Prehnit, der in der tiefer temperierten Zeolithfazies heimisch ist (WINKLER 1970), fast unabhängig vom Druck, bereits bei Temperaturen über 400 °C (LIOU 1971a).

Der Diaspor kommt in den Korundhaufen nur selten, sporadisch vor. Seine Gleichgewichtsreaktion



wurde von HAAS (1972) in Syntheseversuchen bestimmt.

Der Prehnit und der Diaspor bilden das Ende der metamorphen Sequenz, da keine weiteren Ca-Al-Silikate beobachtet wurden.

K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen an Hornblenden, Margarit und Muscovit

Pargasitische Hornblende aus einem unveränderten Bereich des Anorthosits und ein Margarit- und Muscovit-Konzentrat aus der Scherzone wurden für isotopische Altersbestimmungen separiert.

Für die Hornblende wurde nach der konventionellen K/Ar-Methode ein Alter von 483 ± 20 Ma ermittelt. Die Messungen der retrograden Mineralien Margarit und Muscovit erfolgten nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode mit stufenweiser Entgasung. Der Margarit weist mit 57 ± 3 Ma ein paläozänes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Gesamtalter auf, der Muscovit zeigt ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateaualter von 26 ± 3 Ma, das dem Grenzbereich Oligozän/Miozän entspricht. Für die schwarzgrünen Hornblenden des jüngeren, diskordanten Hornblende-Plagioklas-Pegmatites wurde ein K/Ar-Gesamtalter von 339 ± 14 Ma bestimmt.

Analytik und Mineraldrennung wurden im Laboratorium für Geochronologie der Universität durchgeführt. Eine detaillierte Studie befindet sich in Vorbereitung (MERTZ et al., in Vorb.).

**Diskussion der Untersuchungsergebnisse unter Einbeziehung
in die regionale Entwicklung des Finero-Körpers**

Der primäre Mineralbestand in den Metagabbros wird unter grünschieferfaziellen Verhältnissen in der Scherzone zu einer aussergewöhnlichen Paragenese verändert, deren herausragendste Vertreter der Korund und die margaritischen Sprödglimmerminerale sind.

Korund tritt in der Ivreazone an verschiedenen Orten (MILLOSEVICH 1927, LOSCHI GHITTONI 1969), teils gehäuft, auf, so dass ein korundführender Gabbro den Lokalnamen «Sesseralith» erhielt. (TRÖGER 1969). Meist werden die Korundvorkommen in der Literatur als Plumasite beschrieben. Jedoch sollte man auch die Möglichkeit einer retrograden Entstehung aus Spinell in Betracht ziehen, besonders für jene Fundorte von Korund, die sich ganz nah an der Insubrischen Linie befinden.

Die Analysen der Margarite ergaben eine komplexe ternäre Zusammensetzung, die über ein breites Feld im System Margarit–Paragonit–Muscovit streuen. Dabei fallen die natrium- und kaliumreichen Glieder in den Bereich einer Mischungslücke, wie sie in der Natur (ACKERMAND & MORTEANI 1973, HÖCK 1974, HOINKES 1978, FREY et al. 1982) und im Experiment (FRANZ et al. 1977) beobachtet wurden. Möglicherweise handelt es sich bei dem alkalienreichen ternären Margarit um eine metastabile Modifikation, die im Bereich der Scherzone bei rascher Abkühlung überleben konnte.

SCHREYER et al. (1981) fanden bereits einen primären, ternären Margarit (Margaritanalyse Nr. 2) in einem Korundfelsgestein, der mit 45,3 Mol% einen ähnlich hohen Na+K-Glimmeranteil zeigt. Gleichfalls haben HINRICHSEN & SCHÜRMANN (1971) eine lückenlose Mischbarkeit im Teilsystem Paragonit–Margarit in Koexistenz von Plagioklas und Korund oberhalb $P_{H_2O} = 2$ kb und Temperaturen zwischen 600 und 660 °C festgestellt.

Die P-T-Verhältnisse während der Retromorphose, die unter Anwesenheit einer wässrigeren, fluiden Phase zur Korundentstehung führten, lassen sich durch Nichtexistenz bestimmter Minerale eingrenzen und abschätzen. Statt des Titanits, der in den Chloritflecken die titanhaltige Phase bildet, würden oberhalb einer 500 °C-Grenze Fe-Ti-Oxide existieren (MOODY et al. 1983). Da Cordierit nicht auftritt, wurden amphibolitfazielle Verhältnisse sicherlich nicht erreicht. Der Schnittpunkt der amphibolitfaziellen Grenze (WINKLER 1970) mit der Stabilitätskurve von Margarit (Abb. 9) ergibt einen maximalen Druckwert von 3,5 kb. Die Grenze zur höheren Druckparagenese Zoisit + Disthen, die statt des Margarits aus Anorthit + Korund + H_2O entstehen würde (BÖTTCHER 1970), ist gleichfalls nicht überschritten worden. Im unteren P-T-Bereich wurde die Grenze zur Zeolithfazies (LIOU 1971b) ebenfalls nicht erreicht, da sich relevante Ca-Al-Silikate wie Wairakit oder Pumpellyit nicht gebildet haben.

Insgesamt fällt der retromorphe Mineralbestand in ein breites, grünschieferfazielles Feld im Bereich von 0,5–3,5 kb und 350–550 °C (Abb. 9). Vermutlich

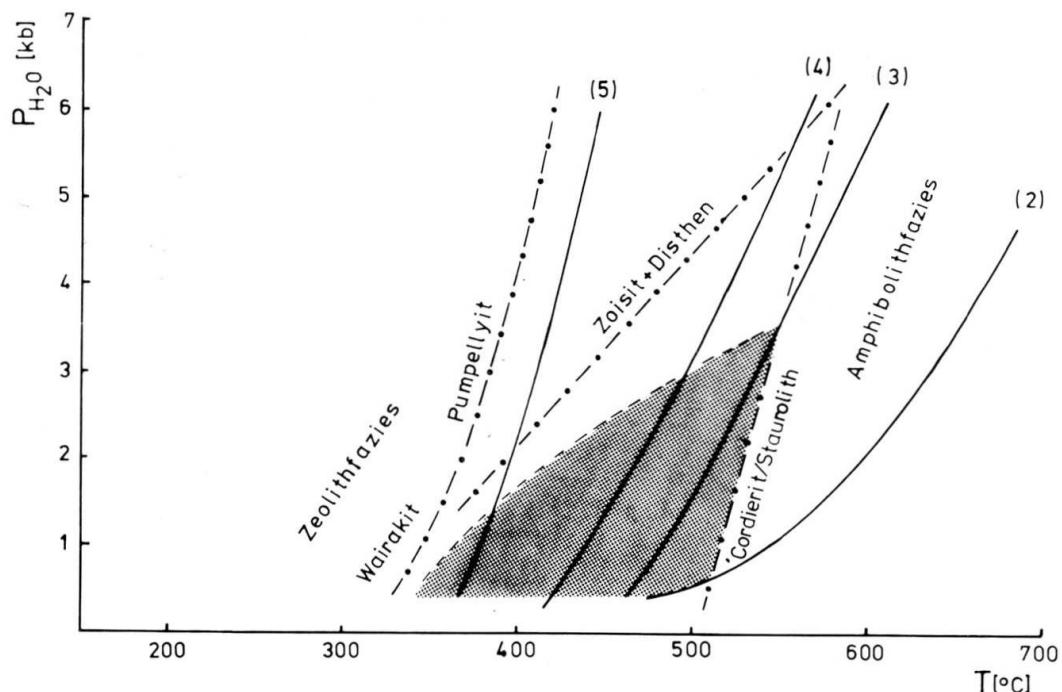


Abb. 9 Druck-Temperatur-Diagramm mit den Grenzen der Zeolith-, Grünschiefer- und Amphibolitfazies. Die obere Stabilitätsgrenze des Margarits drückt sich in der höheren Druckparagenese Zoisit-Disthen aus (BÖTTCHER 1970). Die übrigen Kurven beziehen sich auf folgende Reaktionen: (2) Magnesit + Korund = Spinell + H_2O ; (3) Margarit = Anorthit + Korund + H_2O ; (4) Prehnit = Anorthit + Wollastonit + H_2O ; (5) Diaspor = Korund + H_2O .

lagen die P-T-Bedingungen zu Anfang in der Scherzone im oberen Drittel bei rund $500^{\circ}C$ und 2,5 kb nahe der Grenze zur Amphibolitfazies. Dies steht im Einklang mit dem Auftreten von Oligoklas An_{27} in ScherungsrisSEN (Abb. 8) und der Existenz von komplex zusammengesetzten ternären Margariten.

Das K/Ar-Alter von 483 ± 20 Ma der Hornblende aus dem Metagabbro ist mit dem durch eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone definierten Alter von 478 ± 20 Ma übereinstimmend, das HUNZIKER & ZINGG (1980) an amphibolitfaziellen Paragneis-Proben SE Finero ermittelt haben. Diesem ordovizischen Alter wird der Höhepunkt der kaledonischen, granulitfaziellen Metamorphose in der Ivrea-Zone zugeschrieben.

Die bisherigen publizierten K/Ar-Altersdaten zweier Hornblenden aus der Ivrea-Zone (McDOWELL & SCHMID 1968, HUNZIKER 1974) weichen sehr stark von den kaledonischen Werten ab und werden unterschiedlich interpretiert. Das zu junge Alter von 208 ± 6 Ma einer Hornblende aus dem Ossola-Tal wird mit einem Argonverlust während einer amphibolitfaziellen Rekristallisation erklärt, während ein mit rund 1300 Ma zu hohes Alter einer Hornblende aus dem Finero-Peridotit auf einen erworbenen Argonüberschuss zurückgeführt wird.

Die granulitfazielle Metamorphose in der Ivreazone liegt je nach Anwendung verschiedener Geothermometer und -barometer im Bereich von $800\text{--}950^{\circ}C$ und 8-10 kb (CAPREDRI et al. 1976, ZINGG 1983, SILLS 1984). Eine

späte Abkühlungsphase nach dieser hochgradigen Metamorphose lässt sich aus der Spinellentmischung in den Finerogesteinen ablesen, die im Temperaturintervall zwischen 550 und 450°C stattfinden muss. Nach einem auf radiometrischen Mineralschliessungsalter beruhenden Abkühlungsmodell der Ivrea-Zone (HUNZIKER 1974) würde die Spinellentmischung mit ca. 275–225 Ma in den Zeitabschnitt der Permotrias fallen. Sehr wahrscheinlich dokumentieren die Spinelle im Finerogebiet mit ihrer spannungsinduzierten feinlamellierten oktaedrischen Spaltbarkeit eine penetrative regionalmetamorphe Deformation am Ende der varistischen Ära und im Anschluss daran die Spinellentmischung in einer langsamen statischen Abkühlungsphase.

Einen markanten Punkt im Ablauf des geotektonischen Geschehens stellt die Aufwölbung der grossen Antikline von Finero dar (LENSCH 1971a), der unter grünschieferfaziellen Bildungsbedingungen ein alpin/präalpines Alter zugeordnet wird (KRUHL & VOLL 1979a, KRUHL 1984). Die Promanalte weiter im Süden im Ossola-Tal bildet eine ähnliche Geostruktur gleichfalls ungewissen Alters, da keine isotopischen Altersdaten vorliegen. Ein Mindestalter wird jedoch durch die Verbandsverhältnisse mit der Insubrischen Linie markiert, die diese beide Faltenkomplexe am NE-Rand abschneidet (SCHMID 1967, KRUHL & VOLL 1979b, SCHMID et al. 1986).

Die retromorph überprägte Scherzone in den metagabbroiden Bändern verläuft \pm parallel zur 60°-Streichrichtung der Finero-Faltenachse (STECK & TIÈCHE 1976). Die symmetrische Anordnung zur Achsenebene der Finero-Antiklinie spricht für eine syngenetische Entstehung der Scherzone und der damit verbundenen retromorphen Mineralneubildungen. Das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter des hoch grünschieferfaziell gebildeten Margarits weist mit 57 ± 3 Ma einen alpidischen Alterswert auf. Die Anlage der Finero-Antikline könnte damit ins Paläozän, zwischen die eoalpine und mesoalpine, lepontinische Phase gestellt werden.

Die Kristallisation des Muscovits auf Rissen und Fugen im nicht saussurisierten Feldspat spricht für eine Zufuhr und Infiltration kaliumhaltiger Lösungen, deren Quelle wahrscheinlich ausserhalb der Metagabbros zu suchen ist, da die Basite selbst und die benachbarten Peridotite insgesamt sehr arm an Kalium sind. Eine Herkunft der Lösungen aus dem Bereich der tiefreichenden Störungszone der Insubrischen Linie im Norden des Finero-Komplexes (Abb. 1) liegt nahe, da auch in den insubrischen Myloniten grünschieferfaziell gebildete Muscovite weit verarbeitet sind. Die gebleichten und chloritisierten Biotite in diesem breiten Mylonitgürtel werden als mögliche Lieferanten des Kaliums betrachtet (KRUHL 1984).

Das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter des retrograden Muscovits fällt mit 26 ± 3 Ma in den Grenzbereich Oligozän/Miozän, d.h. in den Zeitabschnitt der Entwicklung der Insubrischen Linie (AHRENDT 1980, SCHMID et al. 1986). Hierbei schmiegen sich die insubrischen Mylonite, die sich bei einer vertikalen Heraushebung von min-

destens 10–20 km des zentralalpinen Blocks bilden, an den gewölbten, starren Finero-Komplex an.

Bei diesem tektonischen Geschehen könnten wegsame Bahnen der Scherzone innerhalb der Metagabbros reaktiviert worden sein und eindringende Lösungen die Muscovitbildung unter grünschieferfaziellen Bedingungen verursacht haben.

Eine rasche Abkühlung ohne Mineralneubildungen und das Ausbleiben von tektonischen Vorgängen belassen daraufhin die Scherzone in den Metagabbros in einem inaktiven Zustand.

Verdankungen

Herrn Prof. Dr. G.C. Amstutz und Herrn Prof. Dr. H.J. Lippolt danken wir für die freundliche Unterstützung dieser Arbeit. Die Herren Dr. K. Schmetzer, Dipl.-Min. A. Bach, Dipl.-Chem. E. Krouzek und D. Scholz waren bei den Röntgenaufnahmen und den Gesteinsanalysen mit der Röntgenfluoreszenzapparatur behilflich. Die zahlreichen polierten Dünnschliffe präparierten die Herren D. Scholz und O. Stadler. Bei den Zeichnungen half Herr Dipl.-Geol. R. Mühe.

Literaturverzeichnis

- ACKERMAND, D. & MORTEANI, G. (1973): Occurrence and breakdown of paragonite and margarite in the Greiner Schiefer Series (Zillertal Alps, Tyrol). *Contr. Mineral. Petrol.* 40, 293–304.
- AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160, 336–362.
- BEACH, A. (1973): The mineralogy of high temperature shear zones at Scouri, N.W. Scotland. *J. Petrol.* 14, 231–248.
- BEACH, A. (1976): The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 280, 569–604.
- BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des «Ivrea-Körpers», abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48, 235–246.
- BIANCONI, F., HALDEMANN, S.G. & MUIR, J.E. (1978): Geology and nickel mineralization of the eastern end of the Finero ultramafic-mafic complex (Ct. Ticino, Switzerland). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 223–236.
- BÖTTCHER, A.L. (1970): The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures. *J. Petrol.* 11, 337–379.
- BRODIE, K. H. (1980): Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite. *J. Struct. Geol.* 2, 265–272.
- CAPEDRI, S., GOMES, C.B., RIVALENTI, G. & RUBERTI, E. (1976): Pyroxenes and olivines as indicators of the petrological evolution of the Ivrea-Verbano Basic Formation (Italian Western Alps). *Tschermak Min. Petr. Mitt.* 23, 175–190.
- CAWTHORN, R.G. (1975): The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, Northern Italy. *J. Geol.* 83, 437–454.
- CHATTERJEE, N.D. (1971): Preliminary results on the synthesis and upper stability limit of margarite. *Naturwiss.* 58, 147.
- CHATTERJEE, N.D. (1974): Synthesis and upper thermal stability limit of 2 M-margarite, CaAl₂[Al₂Si₂O₁₀]/(OH)₂. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 753–767.

- COLTORTI, M. & SIENA, F. (1984): Mantle tectonite and fractionate peridotite at Finero (Italian West Alps). *N. Jb. Miner. Abh.* 149, 225–244.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1962): Rock-forming minerals. Vol. 3, Sheet silicates. Longmans, Green and Co., Ltd. London.
- ERNST, W.G. (1978): Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. *J. Petrol.* 19, 341–392.
- FERRIER, W.F. & GRAHAM, R.P.D. (1928): Pseudomorphs of corundum after spinel from Bathurst township, Lanark Country, Ontario, with a note on the identification of the original locality of the spinel. *Trans. Roy. Soc. Canada* 22 (3), 31–38.
- FRANZ, G., HINRICHSEN, T. & WANNEMACHER, E. (1977): Determination of the miscibility gap on the solid solution series paragonite–margarite by means of the infrared spectroscopy. *Contr. Mineral. Petrol.* 59, 307–316.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & SCHWANDER, H. (1982): Margarite in the Central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62, 21–45.
- GARUTI, G., RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1980): The Ivrea-Verbano Mafic Ultramafic Complex of the Italian Western Alps: Discussion of some petrological problems and a summary. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 36, 717–749.
- GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48, 261–284.
- GÖLDLSSMITH, J.R. & LAVES, F. (1956): Crystallization of metastable disordered anorthite at “low temperatures”. *Z. Krist.* 107, 396–405.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Am. Mineral.* 36, 884–901.
- HAAS, H. (1972): Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *Am. Mineral.* 57, 1375–1385.
- HEY, M.H. (1954): A new review of the chlorites. *Min. Mag.* 30, 277–292.
- HINRICHSEN, T. & SCHÜRMANN, K. (1971): Synthese und Stabilität von Glimmern im System CaO–Na₂O–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *Fortschr. Mineral.* 49, 21–22.
- HÖCK, V. (1974): Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. *Contr. Mineral. Petrol.* 43, 261–273.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). *N. Jb. Miner. Abh.* 131/3, 272–303.
- HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31, 1–54.
- HUNZIKER, J.C. & ZINGG, A. (1980): Lower paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 60, 181–213.
- JANSEN, J.B.H., FEENSTRA, A. & SCHUILING, R.B. (1978): A spinel-forming reaction in aluminous dolomitic marbles of Naxos, Greece. *N. Jb. Miner. Mh.*, 145–158.
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E. & ALLISON, I. (1977): Local modification of rock chemistry by deformation. *Contr. Mineral. Petrol.* 65, 183–190.
- KRUHL, J.H. (1984): Metamorphism and deformation at the northwest margin of the Ivrea Zone, Val Loana (N. Italy). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 151–167.
- KRUHL, J.H. & VOLLM, G. (1976): Fabric and metamorphism from the Monte Rosa Root Zone into the Ivrea Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 627–635.
- KRUHL, J.H. & VOLLM, G. (1979a): Deformation and metamorphism of the Western Finero Complex. *Mem. Sci. geol.* 33, 95–109.
- KRUHL, J.H. & VOLLM, G. (1979b): Excursion-guide to the Western Part of the Finero Peridotite-Metagabbro-Complex of the Ivrea Zone (N. Italy). *Mem. Sci. geol.* 33, 17–26.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineral.* 16, 501–520.

- LENSCH, G. (1968): Exkursionsführer für den Ultramafitit-Körper von Finero (Valle Cannobina, Provinz Novara, Italien). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 298–305.
- LENSCH, G. (1971a): Die Ultramafite der Zone von Ivrea. Ann. Univ. Sarav. H-9, 1–146.
- LENSCH, G. (1971b): Das Vorkommen von Sapphirin im Peridotitkörper von Finero (Zone von Ivrea, Italienische Westalpen). Contr. Mineral. Petrol. 31, 145–153.
- LIOU, J.G. (1971a): Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Am. Miner. 56, 507–531.
- LIOU, J.G. (1971b): P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. J. Petrol. 12, 379–411.
- LOSCHI GHITTONI, A.G. (1969): Nuove manifestazioni corindonifere nella Val Sessera (Vercelli). Rend. Soc. It. Min. Petr. 25, 521–538.
- MCDOWELL, F.W. & SCHMIDT, R. (1968): Potassium-argon ages from the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone (Northern Italy). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 205–210.
- MEHNERT, K.R. (1975): The Ivrea Zone. A model of the deep crust. N. Jb. Mineral. Abh. 125, 156–199.
- MERTZ, D.F., LIPPOLT, H.J. & STÄHLE, V. (in Vorbereitung): Vorläufige Mitteilungen über isotopische Altersbestimmungen an retromorphen Gesteinen um Finero, Novara (Italien).
- MILLOSEVICH, F. (1927): Le rocce a corindone della Val Sessera (Prealpi Biellesi). Rend. R. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. Mat. e Nat. V, 6, 22–31.
- MOODY, J.B., MEYER, D. & JENKINS, J.E. (1983): Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. Am. Jour. Sci. 283, 48–92.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv. 39, 211–220.
- NITSCH, K.H., STORRE, B. & THEIN, U. (1985): Die Bildung von Spinell in Al-haltigen dolomitischen Marmoren. Fortschr. Miner. 63, Bh. 1, 161.
- ORLOV, A. (1926): Über eisenarme Glieder der Zoisit-Epidotgruppe. Mém. Soc. Roy. Sci. Bohême 19, 1–42.
- PORRO, C. (1895): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Z. dt. geol. Ges. 47, 377–422.
- READ, H.H. (1931): On corundum-spinel xenoliths in the gabbro of Haddo House, Aberdeenshire. Geol. Mag. 68, 446–455.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G. & ROSSI, A. (1975): The origin of the Ivrea-Verbano Basic Formation (Western Italian Alps) – Whole rock geochemistry. Boll. Soc. Geol. It. 94, 1149–1186.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1980): Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea Zone of the Western Alps. J. Petrol. 22, 127–153.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1981): Chromian spinel in the Ivrea-Verbano Layered Igneous Complex, Western Alps, Italy. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 29, 33–53.
- RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1984): The layered series of the Ivrea-Verbano Igneous Complex, Western Alps, Italy. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33/2, 77–99.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 47, 935–1117.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M. (1986): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. Unveröffentl. Manuskript.
- SCHREYER, W., WERDING, G. & ABRAHAM, K. (1981): Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: Petrology, geochemistry and possible origin. J. Petrol. 22, 191–231.
- SHERVAIS, J.A. (1979): Thermal emplacement model for the Alpine Lherzolite Massif at Balmuccia, Italy. J. Petrol. 20, 795–820.
- SILLS, J.D., ACKERMAND, D., HERD, R.K. & WINDLEY, B.F. (1983): Bulk composition and mineral

- parageneses of sapphirine-bearing rocks along a gabbro-lherzolite contact at Finero, Ivrea Zone, N. Italy. *J. metam. Geol.* 1, 337-351.
- SILLS, J. D. (1984): Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, N. W. Italy. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 169-191.
- SINIGOI, S., COMIN-CHIARAMONTI, P., DEMARCHI, G. & SIENA, F. (1983): Differentiation of partial melts in the mantle: Evidence from the Balmuccia Peridotite, Italy. *Contr. Miner. Petrol.* 82, 351-359.
- STECK, A. & TIÈCHE, J. C. (1976): Carte géologique de l'antiforme péridotitique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 501-512.
- TRÖGER, W. E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. E. Schweizerbart, Stuttgart.
- TRÖGER, W. E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. E. Schweizerbart, Stuttgart.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. 2nd edit. McGraw-Hill Book Company, New York.
- TURNOCK, A. C. & EUGSTER, H. P. (1962): Fe-Al oxides: Phase relationships below 1000 °C. *J. Petrol.* 3, 533-565.
- URUNO, K. (1963): Optical study on the ordering degree of plagioclases. *Sc. Rep. Tohoku Univ. (Ser. 3)* 8, 171-220.
- VELDE, B. (1971): The stability and natural occurrence of margarite. *Min. Mag.* 38, 317-323.
- VOGT, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42, 59-125.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 30, 1-144.
- WINKLER, H. G. F. (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 189-248.
- ZINGG, A. (1982): Mylonitization of high grade paragneisses of the Ivrea Zone along the Insubric Line. Abstracts Int. Conference on Planar and Linear Fabrics of Deformed Rocks. *Mitt. Geol. Institut ETH und Univ. Zürich, NF* 239a, 297-299.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 361-392.

Manuskript erhalten 27. Februar 1986; überarbeitetes Manuskript angenommen 22. Juli 1986.