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

Band: 54 (1974)

Heft: 2-3: Alpidische Metamorphosen in den Alpen

Artikel: Die Ultramafitite der Alpe Arami und Croveggio, Tessin (Schweiz) : ein Beitrag zu ihrer Geochemie und Metamorphose

Autor: Rost, Franz / Wannemacher, Josef / Grigel, Wolfgang

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-42199

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. Siehe Rechtliche Hinweise.

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. Voir Informations légales.

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. See Legal notice.

Download PDF: 26.04.2025

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

Die Ultramafitite der Alpe Arami und Croveggio Tessin (Schweiz)

Ein Beitrag zu ihrer Geochemie und Metamorphose

von *Franz Rost*, *Josef Wannemacher* und *Wolfgang Grigel*, Saarbrücken*)

Mit 5 Abbildungen und 6 Tabellen im Text

Zusammenfassung

Nach der strukturpetrologischen Bearbeitung der Granatperidotite der Alpe Arami durch J. R. MÖCKEL (1969) wurde der Chemismus der Ultramafitite dieses Vorkommens und der Alpe Croveggio anhand von 36 Proben untersucht. Die Verrechnung der Gesteinsanalysen in die Norm-Minerale Olivin, Ortho- und Klinopyroxen ergab ein Bild ihrer Variationsbreite, die sich im Diagramm der Ultramafitite vom Feld der Peridotite – im engeren Sinn – ins Lherzolith-Feld erstreckt.

Aus 18 Granat-führenden Gesteinen wurde die Zusammensetzung der Granate bestimmt und deren chemische Variation innerhalb 5 einzelner Ultramafitite in Histogrammen dargestellt.

Herkunft, Bildungsbedingungen und die Stufen der retrograden Metamorphose zu Hornblende-Spinell- und Hornblende-Chlorit-Ultramafititen werden diskutiert und die auftretenden Gesteinstypen in ein Fazies-Diagramm eingeordnet. Zusätzlich wird versucht, die einzelnen Metamorphose-Stufen mit Phasen der alpidischen Orogenese zu korrelieren.

Abstract

Following the investigations on the structural petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami by J. R. MÖCKEL (1969), the chemical composition of 36 ultramafite samples from Alpe Arami and Alpe Croveggio is studied. Calculation of normative olivine, ortho- and clinopyroxene shows their variation to range from the field of peridotite s. str. to the lherzolite field in the ultramafitite diagram.

Furthermore the chemical composition of garnets from 18 garnet-bearing rocks is determined and their chemical variation is plotted in histograms.

Origin, conditions of genesis and the different steps of retrograde metamorphism of the garnet-ultramafitites from Valle di Gorduno, producing amphibole-spinel-ultramafitites and amphibole-chlorite-ultramafitites are discussed. The rock types are arranged into a facies diagram. Finally an attempt is made to correlate the several steps of metamorphism with the alpine orogenesis.

---

*) Adresse der Autoren: Prof. Dr. F. Rost, Fachrichtung 17.2 Mineralogie der Universität des Saarlandes, D-66 Saarbrücken.

I. EINFÜHRUNG

I.1. Die Vorkommen der Ultramafitite

Im Tessin liegt – etwa 5 km NW von Bellinzona – WNW der Alpe Arami ein grösserer Körper ultramafischer Gesteine (Fig. 1), die teilweise Granat führen und seit U. GRUBENMANN (1908) weit bekannt geworden sind. Nach der Aufnahme von J. R. MÖCKEL (1969) sind sie linsenförmig in die steil nach S fallenden lepontinischen Gneise eingeschaltet; ihr SE-Ende ist auf der Verebnung der Alpe Arami nicht sicher festzulegen. Die zentralen Peridotite – im weiteren Sinn nach J. R. MÖCKEL – werden im N und SW von Eklogiten gegen die umgebenden Gneise abgegrenzt; ausserhalb des südwestlichen Eklogitzuges ist noch ein schmaler Streifen von Peridotit nachgewiesen.

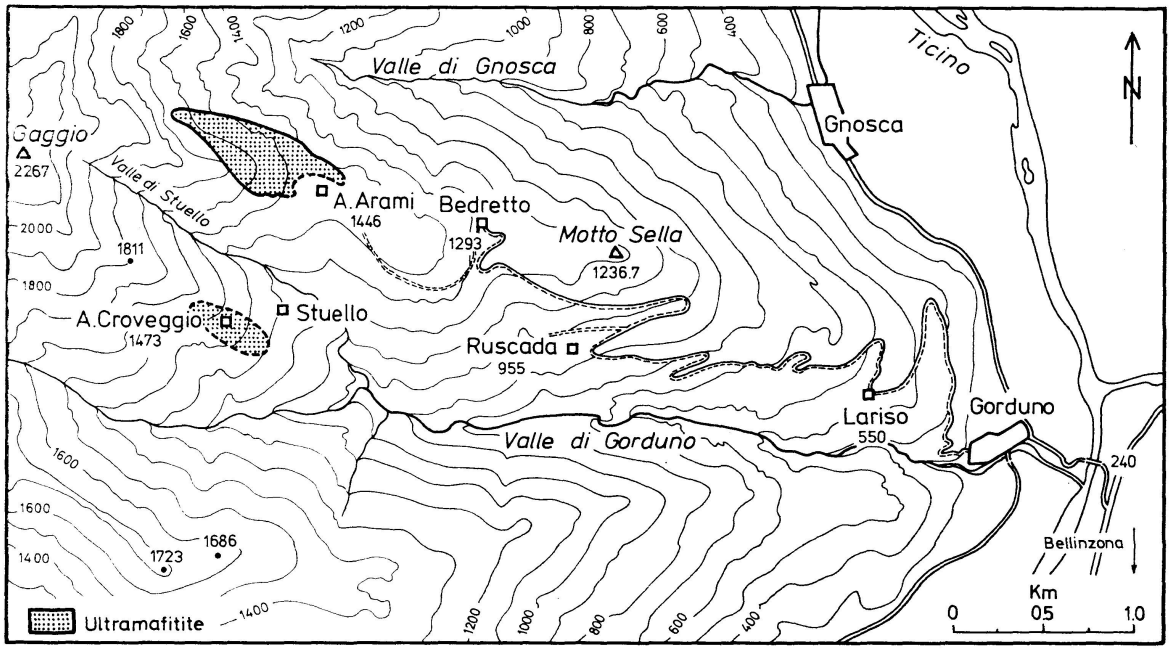

Fig. 1. Karte der Ultramafitit-Vorkommen des Valle di Gorduno. [Nach der Karte 1 : 25 000, Foglio 1313, Bellinzona und der Aufnahme von J. R. MÖCKEL (1969)].

1 km S der Ultramafitit-Linse der Alpe Arami tritt in der Umgebung der Alpe Croveggio ein weiteres kleines Vorkommen als Blockhalde auf (Fig. 1), das bisher nicht anstehend nachgewiesen ist. Innerhalb dieser flachgründigen Halde konnten 1973 M. FUMASOLI (Altdorf/Schweiz) und J. WANNEMACHER die Streichrichtung anstehender Gneisrippen einmessen, die den Gneisen der Alpe Arami annähernd parallel folgt. Die Verfasser nehmen im Vorkommen der Alpe Croveggio eine weitgehend erodierte Linse von Ultramafititen an, die periglazial «in situ» zu einem Blockmeer zerfiel, wie ähnlich an Ultra-

mafititen des Ultentales (P. BRENNEIS, 1971) und Westnorwegens zu beobachten ist. Obwohl beide Ultramafititlinsen des Gordunotales vom Ticinogletscher überflossen oder randlich berührt worden sein müssen, dessen Mächtigkeit bei Bellinzona von A. PENCK (1909) auf mindestens 1360 m geschätzt wurde, ist eine lokale Ablagerung einer Moräne aus dem Ultramafititmaterial der Alpe Arami auf dem Bergrücken der Alpe Croveggio nicht wahrscheinlich.

Die Ultramafitite der Alpe Croveggio sind nach Gesteinsbestand und Metamorphose zu Kelyphit- und Hornblende-Chlorit-Peridotiten einschliesslich des Auftretens von Eklogiten mit den Gesteinen der Alpe Arami praktisch identisch; sie wurden daher in vorliegende Untersuchungen mit einbezogen.

Wie auch J. R. MÖCKEL (1969) erwähnt, liegen die Gesteine aus beiden Vorkommen an dem früher leichter zugänglichen Fundpunkt von Rollblöcken im untersten Valle di Gorduno nebeneinander und ununterscheidbar vor, während der Grossteil des verwitterten Blockmaterials der Alpe Arami nach Norden in das Valle di Gnosca abtransportiert wurde und hier dem letztgenannten Vorkommen eindeutig zugeordnet werden kann.

I.2. Problemstellung

Trotz des grossen Interesses, das der «Granatolivinfels» der Alpe Arami für die Diskussion über Herkunft und Bildung der Granatultramafitite und ihrer retromorphen Folgegesteine geweckt hat, ist die Zahl der bisher veröffentlichten Analysen überraschend gering (je 2 Analysen in U. GRUBENMANN (1908) und M. J. O'HARA und MERCY E. L. P. (1966)).

Nach Absprache mit J. R. MÖCKEL, der sich auf die strukturpetrologische Bearbeitung beschränkte, erschien es als lohnende Aufgabe, die Kenntnis der Gesteinsvariation der Ultramafitite der Alpe Arami und Croveggio sowohl hinsichtlich der primären Differentiation als auch der mehrphasigen Metamorphose durch neue Analysen zu erweitern. Ferner sollte speziell die Granat-Zusammensetzung in den verschiedenen Granatultramafititen und ihre Variation in einigen Gesteinstypen untersucht werden.

II. ERGEBNISSE

II.1. Chemismus der Ultramafitite

Methodik: Eine repräsentative Menge von mindestens 1 kg wurde zerkleinert und nach den üblichen Teilungsverfahren eine Durchschnittsprobe zur Gesamtanalyse abgetrennt, deren Durchführung mit den Methoden der Röntgenfluoreszenz, Atomabsorption, Flammenphotometrie und nasschemischer Verfahren erfolgte.

Tabelle 1. *Gesteinsanalysen granatführender Ultramafitite des Valle di Gorduno*

Nr.		Schliff		Kel	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	MnO	NiO	Cr_2O_3	TiO_2	H_2O^+	Summe
1	A. Arami und Valle di Gnosca	3417	Granatperidotit	s	44,40	2,43	8,01	39,80	4,31	0,19	0,14	0,28	0,32	0,14	1,25	101,27
2		3581	Granatperidotit	s	44,60	3,82	7,99	36,75	3,53	0,21	0,14	0,23	0,34	0,15	1,79	99,55
3		3584	Granatperidotit	m	43,84	4,37	7,63	35,89	3,78	0,28	0,14	0,23	0,36	0,16	2,71	99,39
4		3853	Granatperidotit	m	43,00	4,18	9,28	39,00	3,60	—	—	—	—	—	1,10	99,16
5		3851	Granatperidotit	m	42,60	4,09	7,94	37,50	3,61	0,32	0,15	0,27	0,37	0,09	3,51	100,45
6		3586	Granatperidotit	st	44,45	3,03	7,62	38,59	2,74	0,17	0,13	0,25	0,33	0,10	2,34	99,75
7		3587	Granatperidotit	st	43,12	2,65	7,86	39,69	3,58	0,15	0,13	0,25	0,31	0,10	1,68	99,52
8		3583	Granatperidotit	st	44,60	3,81	7,91	36,11	3,81	0,19	0,14	0,24	0,34	0,14	2,38	99,67
9		3585	Granatperidotit	s	45,94	4,55	8,47	31,19	7,52	0,22	0,14	0,17	0,26	0,42	1,30	100,18
10		1983	Granatperidotit	s	45,47	5,72	8,77	27,16	10,40	—	—	—	—	—	1,00	98,52
11		3418	Granatpyroxenit	s	51,70	6,60	5,76	20,40	14,67	0,75	0,15	0,12	0,24	0,54	0,96	101,89
12		3419	Granatfels	s	38,50	21,95	15,21	15,70	6,32	—	0,94	0,02	0,24	2,65	1,12	102,65
13	A. Croveggio	3577	Granatperidotit	m	45,57	3,92	8,38	35,28	3,43	0,20	0,14	0,25	0,33	0,14	2,13	99,77
14		3576	Granatperidotit	m	44,10	3,40	7,84	38,81	2,70	0,19	0,13	0,25	0,37	0,07	2,04	99,90
15		3578a	Granatperidotit	s	46,06	3,87	8,65	34,89	3,23	0,20	0,14	0,25	0,33	0,15	2,19	99,96
16		3578b	Granatperidotit	st	45,96	3,98	7,91	34,44	3,40	0,25	0,17	0,23	0,38	0,13	2,84	99,69
17	Gorduno	1984	Granatperidotit	s	42,84	4,25	6,96	38,40	3,20	—	—	—	—	—	3,22	98,87
18		1539	Granatperidotit	s	42,59	5,25	9,00	37,79	3,40	0,25	0,30	—	0,28	0,11	1,10	100,07
19		3415	Granatperidotit	m	44,40	3,25	8,82	39,20	3,86	0,16	0,17	0,28	0,41	0,08	1,84	102,47
20		2910	Granatperidotit	m	43,10	2,20	7,77	40,40	2,68	0,12	0,12	0,29	0,39	0,04	3,62	100,73
21		1545	Granatperidotit	st	43,92	2,51	9,00	40,60	2,80	0,15	0,30	—	0,28	0,10	1,10	101,16
22		1547	Granatperidotit	st	42,96	2,01	10,05	40,25	2,80	0,10	0,30	—	0,28	0,10	1,10	99,95
23		3852	Granatperidotit	st	42,60	5,67	8,40	33,90	5,26	—	0,13	0,22	0,33	0,31	1,80	98,78

Bemerkung: Kel = Kelyphitisierung schwach (s), mittel (m), stark (st); — = nicht bestimmt

Tabelle 2. *Gesteinsanalysen von Kelyphitperidotiten des Valle di Gorduno*

Nr.		Schliff	Fazies	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	MnO	NiO	Cr_2O_3	TiO_2	H_2O^+	Summe
24	A. Arami und Valle di Gnosca	3425	II/III	43,50	2,37	7,40	39,80	2,79	0,25	0,14	0,28	0,41	0,07	3,65	100,66
25		3422	III	43,50	2,89	7,74	38,60	3,08	0,25	0,14	0,29	0,34	0,07	3,21	100,11
26		3424	III	42,10	2,65	7,49	38,60	2,73	0,23	0,14	0,27	0,41	0,07	5,95	100,64
27		3589	III	44,39	3,09	7,48	38,12	2,22	0,10	0,13	0,27	0,36	0,08	3,53	99,77
28		3590	III	44,06	3,36	7,48	37,44	2,45	0,10	0,12	0,27	0,35	0,10	3,92	99,65
29		3423	III	42,10	3,39	7,74	37,50	3,66	0,30	0,12	0,26	0,35	0,09	5,87	101,38
30		3588	III	42,60	2,87	7,19	36,58	2,18	0,15	0,12	0,26	0,34	0,07	7,41	99,77
31	A. Croveggio	3580	III	43,50	3,60	7,93	36,00	3,36	0,18	0,12	0,24	0,31	0,12	4,54	99,90
32		3421	III	42,10	2,08	7,02	40,40	2,53	0,20	0,13	0,29	0,34	0,06	5,35	100,50
33		3420	III	43,10	3,20	7,74	36,20	3,14	0,23	0,13	0,28	0,37	0,08	4,36	98,83
34		3579	III	42,77	2,07	7,59	38,63	1,79	0,06	0,12	0,26	0,33	0,06	5,92	99,60
35	Gorduno	1551	II	44,40	4,28	8,50	36,20	2,17	0,18	0,13	0,28	0,55	0,11	1,21	98,01
36		1554	III	41,70	1,05	7,77	42,80	1,40	0,07	0,12	0,32	0,35	0,03	5,42	101,03

Bemerkung: — = nicht bestimmt; Fazies: II = Hornblende-Spinell-Fazies; III = Hornblende-Chlorit-Fazies

Die in einer deutlichen Bankung zum Ausdruck kommende Differentiation der verschiedenen granatführenden Ausgangsgesteine und die ebenfalls durch Durchbewegungen beeinflusste sekundäre Retromorphose im Körper der Alpe Arami liess mangels zusammenhängender Aufschlussverhältnisse keine Ordnung erkennen, aus welcher sich eine sinnvolle Reihenfolge der Gesteine in den Analysentabellen ergeben hätte. Da zudem zahlreiche Gesteine der Alpe Arami und von der Geröllhalde der Alpe Croveggio – wie selbstverständlich auch aus dem Valle di Gnosca und der Fundstelle beim Ort Gorduno – nicht anstehend entnommen werden konnten, wurde auf eine lokalisierte Fundpunktsangabe verzichtet, die auch bei den Literaturanalysen fehlt.

Die Analysenergebnisse der Granat-führenden Ultramafitite sind nach Fundgebieten in Tab. 1 zusammengefasst. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig, wobei die Granate bis 20 mm Grösse erreichen können. Der Granatgehalt schwankt zwischen 3 und 12 Vol.-%. Aus gebotener Kürze kann auf eine Einzelbeschreibung nicht eingegangen werden.

Die kelyphitisierten Ultramafitite sind in Tab. 2 in jeder Fundstellengruppe nach zunehmender Retromorphose geordnet, welche mit ansteigender Chloritbildung in den Kelyphitknoten und einer Verschieferung verbunden ist, wie in den Gesteinen Nr. 29 und 30 der Alpe Arami, Nr. 32, 33 und 34 der Alpe Croveggio und dem weitgehend verschieferten Gestein Nr. 36 aus der Fundstelle bei Gorduno.

Erwartungsgemäss bedingt die Retromorphose einen Anstieg des H_2O-Gehaltes, der nur in seltenen Fällen einer stärkeren Serpentinisierung zuzuschreiben ist (Analyse Nr. 26). Ersteres zeigt der Vergleich des Analysen-

Tabelle 3. *Vergleich der Peridotite des Valle di Gorduno*
(Gesteinsdurchschnitte aus Tab. 1 und 2)

	Durchschnitt		Durchschnitt aller Peridotite	
	Granatperidotite	Kelyphitperidotite	A. Arami, V. Gnosca	A. Croveggio
SiO_2	43,93	43,06	43,52	44,15
Al_2O_3	3,63	2,84	3,27	3,27
FeO	8,11	7,62	7,78	7,88
MgO	37,75	38,22	38,00	36,83
CaO	3,46	2,58	3,20	2,95
Na_2O	0,20	0,18	0,21	0,19
MnO	0,17	0,13	0,13	0,14
NiO	0,25	0,27	0,26	0,26
Cr_2O_3	0,34	0,37	0,35	0,35
TiO_2	0,12	0,08	0,10	0,11
H_2O^+	2,09	4,64	3,42	3,67
Summe	100,05	99,99	100,24	99,80

Bei der Durchschnittsberechnung wurden die Gesteine Nr. 9–12 der Tab. 1 nicht berücksichtigt.

durchschnitts der granatführenden mit den total kelyphitisierten Ultramafititen (Tab. 3). Die Gegenüberstellung der Durchschnitte der Ultramafitite der Alpe Arami und der Alpe Croveggio in dieser Tabelle bestätigt ferner die Übereinstimmung des Gesteinsbestandes beider Vorkommen.

II.2. Die systematische Stellung der Ultramafitite

Die Verrechnung der Gesteinsanalysen nach dem von G. LENSCH (1968) entwickelten Verfahren und Eintragung in das normative Dreieck-Diagramm Ol-Opx-Cpx ergibt die Variationsbreite der Ultramafitite des Bearbeitungsgebietes. Die «häufigeren» Gesteinstypen, die für die Berechnung der Gesteinsdurchschnitte der Tab. 3 verwertet wurden, zeigen nach Auszählung mittels des hexagonalen Netzes eine maximale Belegungsdichte im Feld der Peridotite s. str. (Fig. 2); mit kleinerer Belegungsdichte ziehen sie in den Olivin- und

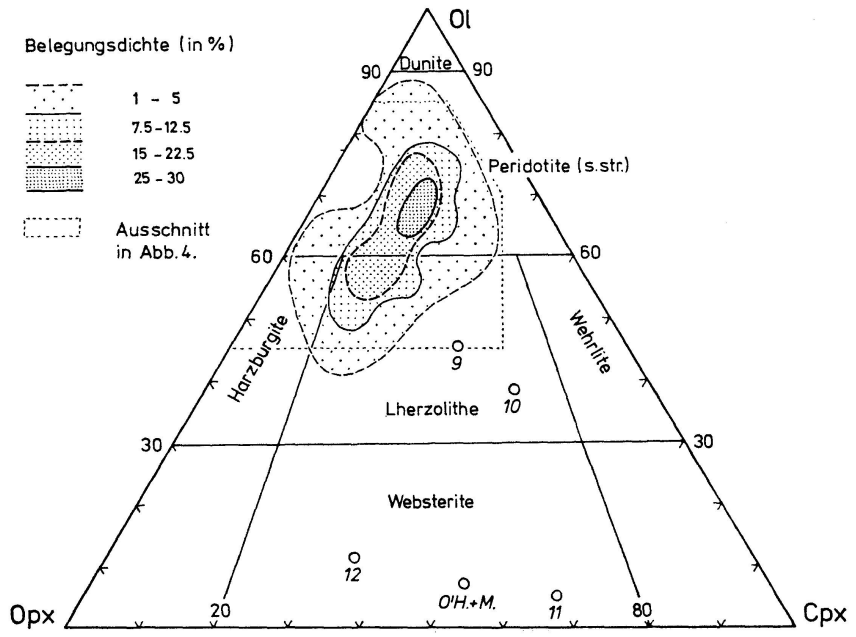

Fig. 2. Häufigkeitsverteilung der Ultramafitite des Valle di Gorduno im normativen Dreieck-Diagramm Ol-Opx-Cpx.

Orthopyroxen-reicheren Teil des Lherzolithfeldes (F. ROST, 1971a). Die bereits hervorgehobenen Ultramafitite Nr. 9 und Nr. 10 liegen infolge ihres höheren Klinopyroxen-Gehaltes ausserhalb des «Normalfeldes»; sie bilden unregelmässige Schlieren innerhalb der normalen Granatultramafitite. Mit einer grossen Lücke folgen die Granatpyroxenite Nr. 11 und das von M. J. O'HARA und E. L. P. MERCY analysierte Gestein («O'H + M» in Fig. 2), die in cm-dicken Lagen bankungsparallel in den Granatultramafititen auftreten, sowie

der Granatfels Nr. 12, der als faustgrosser Einschluss in einem Granatperidotit der Alpe Arami gefunden wurde. Die Teilanalyse seines Granats ist in Tab. 5 aufgeführt.

In einem vergrösserten Teilausschnitt des Dreieck-Diagramms der Fig. 2 sind in Fig. 3 die darstellenden Punkte, unterschieden nach Granat-führenden und Granat-freien kelyphitisierten Peridotiten – in weiterem Sinn – eingetra-

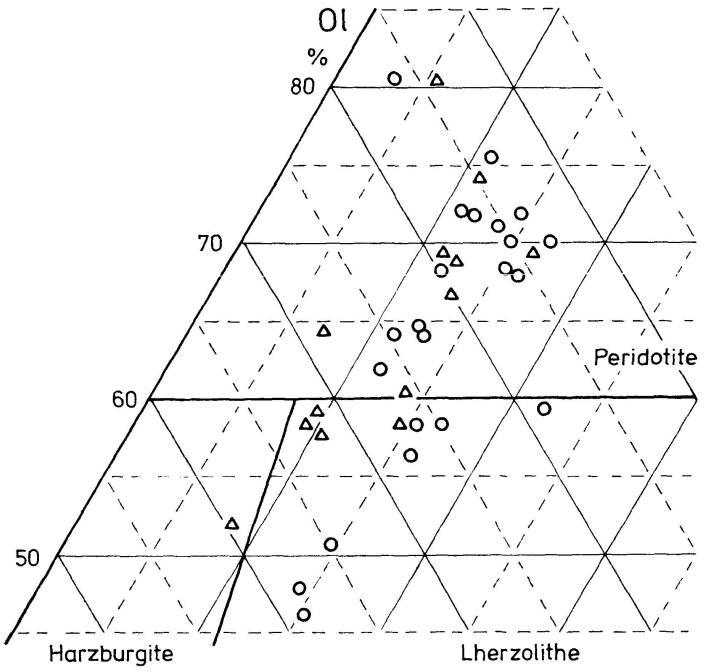

Fig. 3. Lage der «häufigeren» Granat-führenden (Kreise) und Granat-freien, kelyphitisierten (Dreiecke) Ultramafitite des Valle di Gorduno im normativen Dreieck-Diagramm Ol-Opx-Cpx (Ausschnitt von Fig. 3).

gen. Während bei den Olivin-reicheren Gesteinen zwischen beiden verschieden metamorphen Typen keine Unterschiede auftreten, zeigen die kelyphitisierten Ultramafitite bei kleineren, unter 65 Vol-% liegenden Olivingehalten eine Tendenz zu höheren normativen Opx-Werten, was möglicherweise durch eine Abwanderung von CaO während der retrograden Metamorphose zu erklären ist.

II.3 Chemismus und Variation der Granate

Zu den bisher in der Literatur vorliegenden 4 Granatanalysen wurden weitere 9 Gesamtanalysen von Granaten aus Ultramafititen des Untersuchungsgebietes ausgeführt, deren Ergebnisse in Tab. 4 zusammengestellt sind. Sie wurden durch 9 spektrographische Teilanalysen von Granat-Durchschnitten aus einzelnen Gesteinen und durch 20 Spektralanalysen «separierter Farbreihen» ergänzt (Tab. 5 und Tab. 6).

Methodik: Zur Granatseparation wurden je nach dessen Korngrösse Fraktionen zwischen 0,2 und 0,8 mm ausgesiebt und der durch Magnetscheider und Schwereflüssigkeit angereicherte Granat auf einem Magnetrührer mit verdünnter Salzsäure (HCL : H_2O =

Tabelle 4. *Gesamtanalysen von Ultramafitit-Granaten des Valle di Gorduno*

Lit. bzw. Nr.		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Cr_2O_3	TiO_2	Summe
Grub. 1908		41,85	24,00	→	9,80	18,23	5,41	—	1,09	0,20	100,58
Grub. u. H. 1916		41,85	24,78	2,63	7,43	18,23	5,41	0,10	—	0,20	100,63
O'Hara u. M. 1963		41,54	21,72	0,68	8,98	20,06	4,78	0,32	1,70	0,24	100,02
Dal Vesco 1953		41,30	22,10	→	10,12	20,02	4,66	0,25	0,18	0,24	98,87
2	3581	41,70	21,60	→	8,99	19,60	5,03	0,36	1,38	0,16	98,82
3	3584	41,60	21,70	→	9,08	18,90	5,01	0,37	1,38	0,13	98,17
6	3586	42,00	22,40	→	8,56	19,60	5,29	0,37	1,86	0,12	100,20
7	3587	41,80	21,80	→	8,96	19,60	5,25	0,37	1,52	0,13	99,46
8	3583	41,80	22,50	→	9,53	18,60	5,31	0,36	1,48	0,12	99,70
13	3577	41,90	22,20	→	9,22	20,60	4,97	0,36	1,38	0,13	100,76
14	3576	41,70	21,30	→	9,96	20,00	5,39	0,39	1,83	0,13	101,70
15	3578	41,20	21,70	→	9,68	19,60	5,50	0,37	1,43	0,13	99,61
9	3585	41,40	22,30	→	12,26	17,10	5,56	0,40	0,83	0,13	99,98

Bemerkung: → = Gesamteisen als FeO; — = nicht bestimmt

Tabelle 5. *Spektrographische Teilanalysen von Ultramafitit-Granaten des Valle di Gorduno*

Nr.	Schliff	FeO	MnO	CaO	Cr_2O_3	TiO_2	a_0
1	3417	10,1	0,44	5,25	1,65	0,1	11,533
5	3851	9,3	0,36	4,60	1,53	0,09	11,530
11	3418	11,1	0,52	6,60	0,50	0,1	11,530
12	3419	14,7	0,94	5,25	1,40	0,05	11,546
18	1539	9,0	0,4	5,0	1,3	0,2	—
19	3415	9,3	0,42	5,15	1,65	0,1	11,533
20	2910	9,0	0,35	5,25	2,40	0,1	11,541
21	1545	10,0	0,4	4,0	1,3	0,18	—
22	1547	10,0	0,36	4,0	1,4	0,12	—

1 : 2) bis zum Sieden behandelt, um Fremdmineralien aufzulösen bzw. mechanisch abzureiben. Die zur Analyse geeigneten reinsten Granatkörner wurden unter einer Binokularlupe bei 15–25-facher Vergrösserung ausgelesen; aus 5 Gesteinen liessen sich farblich unterscheidbare «Granatreihen» separieren und zu Histogrammen verwerten.

Bei der Mehrzahl der Granate handelt es sich um Pyrop-betonte Granate mit zwischen 69 und 72 Mol-% liegenden Anteilen, wie sie für Ultramafitite im allgemeinen als charakteristisch angesehen werden können (F. Rost und W. Grigel, 1969; P. Brenneis, 1971). In manchen Olivin-ärmeren Ultramafititen nimmt der Pyrop-Anteil unter Zunahme der Almandin- und Grossularkomponente bis etwa 60 Mol-% ab.

Auch innerhalb eines Gesteins zeigen die Granate meist eine unterschiedliche Zusammensetzung, besonders im farbbestimmenden Chromgehalt. Sie wurde an 5 Granatserien unterschiedlicher Ultramafitite bestimmt; Gestein Nr. 6 und 14 sind Pyroxen-reiche Peridotite (s. str.), Nr. 2 ist ein Olivin-reicher Lherzolith (s. str.). Bei Nr. 9 handelt es sich um einen klinopyroxenreicheren

Tabelle 6. *Spektralanalysen der Granat-Farbreihen aus Granatultramafititen*

Gesteins-Nr.	Fraktion	FeO ges.	CaO	MnO	Cr_2O_3	TiO_2	a_0
6	I	9,0	5,3	0,37	1,58	0,13	11,531
	II	9,0	5,1	0,34	1,66	0,12	11,532
	III	9,0	5,4	0,35	2,13	0,113	11,535
	IV	8,7	5,6	0,35	2,25	0,103	11,537
14	II	10,1	5,18	0,38	0,37	0,09	11,527
	V	9,2	4,90	0,35	1,52	0,10	11,531
	VI	9,0	5,25	0,35	1,71	0,11	11,533
	VII	8,7	4,90	0,34	1,73	0,094	11,533
	VIII	8,6	5,23	0,37	2,05	0,105	11,536
2	II	9,4	5,7	0,36	1,33	0,155	11,530
	III	9,7	5,9	0,38	1,35	0,158	11,531
	IV	9,4	5,9	0,36	1,61	0,15	11,533
9	I	10,5	5,5	0,37	0,53	0,126	11,537
	II	10,3	5,7	0,38	0,76	0,124	11,543
	III	10,6	5,4	0,35	1,09	0,124	11,544
	IV	10,9	5,7	0,37	1,39	0,113	11,546
11	I	13,2	5,6	0,60	0,36	0,04	11,526
	II	12,3	6,3	0,51	0,50	0,1	11,529
	III	12,0	5,5	0,46	0,52	0,09	11,531
	IV	12,0	6,0	0,47	1,05	0,11	11,536

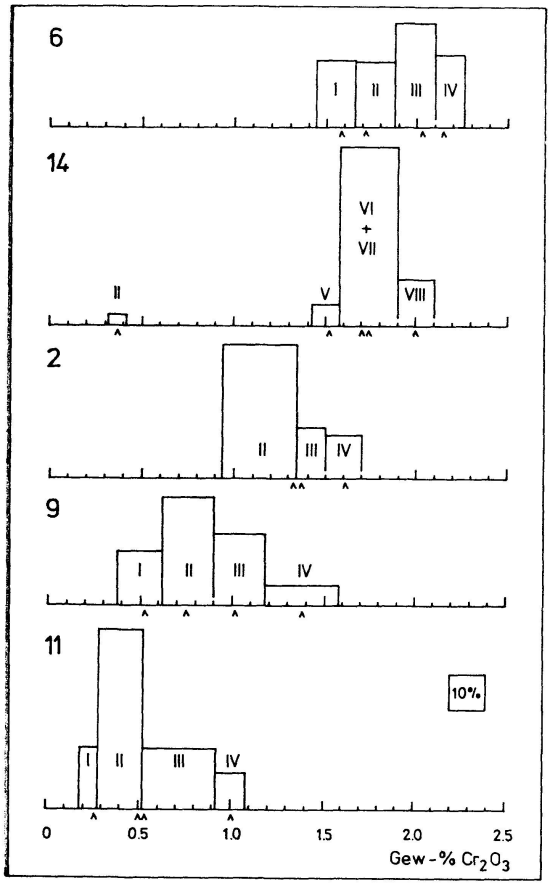

Fig. 4. Histogramme der Granat-Variation in 5 Granatultramafititen.

Lherzolith, dessen Lage im normativen Dreieck-Diagramm dargestellt ist, während Nr. 11 als klinopyroxenreicher Websterit zu bezeichnen ist (Fig. 2).

Die Ergebnisse sind in Fig. 4 dargestellt[1]). Ähnliche Variationsbreiten der Granatzusammensetzung zeigen auch andere alpine Granatultramafitite, wie aus dem Ultental (G. AMTHAUER u. a., 1971) und dem Gebiet des Monte Duria N des Comer Sees (noch unveröffentlichte Untersuchung mit M. FUMASOLI). Sie sind nach G. AMTHAUER u. a. mit der verschiedenen Bildungsmöglichkeit der einzelnen Granatkörner erklärbar, die durch Hochdruckentmischung aus primär CaO- und Al_2O_3-reicheren Orthopyroxenen oder durch Reaktion verschiedener Anteile von Pyroxenen und Spinell je nach dem «stofflichen Einzugsbereich» eines Granatkornes vorstellbar ist.

III. ZUR GENESE UND RETROGRADEN METAMORPHOSE DER ULTRAMAFITITE DES VALLE DI GORDUNO UND IHRER STELLUNG IN DER ALPIDISCHEN METAMORPHOSE

III.1. Die Herkunft und Bildung der Granat-Ultramafitite

In positiver Beantwortung der 1957 von P. DE ROEVER als «klassische Hypothese» gestellten Frage «Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale» (F. ROST 1971a, 1971b) kann in Übereinstimmung mit M. J. O'HARA und E. L. P. MERCY (1966), J. R. MÖCKEL (1969) und E. DEN TEX (1971) die Herkunft der Ultramafitite des Gordunotales aus dem obersten Mantel oder der Moho-Zone als erwiesen gelten.

Ungelöst ist jedoch die Entscheidung, ob die hier behandelten Ultramafitite bereits als Granat-führende Gesteine aus dem Mantel in die Kruste eingeschuppt wurden oder ob die Granatführung erst nach der Platznahme in tiefen Krustenbereichen während einer Hochdruck-Metamorphose erreicht wurde. Über die Bildungs- und Stabilitäts-Bedingungen der Granatperidotite liegen aus neuerer Zeit Ergebnisse von W. SCHREYER und F. SEIFERT (1969) vor, die für die Granatbildung einen Mindestdruck von 16 kbar bei etwa 850° C ermitteln konnten, sowie von M. J. O'HARA, S. W. RICHARDSON und G. WILSON (1971), welche für das Auftreten der Granat-Lherzolith-Fazies 12–15 kbar, entsprechend einer Mindesttiefe von 40 km, angeben. In einem «angenäherten Stabilitätsfeld einiger Peridotit-Typen» werden von J. R. MÖCKEL (1969) nach Ergebnissen von I. KUSHIRO und H. S. YODER (1964) und H. S. YODER (1967)

---

[1]) Von den nicht aufgeführten Granatfraktionen standen selbst für die Spektralanalyse ungenügende Mengen zur Verfügung.

bei etwas über 900° C ähnliche Drucke für die Genese von Granatperidotiten zugrunde gelegt.

Im Gegensatz zur mittleren Ivreazone, wo die primär vorliegenden Granatperidotite – später total kelyphitisiert – an Stronalithe gebunden sind (G. Lensch und F. Rost, 1972), und den Vorkommen im Ultental, deren Granatperidotite in granulitischen Gesteinen auftreten (P. Brenneis, 1971), fehlen im Gebiet von Gorduno die Granulite, die eine Bildung der Granatperidotite innerhalb dieser hochmetamorphen Krustengesteine erklären könnten. E. den Tex (1971) nimmt an, dass die hier behandelten Ultramafitite entweder im Mantel oder in entsprechend tief gelegenen Stockwerken der Kruste geprägt und dann ohne begleitende granulitische Metamorphite in den jetzigen faziell fremden Gesteinsrahmen verfrachtet wurden.

Für die Bildung der Granatultramafitite setzt E. den Tex ein wesentlich höheres als alpidisches Alter an. Die Platznahme der Ultramafitite in der Ivreazone war nach den Alterswerten der Phlogopite von Finero, welche O. Krummenacher, J. F. Evernden und M. Vuagnat (1960) als Absolutalter mit 246 ± 4 Mill. J. und E. Jäger (1962) als Abkühlungsalter mit 160 Mill. J. angeben, bereits präalpidisch beendet, ebenso im Ultental, wo an Kontakt-Phlogopiten der Ultramafitite von E. Jäger ein Abkühlungsalter von 330 ± 15 Mill. J. gefunden wurde (P. Brenneis, 1971). Für die tektonische Einschuppung der Ultramafititkörper von Gorduno ist J. R. Möckel (1969) geneigt, sie in die alpidische Orogenese zu stellen, da «die Ultramafitite in einer mesozoischen Muldenzone liegen und zu einer mesozoischen Ophiolith-Serie des Penninikums gehören», wofür auch das Auftreten des für Ophiolith-Gebiete typischen Minerals Titanklinohumit in einem Granatperidotit von Gorduno sprechen soll. Man kann jedoch entgegenhalten, dass die Gneise, in welchen die Ultramafitite eingeschaltet sind, zwar einer Muldenzone – Zone von Castione – angehören, aber ihre älteren Basalgesteine bilden, deren Gesamtgesteinsalter von E. Jäger (1967) auf mindestens 240 Mill. J. angegeben wird. Eine präalpidische Einschuppung in diese alten Gneise steht dabei durchaus im Bereich der Möglichkeit. Die Titanklinohumit-Bildung kann auch einer späteren alpidischen Phase der Metamorphose zugeschrieben werden, da dieses Mineral «als fazielles Relikt einer vorgranatischen Phase» kaum die unter den Bedingungen der Granulitfazies erfolgte Granatbildung überstehen konnte. Unter der Voraussetzung der Bildung dieses strittigen Minerals nach der Platznahme ist seine Entstehung einer Titan-Zufuhr unter fluiden Bedingungen zuzuschreiben, durch welche der Olivin teilweise metasomatisch verdrängt wurde (F. de Quervain, 1938). Dafür spricht auch der gegenüber dem durchschnittlichen TiO_2-Gehalt der Ultramafitite von 0,1% (Tab. 3) höhere TiO_2-Wert in dem Titanklinohumit-führenden Ultramafitit von 0,31% (Gesteins-Nr. 23 in Tab. 1). Wenn P. Becker und G. Hoschek (1973) für die Bildung von Klinohumit in karbonatischen Gesteinen als untere Temperaturgrenzen 550° bis 650° C an-

geben – bei einem Molenbruch x/CO_2 von 0,05 bis 0,45 –, dürfte die Titanklinohumitbildung in dem Granatultramafitit der retrograden Metamorphose zu Kelyphitultramafititen zuzuordnen sein.

III.2. Die retrograde Metamorphose und Kelyphitisierung

III.2.1. Erste Kelyphitisierungsstufe zu retrograd metamorphem Spinell-Pyroxen-Peridotit

Die retrograde Metamorphose der am häufigsten vertretenen Granatperidotite (s. l.) führt bei Druckentlastung zum Instabilwerden des Granats. In Umkehr der Bildungsreaktion des Granats (F. Rost und W. Grigel, 1969)

6 Enstatit + Diopsid + 2 Spinell → Pyrop-reicher Granat + 2 Olivin

unter Berücksichtigung des Fe-, Ca- und Al-Gehaltes in den Pyroxenen und hohen Cr- und Fe-Werten im Spinell reagiert der Granat mit Olivin in dieser ersten Stufe zu Pyroxenen und Chrom-ärmerem Spinell (Übergang a → I in Fig. 5), die als radialstrahliger, symplektitischer Kelyphit den Granat vom Rand her nussschalenartig verdrängen. Der Mineralbestand scheint dem der magmatischen Hochdrucktemperatur-Fazies zu entsprechen, aber der Chemismus der Pyroxene, der sich bereits bei der Granatperidotitbildung im Sinne der Umwandlung zu «reineren Phasen» änderte (F. Rost und W. Grigel, 1969; G. Amthauer, P. Brenneis, W. Grigel und F. Rost, 1971; F. R. Boyd, 1970),

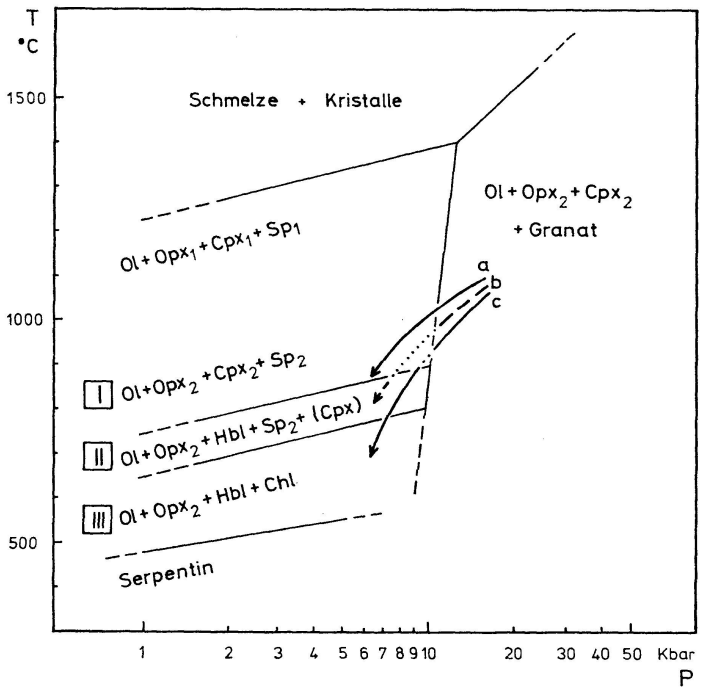

Fig. 5. Schematisches Faziesdiagramm orogenotyper Peridotite mit den Fazies-Übergängen der retrograden Metamorphose.

a-I Kelyphitisierung zur Spinell-Pyroxen-Peridotit-Fazies.

b-II Kelyphitisierung zur Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies

c-III Kelyphitisierung über die Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies zur Chlorit-Hornblende-Peridotit-Fazies.

bleibt verschieden. Die Spinelle sind ferner ebensowenig mit den primärmagmatischen Chromspinellen vergleichbar.

Die erste Kelyphitisierungsstufe ist im hier behandelten Gebiet nicht nachweisbar, ist jedoch teilweise in den Kelyphitperidotiten des mitteleuropäischen Grundgebirges als Übergangsrelikt zu beobachten und tritt als fazielles Endstadium im Ultramafititvorkommen von Sandvik/Westnorwegen auf.

III.2.2. Zweite Kelyphitisierungsstufe zu Spinell-Hornblende-Peridotit

Unter steigendem Einfluss einer Hydratisierung kann – möglicherweise unter Umgehung der ersten Stufe – in Paragenese mit Spinell eine pargasitische Hornblende auftreten (Übergang b → II in Fig. 5). Während diese Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies in den von G. Lensch und F. Rost (1972) bearbeiteten Ultramafititen der mittleren Ivreazone wiederum die Endentwicklung des retrograden Granatabbaus markiert und auch eine intensive Verschieferung überdauern kann, tritt diese Fazies im Gebiet von Gorduno in Peridotiten mit reliktischem Granat am Rande rekristallisierender Kelyphitsäume auf, bildet in seltenen Fällen nur dieser Fazies zugehörige Spinell-Hornblende-Peridotite (Gestein Nr. 35 in Tabelle 2) und ist als Zwischenstadium mit der dritten Stufe der Chlorit-Hornblende-Peridotite durch alle Übergänge verknüpft.

Im Gegensatz zu den hell-braunrot durchscheinenden Spinellen der ersten Stufe – in Dünnschliffdicke – sind die Spinelle der hier besprochenen Fazies olivinbraun bis grün. Die Hornblende ist nach einer von W. Grigel ausgeführten Spektralanalyse und den von G. Lensch und F. Rost (1972) veröffentlichten Analysen aus der mittleren Ivreazone ein Al-reicher Pargasit mit über 12% Al_2O_3.

III.2.3. Dritte Kelyphitisierungsstufe zu Chlorit-Hornblende-Peridotit und die Bedeutung einer gleichzeitigen Verformung

Bei abnehmenden Temperaturen wird in der dritten Stufe unter verstärkten hydratisierenden Bedingungen der Spinell instabil und durch Reaktion mit den umgebenden Silikaten durch Chlorit verdrängt (Übergang c → III in Fig. 5). Die Chloritblastese beginnt im Kern der Kelyphitknoten und führt zu wirrblättrigen Strukturen (J. R. Möckel, 1969) oder zu wenigen bis nur einem Blasten von Klinochlor; der Chlorit verdrängt dabei die Kelyphitknoten bzw. das Spinell-Hornblendegefüge der zweiten Stufe. Unter diesen Bedingungen ist auch die pargasitische Hornblende instabil und wird von Chlorit verdrängt und durch eine Al-ärmere Hornblende ersetzt, die idioblastisch in den Chloritknoten auftritt.

Während der retrograden Metamorphose wurden die Ultramafitite der Alpe

Arami und Croveggio von Durchbewegungen betroffen, die in den Olivinen dicht gescharte parallele Scherklüfte erzeugen und bis zur feinkörnigen Mylonitisierung reichen können. Diese Verformungen sind jünger als die Granatbildung und können der tektonischen Einschuppung der Granatultramafitite oder späteren Bewegungsvorgängen nach der Platznahme zuzuschreiben sein, zum Teil müssen sie postkelyphitisch eingetreten sein, da sie die Kelyphitränder um die Granate zerscheren und in unregelmässiger Lage in den Ultramafititkörpern zu einer nicht sehr ausgeprägten Verschieferung der Chlorit-Hornblende-Peridotite führen, durch die die Chlorit-Hornblende-Knoten verflasern und eingeregelt werden. In solchen Gesteinen fand J. R. Möckel (1969) eine Umregelung der Olivine mit X_{Ol} senkrecht auf s, die einer Umkristallisation zuzuschreiben sein dürfte.

Aus Vergleich mit dem Ultramafititkomplex von Åheim, Westnorwegen (F. Rost, 1971a), ist die retrograde Metamorphose unter hydratisierenden Bedingungen bevorzugt an Scherzonen gebunden, die den Ultramafititkörper unregelmässig und häufig in Winkellage zur Bankung durchziehen. Die in den Profilen von E. Dal Vesco (1953) und J. R. Möckel (1969) zusammenhängend dargestellte «Lage von reliktischen Granatultramafititen» ist daher, wie auch Möckel zugibt, hypothetisch; denn auch die retromorphen Peridotite ohne Granat lassen sich in Übereinstimmung mit J. R. Möckel auf primäre Granatultramafitite zurückführen.

III.3. Die Einordnung der retrograden Metamorphose in die alpidische Orogenese

Während im Ultramafititkomplex von Åheim/Westnorwegen (F. Rost, 1971a) die Vorgänge der tektonischen Platznahme durch ihre extreme Mylonitisierung von Granatperidotiten sehr genau von den späteren retrograden Metamorphosevorgängen unterschieden werden können, die durch Umkristallisation des Olivins auch gefügemässig belegbar ist – es resultieren dabei ausgezeichnet verschieferte Chlorit-Hornblende-Peridotite –, fehlen in den Ultramafititen des Gordunotales entsprechend klar zu interpretierende und zeitlich zu ordnende Beziehungen.

Im Gegensatz zu J. R. Möckel (1969), der sowohl die Granatbildung wie die erste Retromorphose zur Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies in eine «erste Phase der alpinen Metamorphose während der Überschiebung der penninischen Decken stellen und dann die tektonische Einfrachtung als Ophiolitdecke» annehmen möchte, neigen die Verfasser dazu, alle retromorphen Vorgänge in den Ultramafititen nach der Platznahme der granatführenden Gesteine in den Basalgneisen der zugehörigen penninischen Decke und nach deren Überschiebung anzunehmen und in das späte alpidische Geschehen zu verlegen. Im Gebiet des südlichen Lepontins waren nach Übereinanderlagerung

der penninischen Decken in dem sich hier entwickelnden «Wärmedom» (E. WENK, 1970) die Bedingungen einer höher temperierten Amphibolit-Fazies gegeben, unter welchen die retrograde Kelyphitisierung der Granatultramafitite zur Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies erfolgen konnte – ihr würde die Anatexis in den Gneisen zu parallelisieren sein, die nach dem Glimmeralter vor 20 Mill. Jahren zu datieren ist. Da das behandelte Gebiet weiter zum Bereich der von E. WENK (1970) nachgewiesenen intensiven Pegmatitdurchaderung gehört, kann diese intensive «Durchtränkung mit fluiden Phasen im überkritischen Temperaturbereich» bei sinkenden Temperaturen in die Chlorit-Hornblende-Peridotit-Fazies überleiten; tektonische Bewegungen führen dabei oder später zu einer unvollkommenen Verschieferung des Chlorits unter bescheidener Rekristallisation des Olivins. Die nicht sehr ausgeprägte Serpentinisierung bei weiter sinkenden Temperaturen schliesst die metamorphe Geschichte der Ultramafitite ab.

Für die personelle Förderung und sachliche Unterstützung vorliegender Untersuchung im Schwerpunkt «Unternehmen Erdmantel» ist der Deutschen Forschungsgemeinschaft der Dank auszusprechen.

Literaturverzeichnis

AMTHAUER, G., BRENNEIS, P., GRIGEL, W. und ROST, F. (1971): Über orientierte Granatentmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafitite des Ultentales. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B Miner. Lagerstättenf. *16*, 227–240.

BECKER, P. und HOSCHEK, G. (1973): Experimentelle Bildung von Klinohumit. N. Jb. Miner. Mh., 281–287.

BRENNEIS, P. (1971): Zur Geochemie und Genese der Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Südtirol. Dissertation Universität Saarbrücken.

BOYD, F. R. (1970): Garnet peridotites and the System $CaSiO_3$-$MgSiO_3$-Al_2O_3. Miner. Soc. Amer. Spec. Publ. *3*, 63–75.

DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogeno. Boll. Svizz. di Min. e Petr. *33*, 173–480.

GRUBENMANN, U. (1908): Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. Zürich *53*, 129–153.

GRUBENMANN, U. und HEZNER, L. (1916): Zusammenstellung der Resultate über die von 1900–1915 im Min.-Petr. Institut der ETH ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *61*, 149–203.

JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. J. geophys. Res. *67*, 5293–5306.

— (1967): Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. Vortragsreferat der Geowissensch. Tagung Berlin, 185–195.

KRUMMENACHER, O., EVERNDEN, J. F. und VUAGNAT, M. (1960): Sur l'age absolu de la peridotite micacée de Finero (zone d'Ivree). Arch. Sci. Genève *13*, 369–373.

KUSHIRO, I. and YODER, H. S. (1964): The reactions between forsterite and anorthite at high pressures. Carnegie Inst. Yearb. *64*, 89–94.

Lensch, G. (1968): Der normative Mineralbestand von Mafititen. N. Jb. Miner., Mh., 306–320.

Lensch, G. und Rost, F. (1972): Kelyphitperidotite in der mittleren Ivreazone zwischen Val d'Ossola und Val Strona. Ein Beitrag zur Herkunftstiefe der Ultramafitite der Ivreazone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *52*, 237–250.

Möckel, J. R. (1969): Structural petrology of the Garnet-peridotite of Alpe Arrami (Ticino, Switzerland). Leidse Geol. Med. *42*, 61–130.

O'Hara, M. J. and Mercy, E. L. P. (1966): Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. Earth Planet. Sci. *Lett 1*, 295–300.

O'Hara, M. J., Richardson, S. W. and Wilson, G. (1971): Garnet-Peridotite Stability and Occurrence in Crust and Mantle. Contr. Mineral. and Petrol. *32*, 48–68.

Penck, A. und Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Band 3.

de Quervain, F. (1938): Zur Kenntnis des Titanklinohumits. S.M.P.M. *18*, 591–604.

De Roever, P. (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch., *46*, 137–146.

Rost, F. und Grigel, W. (1969): Zur Geochemie und Genese granatführender Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. Chemie der Erde *28*, 91–177.

Rost, F. (1971a): Probleme der Ultramafitite. Fortschr. Miner. *48*, 54–68.

— (1971b): Die alpinotypen Ultramafitite und ihre Bedeutung für den Tiefgang der alpinen Orogenese. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1971, 266–286.

Schreyer, W. und Seifert, F. (1969): High-Pressure Phases in the system MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Am. Jour. Sci. *267 A*, 407–443.

den Tex, E. (1971): Age, Origin and Emplacement of Some Alpidic Peridotites in the Light of Recent Petrofabric Researches. Fortschr. Miner. *48*, 69–74.

Wenk, E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. Fortschr. Miner. *47*, 34–51.

Yoder, H. S. (1967): Spilites and serpentinites. Carnegie Inst. Yearb. *65*, 269–279.

Manuskript eingegangen am 23. Januar 1974.