

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 66 (1986)
Heft: 1-2

Artikel: Petrologie und Geochemie des Rodingitvorkommens vom Isnitzfall (Dorfertal, Hohe Tauern)
Autor: Dietrich, H. / Koller, F. / Richter, W.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-50890>

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: 11.01.2026

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

Petrologie und Geochemie des Rodingitvorkommens vom Isnitzfall (Dorfertal, Hohe Tauern)

von *H. Dietrich*¹, *F. Koller*¹, *W. Richter*¹ und *W. Kiesel*²

Abstract

The Penninic "Glocknerdecke" of the Tauern window contains calcareous metasediments, prasinites and subordinated ultramafic bodies. One of these bodies is situated near the Isnitzfall and consists mainly of antigorite. Associated with the ultramafics a rodingite rock series occurs. The ultramafics-rodingite transition is characterized by Tre-Cc-Chl-schists of the blackwall, followed by Ep-Act-felses of the rodingite II and Grand-Di-Ep-felses of the rodingite I. The rock composition, especially the trace elements Ti, Zr, Y, Cr, V and the REE, suggests an ultramafic origin of the blackwall, a MORB-basaltic origin of the rodingite II and a possible sedimentary origin of the rodingite I. The rodingite I sporadically includes relics of lawsonite pseudomorphs and Alm-rich garnets with inclusions of high pressure relics (aegirine-augite, hastingsite). These relic minerals indicate that the rock series has been overprinted during the Eoalpine high pressure event. Eoalpine formed tremolites in the blackwall as well as epidote and actinolitic hornblende in the rodingite II show a metasomatic alteration (mainly Ca-enrichment) which already existed at Eoalpine time, while at the same time in the rodingite I the Fe- and Na-rich high pressure paragenesis was formed. After this stage the rocks have undergone a subsequent metasomatism and Tertiary metamorphism. The high pressure paragenesis in the rodingite I was replaced by the Ca- and Mg-rich rodingite parageneses. Grandite-diopside pairs indicate temperatures of 520 °C (6 kb) for this last event. The Isnitzfall-rodingite is an example for a progressive rodingitisation during the Alpine metamorphism.

Keywords: rodingitisation, metasomatism, trace elements, alpine metamorphism, Penninic nappes, Tauern window.

Zusammenfassung

In der penninischen Glocknerdecke des Tauernfensters ist innerhalb der Bündnerschiefer und Prasinite der serpentinierte Ultramafitkörper vom Isnitzfall aufgeschlossen. Er ist vorwiegend aus Antigorit aufgebaut und enthält randlich eine Rodingit-Gesteinsserie. Der Rodingit besteht – ausgehend vom Serpentin – aus Tre-Cc-Chl-Schiefern des Blackwall, aus Ep-Akt-Felsen der Rodingite II und aus Grand-Di-Ep-Felsen der Rodingite I. Aufgrund der Gesteinszusammensetzung,

¹ Institut für Petrologie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

² Institut für Geochemie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

insbesondere anhand der Spurenelemente Ti, Zr, Y, Cr und V sowie der SEE können für den Blackwall ultramafisches Ausgangsmaterial, für die Rodingite II MORB-basaltische Ursprungsgesteine angenommen werden, während für die Rodingite I auch sedimentäre Ausgangsgesteine in Frage kommen. Die Rodingite I enthalten stellenweise Bereiche mit Lawsonit-Formrelikten und Alm-reichen Granaten, die Einschlüsse von Hochdruckrelikten (Ägirin-Augite, Hastingsite) führen. Diese Reliktminerale belegen, dass die Gesteine von der frühalpidschen Hochdruckmetamorphose überprägt worden sind. Frühalpidsch gebildete Tremolite im Blackwall sowie Epidote und aktinolithische Hornblenden in den Rodingiten II zeigen in diesen Gesteinen eine bereits in frühalpidscher Zeit vorhandene metasomatische Veränderung (vor allem Ca-Zufuhr), während in den Rodingiten I die Fe- und Na-reiche Hochdruckparagenese gebildet wurde. Nach diesem Stadium wurden die Gesteine von einer neuerlichen Metasomatose und der tertiären Tauernmetamorphose beeinflusst und in den Rodingiten I die Hochdruckphasen von den Ca- und Mg-reichen Paragenesen, die heute den Rodingit aufbauen, ersetzt und umwachsen. Grandit-Diopsid-Paare ergeben für dieses spätalpidsche Stadium Temperaturen um 520 °C (6 kb). Der Isplitzfall-Rodingit ist somit ein Beispiel einer im Zuge der alpidischen Metamorphosephasen fortschreitenden Rodingitisierung.

Einleitung und geologische Übersicht

Im Penninikum (obere Schieferhülle) des Tauernfensters treten innerhalb der mesozoischen Glocknerdecke vorwiegend Bündnerschiefer (Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite) und Prasinite sowie untergeordnet Ultramafitkörper auf. Einer dieser nur mehr als Serpentinite vorliegenden Körper ist an der Südabdachung des Grossvenedigermassivs im Dorfertal aufgeschlossen (Abb. 1).

Am westlichen Ende dieses Serpentinits findet sich im Hangenden eines steil aufragenden Felsriegels eine mehrere Meter mächtige Zone von Gr-Di-Ep-Felsen (siehe Abkürzungen). Dieses Gesteinsvorkommen, das als «Granatwandl» schon lange bekannt ist, wurde bereits von WEINSCHENK (1894, 1896) und später von LEITMEIER (1951) bearbeitet und als kontaktmetamorphe Bildung zwischen Serpentin und umgebenden Kalkglimmerschiefern gedeutet. Eine ausführliche Beschreibung des Ultramafitkörpers wurde von MEIXNER (1960) vorgelegt. Er bezeichnete die Gesteine als Antigorite.

In neuester Zeit wurden die Gr-Di-Ep-Gesteine von KOLLER und RICHTER (1980), RICHTER (1981), DIETRICH et al. (1982) und KOLLER et al. (1982) als Rodingite im Sinne von COLEMAN (1977) beschrieben. Eine Skizze des Rodingitkörpers und der Probenentnahmestellen ist in Abb. 1 zu finden.

Petrographie und Gesteinschemismen

Der Gesteinschemismus wurde mittels RFA (Philips PW 1400) ermittelt, die Bestimmung von H₂O und CO₂ gravimetrisch durchgeführt. Die SEE wurden durch Neutronenaktivierung bestimmt. Die untersuchten Gesteine wurden in Rodingite I, Rodingite II, Blackwall und Serpentin gegliedert (Abb. 1, Tab. 1), wobei das Gesamteisen der Rodingite und des Prasinit in 50% Fe₂O₃ und 50% FeO, jenes der Blackwall- und Serpentin-Gesteine in 30% Fe₂O₃ und

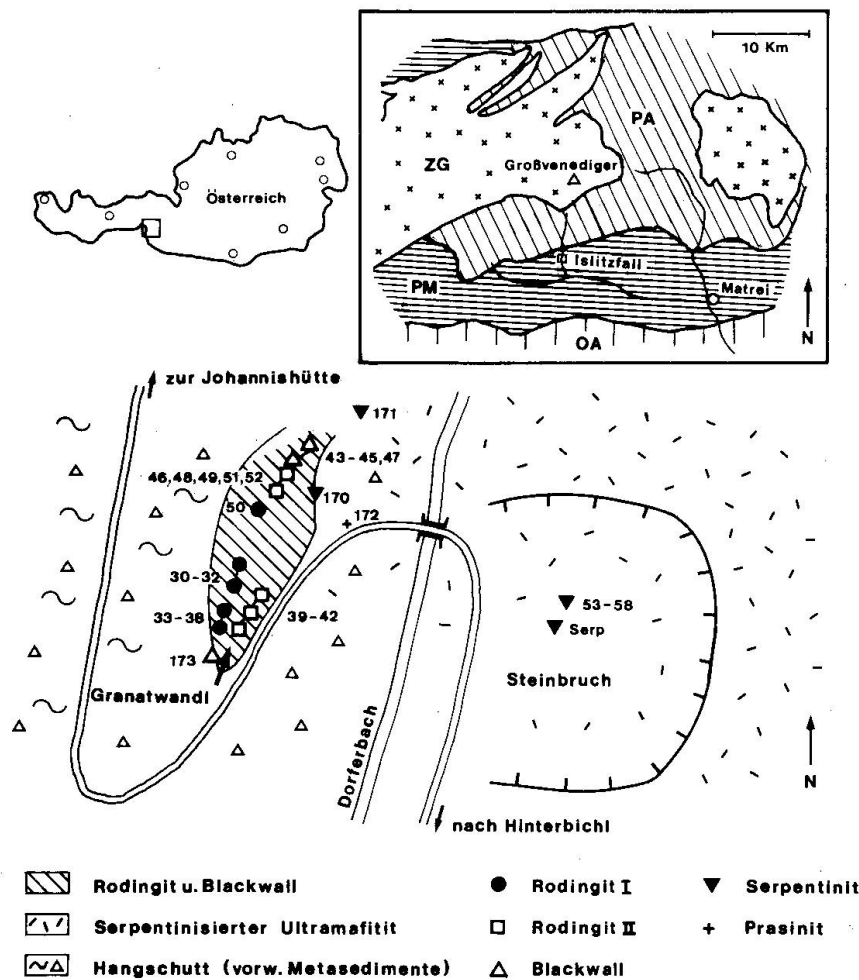


Abb. 1 A. Geologische Übersicht des mittleren Tauernfesters (ZG = Zentralgneise, PA = penninisches Altkristallin, PM = penninisches Mesozoikum und unterostalpine Matreier Zone, OA = ostalpines Altkristallin). B. Unmassstäbliche Geländeskizze des Rodingit-Serpentin-Körpers vom Isnitzfall sowie der Probenentnahmestellen.

70% FeO aufgeteilt wurde. Das Verzeichnis der Proben findet sich am Schluss der Arbeit.

Der Übergang vom Serpentin zum Rodingit vollzieht sich mehr oder weniger fließend. Soweit es die Aufschlussverhältnisse erlauben, können, trotz Übergängen, generalisierend folgende Zonen, die lokal unterschiedlich mächtig sind, untergliedert werden (Abkürzungen am Schluss der Arbeit):

RO Grand + Di + Ep/Klz + Cc + Tit + Ap ± Chl ± Qz
 Ep/Klz + Akt/Tre + Cc + Ab + Tit ± Chl
 Tre + Cc + Chl ± Ant ± Tc ± Mt
 Ant + Dol + Tre ± Chl ± Tc ± Mt

UM Ant ± Dol/Mag ± Ol ± TiKlh/TiCho ± Chl ± Erz (Mt, Geik, Pent, Chr)

Die Antigorite und Antigoritschiefer des Serpentinits werden gegen die Übergangszone hin Karbonat-reicher und Amphibol-führend, während die

Antigorit-Gehalte abnehmen, so dass sich die Gesteine als dunkelgrüne bis graugrüne Tre-Cc-Chl-Schiefer des Blackwall präsentieren. Nach dem Verschwinden von Antigorit treten zusätzlich Epidot und Albit sowie untergeordnet Titanit auf und bilden gelbliche bis grüne Ep-Akt-Felse der Rodingite II, mit Übergängen von Ep-Felsen zu Aktinolith-reichen Schlieren und Lagen. In den obersten, von den Metasedimenten tektonisch begrenzten Partien setzen mit dem Verschwinden von Aktinolith die rotbraunen Gr-Felse und hellgrünen Di-Felse oder auch Gr-Di-Felse der Rodingite I ein, die gelegentlich Lagenbau aufweisen und aus mm- bis cm-mächtigen wechsellagernden Bändern von Granat und Diopsid zusammengesetzt sein können.

Innerhalb der typischen Gr-Di-Ep-Felse treten stellenweise dunkelgrüne Kpx-Felse auf, in denen Reliktminerale, und zwar Granate und Lawsonit-Formrelikte, vorkommen. Diese Gesteine (Ro-31-3, Ro-38) scheinen einen von der Rodingitisierung schwächer überprägten Gesteinstyp darzustellen, der durch zunehmende Überprägung (Ro-31-2) innerhalb weniger cm in die Gr-Di-Felse und Gr-Felse übergeht (Ro-31-1).

RODINGITE I

Diese Gesteine bestehen überwiegend aus Gr- und Di-führenden Paragenesen. Aus der Dreiecksdarstellung Al-Ca-Mg (Abb. 2) lässt sich ableiten, dass die Gesteine – wie auch die Rodingite II – gegenüber der MORB-Zusammen-

Tab. 1 Gesteinschemismen: A. Rodingite I; B. Rodingite II; C. Blackwall, Serpentin und Prasinit.

A.	Gr-Lage	Di-Lage	Gr-Di-F	Gr-Fels	Kpx - Felse		Gr-Fels	Gr-Di-F	Di-Gr-F	Ep-Akt-F
	Ro-30-1	Ro-30-2	Ro-30	Ro-31-1	Ro-31-2	Ro-31-3	Ro-34	Ro-35-1	Ro-35-2	Ro-50
SiO ₂	37.55	46.88	43.73	41.08	48.29	47.82	37.16	47.66	43.03	43.29
TiO ₂	0.70	0.28	0.46	0.59	0.60	0.74	0.73	0.45	0.55	1.04
Al ₂ O ₃	13.87	4.82	9.18	15.83	7.00	7.31	18.19	9.11	12.73	14.45
Fe ₂ O ₃	3.40	1.92	2.66	3.93	4.14	5.77	4.11	2.77	3.44	4.63
FeO	3.06	1.73	2.39	3.53	3.74	5.19	3.69	2.49	3.10	4.17
MnO	0.74	0.21	0.48	0.48	0.24	0.30	0.61	0.18	0.29	0.12
MgO	4.59	12.44	8.91	3.89	10.70	9.35	1.32	10.07	6.34	6.24
CaO	30.27	27.96	28.44	29.13	24.30	22.44	31.43	26.27	28.00	23.45
Na ₂ O	0.00	0.05	0.03	0.00	0.26	0.46	0.00	0.13	0.00	0.08
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.23	0.21	0.19	0.13	0.10	0.14	0.33	0.40	0.41	0.07
H ₂ O	0.82	0.69	1.64	0.49	0.64	0.42	0.19	0.38	1.23	1.18
CO ₂	4.28	2.66	1.62	-	-	-	1.94	-	0.52	-
Summe	99.52	99.86	99.74	99.09	100.02	99.96	99.71	99.92	99.65	98.73
S	16	0	0	356	2564	1570	6	13	42	502
Sc	44	33	36	47	47	43	49	35	41	45
V	118	48	80	137	87	98	147	81	113	163
Cr	75	49	63	98	91	118	110	84	88	238
Co	31	49	46	42	63	57	19	52	42	40
Ni	104	221	168	162	362	347	55	347	244	276
Cu	5	9	7	7	5	0	0	8	9	9
Zn	41	72	59	42	89	104	23	69	53	46
Ga	8	2	5	12	7	7	13	10	12	18
Rb	4	4	4	4	3	0	3	5	3	2
Sr	463	194	310	115	146	175	129	209	132	766
Y	52	12	37	53	50	68	71	25	36	83
Zr	89	77	86	111	126	149	115	81	91	84
Nb	9	2	7	9	9	10	10	5	7	1
Ba	82	0	11	180	139	257	150	10	95	114

Tab. 1 (Fortsetzung)

B.	Ep - Akt - Felse			Ep-Akt-F		Gr-Di-F		Ep - Akt - Felse		
	Ro-39-1	Ro-39-2	Ro-40-1	Ro-40-2	Ro-41-1	Ro-41-2	Ro-46	Ro-48-1	Ro-48-2	
SiO2	35.28	37.13	39.36	40.05	38.84	39.48	37.91	41.40	40.95	
TiO2	1.51	1.14	1.22	1.41	1.35	1.15	1.26	1.71	1.69	
Al2O3	15.63	17.16	11.29	14.67	16.46	15.60	17.43	19.20	18.56	
Fe2O3	3.55	3.93	3.48	3.52	3.94	3.91	3.89	4.49	5.29	
FeO	3.19	3.53	3.13	3.17	3.55	3.52	3.50	4.05	4.76	
MnO	0.27	0.35	0.28	0.33	0.22	0.40	0.13	0.20	0.24	
MgO	3.25	2.43	7.68	4.61	4.46	3.32	4.06	3.75	3.58	
CaO	27.18	29.56	24.75	28.64	25.49	30.26	17.65	21.29	20.76	
Na2O	0.55	0.00	0.67	0.00	0.08	0.05	1.43	0.40	0.22	
K2O	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.71	0.03	0.04	
P2O5	0.08	0.10	0.16	0.06	0.06	0.08	0.06	0.14	0.14	
H2O	2.79	1.02	0.92	0.18	0.59	0.85	4.40	1.03	1.97	
CO2	6.21	3.07	6.69	2.55	4.17	0.86	7.01	1.20	1.11	
Summe	99.51	99.43	99.68	99.21	99.23	99.49	99.44	98.89	99.31	
S	8	18	0	12	11	113*	0	248	230	
Sc	47	50	42	51	47	53	40	46	46	
V	177	178	148	188	191	189	188	259	258	
Cr	323	270	239	264	253	226	276	289	291	
Co	36	42	49	44	42	44	39	41	41	
Ni	289	304	367	280	228	155	232	120	119	
Cu	9	10	10	6	11	1	-	44	44	
Zn	42	35	79	38	44	32	50	45	44	
Ga	10	7	10	5	13	5	-	16	17	
Rb	4	2	6	3	4	3	16	1	10	
Sr	454	229	346	211	634	166	506	678	679	
Y	27	16	24	32	27	25	26	39	40	
Zr	117	82	89	100	91	76	92	128	128	
Nb	6	2	6	5	5	2	0	1	2	
Ba	84	151	81	58	88	141	73	90	50	

C.	Tre - Cc - Chl - Felse				Antigoritite		Prasinit
	Ro-43	Ro-44	Ro-47	Ro-173	Ro-170	Serp	Ro-172
SiO2	27.52	27.61	29.97	37.62	35.87	39.58	46.14
TiO2	0.06	0.05	0.19	0.08	0.05	0.05	1.38
Al2O3	1.64	1.49	3.90	1.95	1.28	1.43	15.63
Fe2O3	2.06	2.03	2.05	3.00	2.20	2.15	4.85
FeO	4.33	4.27	4.30	6.30	4.61	4.50	4.37
MnO	0.15	0.14	0.51	0.36	0.10	0.09	0.14
MgO	19.60	19.71	16.87	12.74	32.16	40.19	4.62
CaO	23.34	21.80	23.67	23.63	6.38	0.07	18.79
Na2O	0.00	0.09	0.19	0.25	0.00	0.00	1.79
K2O	0.02	0.02	0.08	0.03	0.00	0.02	0.02
P2O5	0.03	0.04	0.03	0.06	0.02	0.02	0.15
H2O	3.60	6.73	3.73	3.28	9.90	11.51	1.26
CO2	17.09	14.34	13.56	8.81	5.99	-	-
Summe	99.44	98.32	99.05	98.11	98.56	99.61	99.14
S	0	22	131	13	0	645	552
Sc	29	24	28	37	10	5	43
V	46	37	66	61	38	31	241
Cr	1893	1975	2010	1942	2248	2091	260
Co	49	35	113	75	87	68	49
Ni	1259	1370	1996	1084	2213	2049	218
Cu	11	17	12	0	4	35	22
Zn	54	55	62	99	58	29	82
Ga	3	1	6	1	3	4	18
Rb	5	2	5	1	1	2	6
Sr	86	75	138	44	28	7	68
Y	11	4	0	0	0	0	33
Zr	8	5	20	7	6	8	108
Nb	1	0	1	0	0	0	3
Ba	0	0	5	171	0	0	161

setzung eine deutliche Ca-Anreicherung erfahren haben und die Gr- und Kpx-reichen Lagen bei weitgehend konstanten Ca-Werten eine Variation von Al und Mg, entsprechend der Zusammensetzung von Klinopyroxen und Granditgranat, aufweisen. In den Kpx-Lagen (Ro-30-2, Ro-31-2, Ro-31-3; Tab. 1), die geringere Gehalte an Ti, Mn und Gesamteisen als die Gr-reichen Lagen (Ro-30-1, Ro-31-1) enthalten, steigen mit dem Mg auch Si sowie die Alkalien an.

Abhängig vom Einbau bestimmter Spurenelemente in den Granat weisen die Granatlagen auch bei V, Cr und Y höhere Konzentrationen auf, während sie bei Co, Ni und Zn geringere Gehalte als die Klinopyroxenlagen erreichen. Gegenüber den Rodingiten II sind geringere TiO_2 -Gehalte mit einem Mittelwert von 0.6 Gew.% charakteristisch. Auffallend ist der sehr konstante Ti/Y-Quotient um 75 (Abb. 3), der durch die signifikant höheren Y- und niedrigeren TiO_2 -Gehalte diese Gruppe deutlich von den Rodingiten II unterscheidet.

RODINGITE II

Für diese vorwiegend Ep- und Akt-hältigen Gesteine mit höheren TiO_2 -Gehalten um 1.4 Gew.% ist ein deutlich höheres Ti/Y-Verhältnis mit einem Durchschnittswert um 292 charakteristisch. Im Dreieck Al-Ca-Mg (Abb. 2) fällt diese Gruppe in denselben Projektionsbereich wie die Rodingite I, nur bei den Proben Ro-46 und Ro-48 ist eine Ca-Abnahme verbunden mit hohen Al-Gehalten, die sich im Gestein durch hohe Epidot- und Albit-Gehalte äussern,

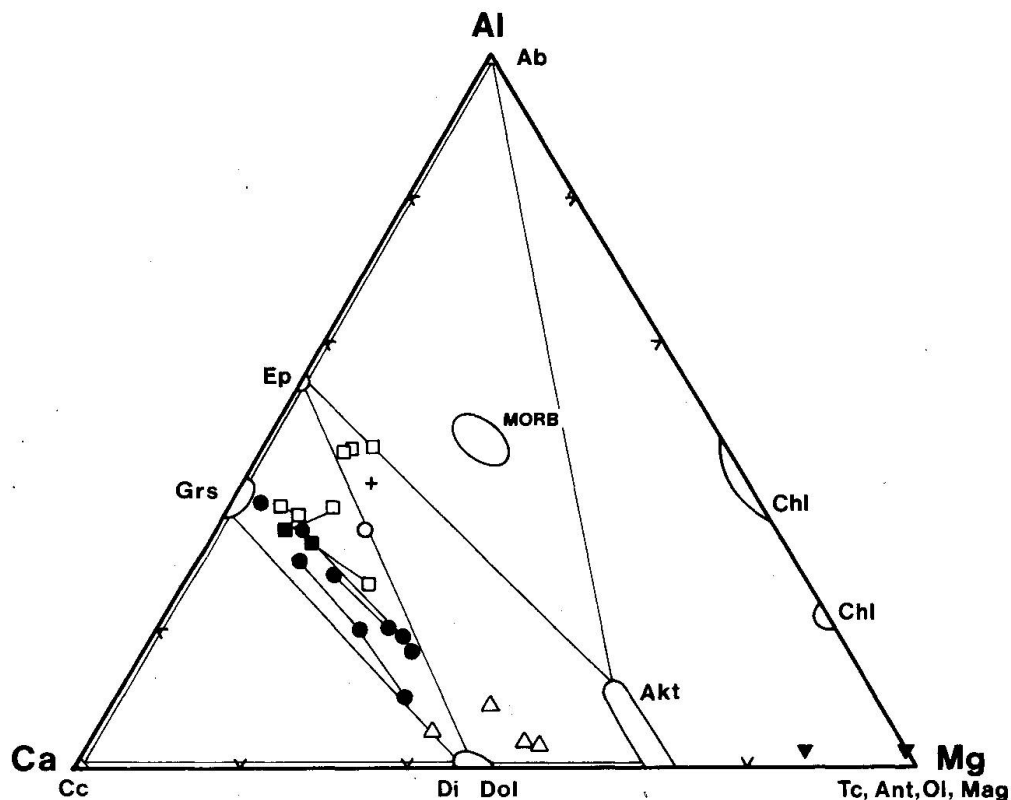


Abb. 2 Darstellung der Gesteinszusammensetzung im Dreieck Al-Ca-Mg (Kat.%). Zusätzlich sind die auftretenden Mineralphasen und das Feld der MORB-Basalte nach HUGHES (1982) eingezeichnet. Legende: Rodingite I: ● Gr-Di-Ep-Felse, ○ Ep-Akt-Fels; Rodingite II: ■ Gr-Di-Ep-Felse, □ Ep-Akt-Felse; Blackwall: △ Tre-Cc-Chl-Schiefer; ▼ Serpentin; + Prasinit. Von einem Handstück stammende, separierte Bereiche oder Zonen sind durch Linien verbunden. Ausserdem sind koexistierende Mineralphasen der Rodingitparagenesen eingezeichnet.

zu beobachten. Die Rodingite II zeichnen sich gegenüber den Rodingiten I durch höhere V- und Cr- sowie meist höhere Sr-Werte bei durchschnittlich geringeren Y- und Nb-Werten aus (Tab. 1, Abb. 3).

Ein aus dem Rodingitkörper stammendes Rollstück (Ro-172) eines noch nicht so stark metasomatisch veränderten Gesteins mit Reliktparagenesen zeigt eine den Grünschiefern äquivalente Textur. Die Zusammensetzung dieses Prasinit weist, abgesehen von höheren Si-, Na- und niedrigeren Ca-Gehalten, für alle übrigen Elemente eine gute Übereinstimmung mit dem Chemismus der Rodingite II auf (Abb. 2, Tab. 1).

BLACKWALL UND SERPENTINIT

Unter dem Begriff Blackwall sind die Gesteine mit der Paragenese Tre-Cc-Chl zusammengefasst, die am Rand des Rodingitkörpers in Richtung Ultramafit zu finden sind. Sie sind durch hohe Ca-Werte (normative Calcit-Gehalte von 23 bis 42%) gekennzeichnet und stellen sehr Al-arme Gesteine mit einem hohen XMg dar. Mit Ausnahme von höheren Sc-, V- und Sr-Werten und nur wenig niedrigerem Cr und Ni liegen die Spurenelementgehalte in vergleichbarer Grössenordnung wie die der Ultramafite (Abb. 3, Tab. 1). Diese Gesteine stellen daher einen metasomatisch – vorwiegend durch Mobilität von Mg und Ca – veränderten Ultramafit dar.

Tab. 2 SEE (ppm)

	Rodingite I				Rodingit II Serpentin		
	Gr-Fels	Kpx-Felse		Gr-Fels	Gr-Di-F	Ep-Akt-F	Serp
	Ro-31-1	Ro-31-2	Ro-31-3	Ro-34	Ro-35	Ro-46	
La	31.4	47.4	97.8	39.2	26	3.4	0.044
Ce	85	116	233	98	57		0.16
Nd	31	45	85	40			
Sm	6.83	8.30	13.3	7.51	3.4	2.4	0.065
Eu	2.33	2.24	3.54	2.08	0.63	0.83	0.017
Tb	1.33	1.33	2.09	1.53	0.47	0.67	0.020
Yb	4.3	3.33	5.25	4.69		4.0	0.090
Lu	0.65	0.51	0.77	0.71			0.014
La ⁿ /Lu ⁿ	5.02	9.65	13.19	5.73			0.33

Der Serpentin ist nach seinem SEE-Muster (Tab. 2, Abb. 4) und nach den immobilisierten Spurenelementen ein alpinotyper Peridotit, vermutlich harzburgitischer Zusammensetzung (COLEMAN, 1977; FREY, 1984).

Diskussion der Geochemie und der metasomatischen Prozesse

Im Dreieck Ti/100–Zr–3Y (Abb. 5) fallen die Rodingite II in jenen Bereich, den PEARCE und CANN (1973) für basaltische Gesteine zusammengestellt haben, wobei der überwiegende Teil dieser Gruppe, sowie auch der Prasinit, in einem

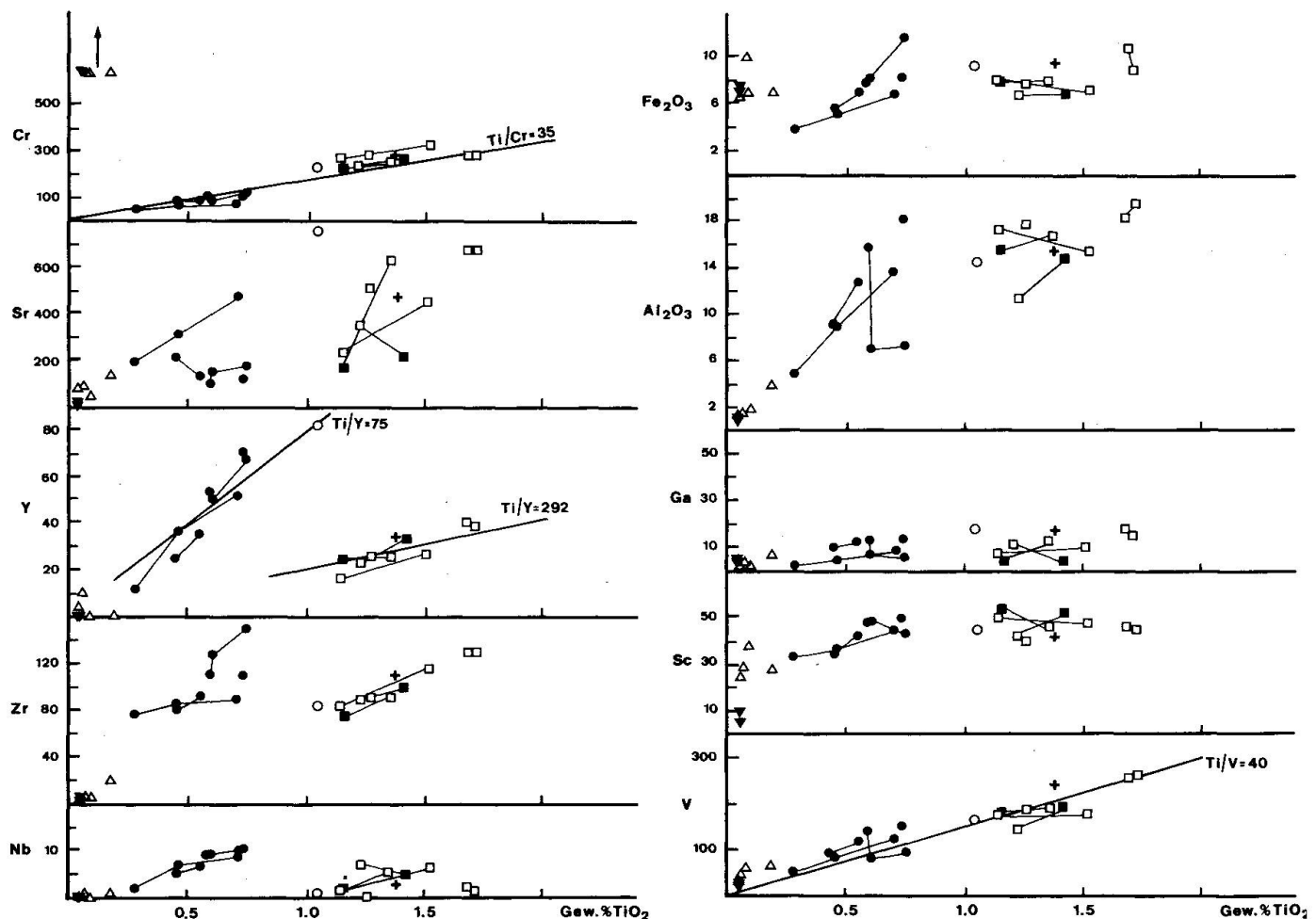


Abb. 3 Variationsdiagramm der Gesteinschemismen versus TiO_2 . Gesamt-Fe als Fe_2O_3 . Fe_2O_3 , Al_2O_3 und TiO_2 in Gew.%, alle übrigen Elemente in ppm. Legende siehe Abb. 2. Zusätzlich wurden einige Linien gleicher Verteilungskoeffizienten eingezeichnet.

sehr engen Bereich jenes Feldes liegt, das einerseits für Ozeanbodenbasalte und andererseits für Basalte von Inselbogen-Komplexen typisch ist. Die Rodingite I hingegen fallen aufgrund der geringen TiO_2 -Gehalte und der niedrigen Ti/Y-Quotienten bei ähnlichen Zr-Werten weit unterhalb des Basaltfeldes. Lediglich die Kpx-Lage (Ro-30-2) fällt bei sehr geringen Ti-, Zr- und Y-Werten in den Randbereich des Feldes der Kalkalkalibasalte.

Die SEE-Verteilungsmuster der Rodingite I zeigen eine deutliche Anreicherung der leichten SEE (Abb. 4, Tab. 2) bei einer relativ flachen Verteilung der schweren SEE und einer fallenden Tendenz zum Yb und Lu. Für den Rodingit-typ II ist eine flache Kurve bei ungefähr 10fach chondritennormierten Werten charakteristisch mit einer steigenden Tendenz zum Yb hin. In allen Fällen ist eine negative Eu-Anomalie leicht angedeutet.

Unter der Annahme, dass sich zumindest die weitgehend immobilen Elemente während der metasomatischen Veränderungen konservativ verhalten,

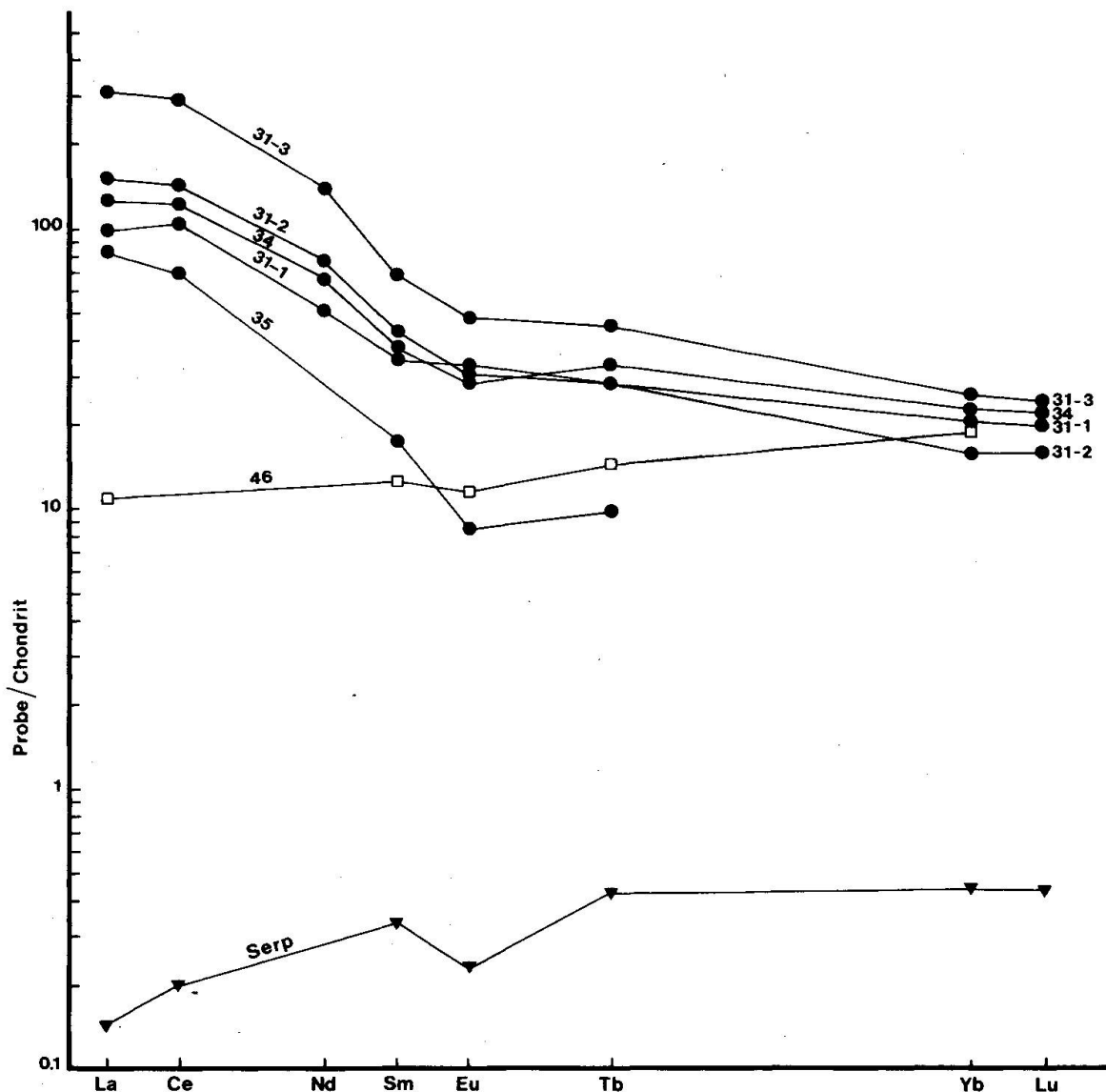


Abb. 4 SEE-Verteilungsmuster der Rodingite I (●), Rodingit II (□) und eines serpentinierten Ultramafitits (▼) normiert gegen Chondrit (BOYNTON, 1984).

sind Rückschlüsse auf die ursprüngliche Zusammensetzung zulässig. Für Rodingitvorkommen der Cima di Gagnone haben dies EVANS et al. (1981) mit nur geringfügigen Änderungen nachgewiesen. Über die Mobilität der SEE in hydrothermalen Systemen basaltischer Gesteine liegen aber stark unterschiedliche Ergebnisse sowohl für experimentelle Untersuchungen (HAJASH, 1984) als auch für natürliche Systeme (NYSTRÖM, 1984; HUMPHRIS, 1984) vor, wobei das Verhältnis geochemisch ähnlicher Elemente weitgehend unverändert bleibt, die Absolutgehalte sich jedoch mit der Massenbilanz verändern.

In diesem Sinne lassen sich die Rodingite II sehr gut mit basaltischen Ausgangszusammensetzungen korrelieren. Insbesondere die SEE-Verteilungsmuster (SAUNDERS, 1984), die Zr/Y-Quotienten (PEARCE und NORR, 1979) von

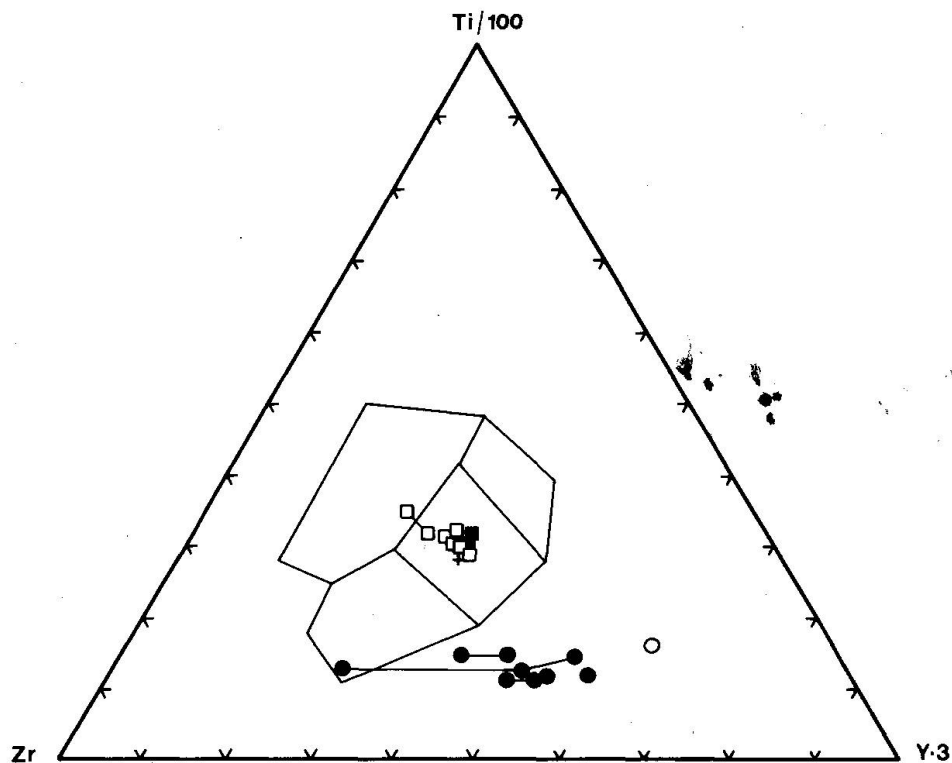


Abb. 5 Ti/100–Zr–3Y-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973). Legende siehe Abb. 2.

3.64 ± 0.68 , die Ti/V-Quotienten (SHERVAIS, 1982) sowie die durchschnittlichen Gehalte an Ti, Cr, Y, Zr, Nb, P, V und den SEE entsprechen Ozeanbodenbasalten tholeiitischer Zusammensetzung und sind damit gut mit den ophiolitischen Metabasalten der Glocknerdecke (HÖCK, 1983) vergleichbar.

Die Rodingite I mit ihren erhöhten Gehalten an leichten SEE würden sich mit einer angereicherten Mantelquelle durchaus vereinbaren lassen, dies steht aber nicht mit den übrigen inkompatiblen Elementen im Einklang. Die Ti-Gehalte sind generell zu niedrig, die Zr-Werte nur in der gleichen Größenordnung wie in den Rodingiten II. Die kompatiblen Elemente wie Cr, V, Sc und Ga zeigen gegenüber Ti analoge oder zumindest sehr ähnliche Quotienten für beide Gruppen (Abb. 3). Eine direkte Ableitung aus einem basaltischen Magma durch eine einfache Kristallfraktionierung ist für diese Spurenelementgehalte nicht möglich (PEARCE und NORRY, 1979; PEARCE und FLOWER, 1977). Gleichzeitig sind bisher auch keine Metabasite der mesozoischen Schieferhülle mit einer analogen Geochemie bekannt (HÖCK, 1983). Eine Korrelation mit gabbroiden Sequenzen eines Ophiolitkomplexes ist wegen der hohen leichten SEE nicht möglich. Es bleiben als Interpretationsmodelle einerseits eine intensive Änderung der immobilten Spurenelemente durch die metasomatischen Prozesse der Rodingitisierung oder andererseits ein nicht basaltisches Ausgangsmaterial der Rodingite I übrig. Konstante Verteilungskoeffizienten (Ti/Cr, Ti/Y, Ti/V) und auch die Tatsache, dass die näher beim Ultramafitit gelegenen Rodingite II

keine derartigen intensiven Änderungen ihrer immobilen Spurenelemente erkennen lassen, machen das erstere Modell schwer verständlich. Die SEE-Pattern sowie mehrere Spurenelemente lassen einen Vergleich mit Tonschiefern möglich erscheinen (FLEET, 1984; TAYLOR, 1977; KOLLER, 1985). Hinsichtlich der Al-Gehalte kommen vor allem dekarbonatisierte Kalkglimmerschiefer und im Zusammenhang mit dem Ultramafitit auch relativ Al-reiche Serpentinrandgesteine (HÖCK, 1977) in Frage.

Analog zu den Ergebnissen von HALL und AHMED (1984) sind zumindest für die Rodingite II keine wesentlichen Stoffverschiebungen der inkompatiblen Spurenelemente festzustellen. Die Massenbilanz der Hauptelemente im Rodingit ist unsicher, jedoch wurde K und Na extrem, daneben Mg, Fe und Si vermutlich schwächer abgeführt und Ca in grossem Masse zugeführt. In diesem Zusammenhang geben die gering mobilen Spurenelemente noch die besten Hinweise auf metasomatische Prozesse. Die Probe Ro-31-3, die noch eine relik-tische Paragenese enthält, besitzt nicht nur die höchsten SEE-Gehalte, sondern auch das höchste La^n/Lu^n -Verhältnis von 13.2 (Tab. 2). Mit zunehmender Granatbildung (Ro-31-1, Ro-34) sinken die La^n/Lu^n -Quotienten auf 5.38 gegenüber 9.65 für die Kpx-reiche Lage (Ro-31-2). Diese verschiedenen Quotienten können auf die unterschiedlichen Einbaufähigkeiten von La und Lu in Klinopyroxen und Granat zurückgeführt werden und würden damit Ausdruck einer begrenzten Mobilität der SEE während der metasomatischen Prozesse sein. Analog zum Unterschied in den Gehalten der leichten SEE zu den schweren SEE ist für die Kpx-reichen Lagen eine Abnahme der übrigen inkompatiblen Elemente einschliesslich der schwer mobilen kompatiblen wie Al und Cr festzustellen, die in den Granatlagen (Ro-30-1) angereichert werden, während vorwiegend Si und Mg in den Kpx-Lagen (Ro-30-2) eine Anreicherung erfahren. Die Verhältnisse geochemisch ähnlicher Elemente bleiben weitgehend unverändert. Ob neben diesen, über die fluide Phase stattfindenden Stoffwanderungen ein primärer Lagenbau die Bildung der fast monomineralischen Gr- und Kpx-Lagen begünstigt hat, kann nicht ausgeschlossen werden.

Mineralbestand und Mineralchemismen

Der Chemismus der Mineralphasen wurde mit einer ARL-SEMQ-Elektronenmikrosonde unter Verwendung von Standardanalysenbedingungen untersucht. Die Korrektur der Matrixeffekte erfolgte nach Methoden von BENCE und ALBEE (1968), ALBEE und RAY (1970) und COLBY (1968). Zur Berechnung der mineralchemischen Parameter (Formel, Endglieder) wurde das Programm MINSORT (PETRAKAKIS und DIETRICH, 1985) verwendet.

GRANAT

Von 350 Granatanalysen sind in Tab. 3 ausgewählte Beispiele angegeben. In den untersuchten Gesteinsproben tritt Granat in zwei Generationen auf (Abb. 6), deren ältere zonar gebaut ist – ein Konzentrationsprofil ist in Abb. 7 angeführt – und eine mittlere Zusammensetzung von $\text{Alm}_{65} \text{Sps}_8 \text{Pyr}_4 \text{Grs}_{20} \text{Anr}_3$ aufweist. Diese reliktschen Alm-reichen Granate kommen in den Kpx-Felsen (Ro-31-3, Ro-38) als bis über 1 mm grosse, oft idiomorphe Individuen vor. Diese alten Granate enthalten als Einschlüsse Na-Al-reiche Klinopyroxene und Amphibole, Epidot, Chlorit, Quarz, Ilmenit, Rutil, Pyrit, Magnetit, Turmalin, Zirkon und Orthit. Die Einschlussphasen sind, sowohl was ihre Zusammensetzung als teilweise auch ihr Auftreten betrifft, in den Rodingitgesteinen einzigartig, da sie ausserhalb der sie konservierenden Granate mit anderem Chemismus oder überhaupt nicht mehr auftreten. Die alten Granate werden von Epidot und von Granaten der jüngeren Generation aufgelöst und an Rissen oder randlich (Abb. 7) von der jüngeren Granatgeneration ersetzt und umwachsen (Saum von Ro-31-3, Tab. 3). Dabei treten alle chemischen Übergänge zwischen beiden Granatgenerationen auf (Abb. 6).

Die jüngeren Granate kommen in den Gr-Di-Ep-Felsen meist als Lagen, Flecken und massige Bereiche, die aus vielen Subindividuen von bis über 1 mm grossen Granaten aufgebaut werden, oder auch als Einzelindividuen vor. Es sind schwach doppelbrechende, homogene Granditgranate mit einer durchschnittlichen Zusammensetzung von $\text{Alm}_7 \text{Sps}_1 \text{Pyr}_2 \text{Grs}_{72} \text{Anr}_{18}$, bei einer

Tab. 3 Mikrosondenanalysen von Granat (Kationen pro 12 O).

	Ro-31-3 Kern	Ro-31-3 Rand	Ro-31-3 Saum	Ro-31-1	Ro-35	Ro-41-2	Ro-42-2
SiO ₂	37.04	37.25	38.09	38.43	38.45	38.74	37.49
TiO ₂	0.16	0.04	0.53	0.68	0.82	0.70	1.73
Al ₂ O ₃	20.62	20.95	17.89	17.61	18.85	19.12	17.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05
Fe ₂ O ₃	0.66	0.32	6.15	6.68	4.62	4.25	6.75
FeO	27.26	30.36	5.66	2.67	4.80	3.68	2.38
MnO	5.98	0.78	1.51	0.24	0.59	0.76	0.42
MgO	1.11	1.32	0.39	0.51	0.63	0.57	0.51
CaO	7.15	8.69	29.80	33.27	31.18	31.98	33.37
Summe	99.98	99.71	100.02	100.10	99.95	100.01	100.38
Si	2.989	2.994	2.967	2.967	2.966	2.977	2.895
Al IV	0.011	0.006	0.033	0.033	0.034	0.023	0.105
Al VI	1.950	1.979	1.609	1.570	1.680	1.709	1.505
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003
Ti	0.010	0.002	0.031	0.039	0.048	0.040	0.100
Fe 3+	0.040	0.020	0.361	0.388	0.268	0.246	0.392
Fe 2+	1.840	2.041	0.369	0.172	0.310	0.250	0.153
Mn	0.409	0.053	0.100	0.016	0.039	0.049	0.027
Mg	0.134	0.158	0.045	0.059	0.072	0.065	0.059
Ca	0.618	0.748	2.487	2.752	2.577	2.633	2.761
Summe	8.000	8.001	8.001	7.997	7.995	7.993	8.002
Alm	0.613	0.680	0.123	0.057	0.103	0.083	0.051
Sps	0.136	0.018	0.033	0.005	0.013	0.017	0.009
Pyr	0.045	0.053	0.015	0.020	0.024	0.022	0.020
Grs	0.181	0.238	0.633	0.703	0.701	0.735	0.672
Anr	0.025	0.011	0.196	0.214	0.158	0.143	0.248

Tab. 4 Mikrosondenanalysen von Klinopyroxen (Kationen pro 6 O).

	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-3	Ro-35	Ro-41-2	Ro-42-2	Ro-172
SiO ₂	53.22	51.86	53.59	54.25	54.21	53.72	52.91
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	4.17	2.65	0.22	0.19	0.30	0.56	2.89
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00
Fe ₂ O ₃	8.74	10.19	1.51	1.96	2.15	3.10	4.20
FeO	6.98	8.20	4.21	1.16	0.99	0.78	8.95
MnO	0.20	0.17	0.10	0.08	0.08	0.06	0.26
MgO	6.52	6.40	15.21	17.30	17.31	16.74	9.35
CaO	14.70	16.25	24.99	25.24	25.13	25.04	18.85
Na ₂ O	5.61	4.62	0.14	0.10	0.16	0.32	2.86
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.17	100.36	99.99	100.30	100.34	100.36	100.27
Si	1.988	1.965	1.979	1.972	1.969	1.956	1.981
Al IV	0.012	0.035	0.010	0.008	0.013	0.024	0.019
Fe 3+	0.000	0.000	0.012	0.020	0.018	0.020	0.000
Al VI	0.171	0.083	0.000	0.000	0.000	0.000	0.108
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe 3+	0.246	0.291	0.030	0.034	0.041	0.065	0.118
Fe 2+	0.218	0.260	0.130	0.035	0.030	0.024	0.280
Mn	0.006	0.005	0.003	0.002	0.002	0.002	0.008
Mg	0.363	0.361	0.837	0.938	0.937	0.909	0.522
Ca	0.588	0.660	0.989	0.983	0.978	0.977	0.756
Na	0.406	0.339	0.010	0.007	0.011	0.023	0.208
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Jd	0.160	0.049	0.000	0.000	0.000	0.000	0.089
Ac	0.246	0.291	0.010	0.007	0.011	0.023	0.118
Ts	0.012	0.035	0.021	0.028	0.030	0.043	0.019
Hd	0.220	0.264	0.133	0.037	0.031	0.026	0.262
Di	0.356	0.360	0.835	0.919	0.916	0.908	0.474
Opx	0.005	0.001	0.001	0.009	0.010	0.001	0.037

Tab. 5 Mikrosondenanalysen von Epidot-Zoisit (Kationen pro 25 O).

	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-3 Pseud.	Ro-31-3 Pseud.	Ro-31-1	Ro-41-2	Ro-46	Ro-49
SiO ₂	37.25	39.02	38.55	37.81	38.15	37.57	38.02
TiO ₂	0.09	0.07	0.04	0.14	0.07	0.10	0.09
Al ₂ O ₃	21.70	31.36	28.39	24.75	26.27	23.95	26.11
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.01
Fe ₂ O ₃	15.20	2.52	6.61	11.44	9.76	12.09	10.55
Mn ₂ O ₃	0.28	0.08	0.13	0.07	0.00	0.18	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.04
MnO	0.06	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.33
MgO	0.01	0.06	0.01	0.08	0.04	0.04	0.04
CaO	23.09	24.19	23.96	23.41	23.49	23.29	23.55
Summe	97.69	97.33	97.69	97.76	98.06	97.25	98.74
Si	5.996	6.001	5.999	5.988	5.982	6.001	5.940
Al IV	0.004	0.000	0.001	0.012	0.018	0.000	0.060
Al VI	4.113	5.684	5.206	4.607	4.836	4.508	4.747
Ti	0.011	0.008	0.005	0.017	0.008	0.012	0.011
Cr	0.001	0.004	0.000	0.004	0.004	0.004	0.001
Fe 3+	1.841	0.292	0.774	1.364	1.152	1.453	1.241
Mn 3+	0.034	0.009	0.015	0.009	0.000	0.022	0.000
Fe 2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.005
Mn 2+	0.008	0.000	0.001	0.005	0.013	0.000	0.044
Mg	0.002	0.014	0.002	0.019	0.009	0.010	0.009
Ca	3.982	3.986	3.995	3.972	3.946	3.985	3.942
Summe	15.993	15.998	15.998	15.996	15.989	15.995	16.000
Zo	0.060	0.849	0.605	0.311	0.423	0.261	0.378
Ep	0.922	0.146	0.387	0.684	0.577	0.728	0.622
Pi	0.017	0.005	0.008	0.004	0.000	0.011	0.000

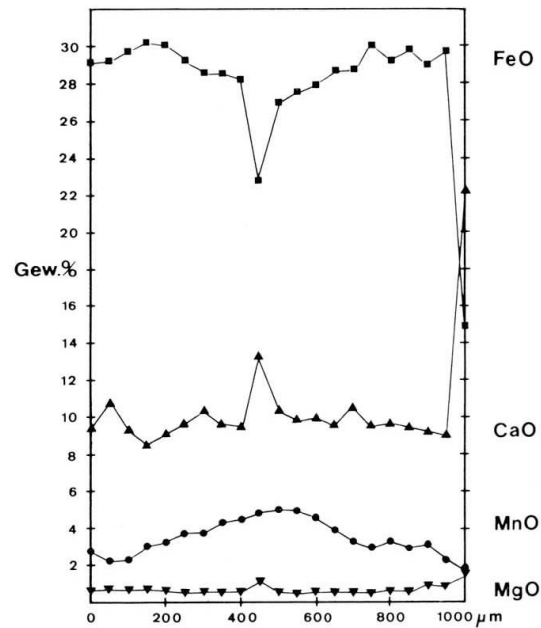
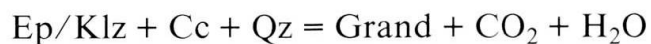


Abb. 7 Konzentrationsprofil eines Alm-reichen Granates (Relikte-führender Kpx-Fels, Ro-38) der von Grandit-reichem Granat entlang von Rissen und randlich verdrängt und umwachsen wird.

sammenhang stehen und die Granditgranate nach folgender oder einer ähnlichen Reaktion entstanden sind:



Diese Umwandlung, die bei den während der Bildung des Isnitzfall-Rodingits herrschenden Metamorphosebedingungen nach TAYLOR und LIOU (1978),

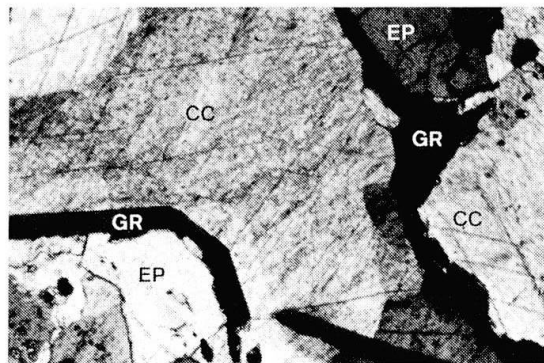


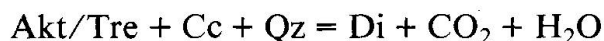
Abb. 8 Wachstum von leistenförmigen, meist idiomorphen Granditen in Calcit und Epidot/Klinozoisit nach der Reaktion $\text{Ep/Klz} + \text{Cc} + \text{Qz} = \text{Grand} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Gr-Di-Ep-Cc-Fels (Ro-32), Bildbreite 1.65 mm, + Nicols.

ALLEN und FAWCETT (1982) und RICE (1983) nur bei sehr niedrigen X_{CO_2} -Werten abläuft, ist in den verschiedensten Stadien von beginnendem, meist idiomorphem Granatwachstum in Epidot- und Calcit-Bereichen (Abb. 8) bis zu dichten Granatbereichen, die nur mehr wenig Einschlüsse von Diopsid, Epidot, Titanit und Apatit oder in Zwickeln Epidot, Calcit und Quarz zeigen, anzutreffen.

KLINOPYROXEN

In Tab. 4 sind von 340 Pyroxenanalysen Beispiele angeführt. Wie Granat tritt auch Klinopyroxen in mindestens zwei Generationen auf (Abb. 6). Es handelt sich bei den älteren Klinopyroxenen nach der Nomenklatur von ESSENE und FYFE (1967) um Ägirin-Augite und Na-Augite (Abb. 9), mit Zusammensetzungen bis $Jd_{17}Ac_{25}$. Wie in Abb. 6 und 9 ersichtlich ist, besitzen diese als Einschlussphasen in den reliktschen Alm-Granaten auftretenden Klinopyroxene eine grosse Variation im Chemismus, die dadurch bedingt ist, dass es sich um durch Abbaureaktionen veränderte Pyroxene handelt. Dies wird durch den Zerfall der Jd-reichen Klinopyroxene und der Alm-reichen Granate zu Na-, Al- und Fe-reichen Amphibolen belegt. Das Auftreten dieser Abbaureaktion, die schön in der Epidot-Projektion (HARTE und GRAHAM, 1975) zu sehen ist, bestärkt die Annahme, dass die heute vorliegenden Mineralphasen Relikte ursprünglich Jd-reicherer Klinopyroxene darstellen. Jd- und Ac-reiche Klinopyroxene sind auch im Prasinit (Ro-172; Tab. 4, Abb. 9) in Symplektiten zusammen mit Albit, Aktinolith und Epidot – ebenfalls als Zerfallsprodukte älterer Phasen – zu finden.

Die jüngere Pyroxengeneration tritt gesteinsbildend auf. Da beim Übergang von den Ep-Akt-Felsen zu den Gr-Di-Ep-Felsen mit dem Einsetzen der Diopside die Aktinolithe verschwinden, kann für die Diopsid-Bildung eine Aktinolith-verbrauchende Reaktion, wie z. B.



angenommen werden. Nach METZ (1970) würde das Auftreten dieser Reaktion bei den im Zuge der Rodingitbildung herrschenden Bedingungen – wie auch die Epidot-Grandit-Reaktion – auf sehr niedrige X_{CO_2} -Werte in der fluiden Phase der Gr-Di-Ep-Felse hinweisen. Neben einer möglichen Abnahme des X_{CO_2} in der Gasphase von den Ep-Akt-Felsen zu den Gr-Di-Ep-Felsen kann das Verschwinden von Aktinolith und Auftreten von Diopsid auch durch Gradienten des chemischen Potentials bestimmter Hauptelemente verursacht sein. Eine im Gestein primär hohe Ca-Aktivität bewirkt z. B. allein oder verbunden mit einer niedrigen Mg-Aktivität in chemisch geeigneten Gesteinen die Bildung von Diopsid, während Aktinolith in Gesteinszonen mit niedriger Ca- und höherer Mg-Aktivität gebildet wird (COLEMAN, 1967). Aber auch sekundäre meta-

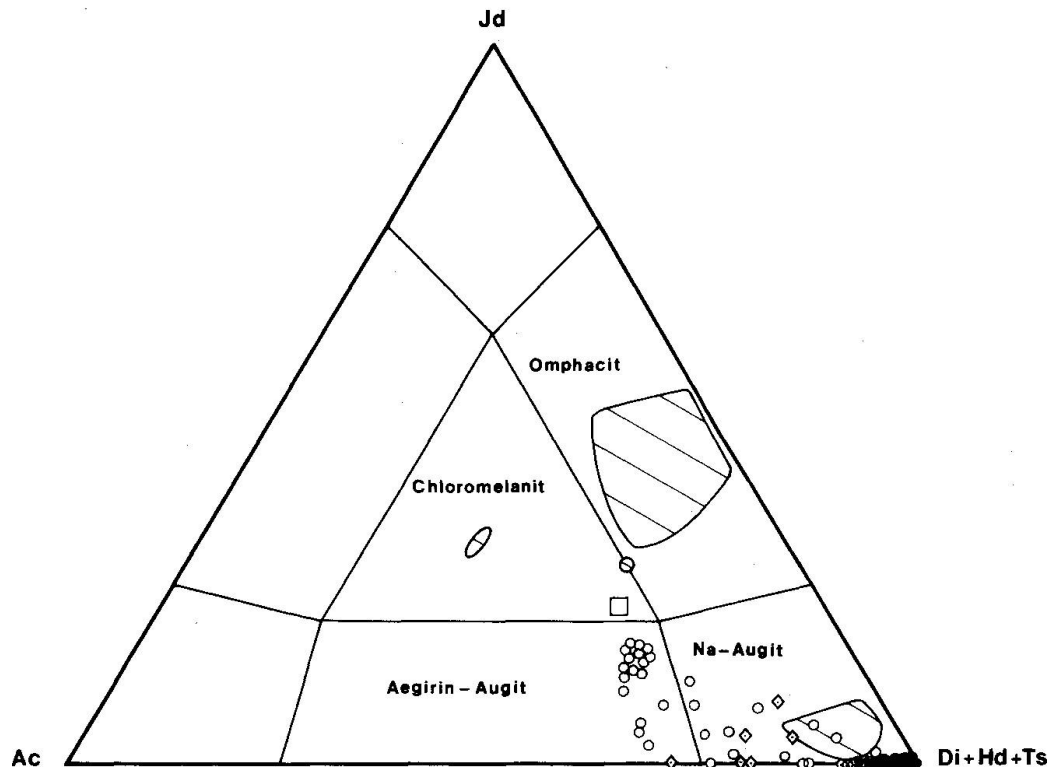


Abb. 9 Klinopyroxen-Analysen im Diagramm von ESSENE & FYFE (1967). ○ Kpx-Einschlüsse in reliktschen Alm-Granaten (Ro-31-3), ⊙ Kpx ausserhalb der Alm-Granate (Ro-31-3, Ro-38), ● Kpx der Rodingite I und II (Ro-31-1, Ro-32, Ro-35, Ro-36, Ro-41-2, Ro-42-2), ◇ Kpx des Prasinit (Ro-172). Schraffierte Felder: Kpx aus Ekogiten (MILLER, 1977); □ Kpx-Einschluss in Granat aus Metasedimenten (DACHS, 1985).

somatische Stoffwanderungen in Form von Ionentransport in der fluiden Phase können in den Gr-Di-Ep-Felsen im Vergleich zu den Ep-Akt-Felsen die Ca-Aktivität erhöht (die Mg-Aktivität erniedrigt) und so den Stabilitätsbereich vom Aktinolith zum Diopsid verschoben haben. Die höheren CaO- und niedrigeren MgO-Werte der Gr-Di-Ep-Zone (Ro-40-2, Ro-41-2; Tab. 1) gegenüber der angrenzenden Ep-Akt-Zone (Ro-40-1, Ro-41-1) deuten jedenfalls auf derartige Bildungsmechanismen hin.

Die Zusammensetzung der jungen, homogenen Klinopyroxene liegt in den Rodingitbereichen durchschnittlich bei $Jd_0 Ac_{0.7} Ts_{2.3} Hd_4 Di_{92} Opx_{<1}$. Nur in den Relikte-führenden Kpx-Felsen kommen ausserhalb der Alm-Granate als gesteinsbildende jüngere Generation Klinopyroxene mit durchschnittlich 83 Mol.% Di-Komponente vor. Sehr selten sind in diesen Gesteinen auch noch Di-ärmere (um 68 Mol.% Di und bis 9 Mol.% Ac), wahrscheinlich reliktsche Klinopyroxene, die von jenen der jüngeren Generation umwachsen sind, zu finden.

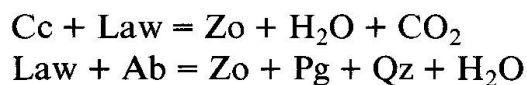
Während die Pyroxene der alten Generation genügend Al besitzen, um das Defizit in der Tetraederposition ihres Kristallgitters aufzufüllen, ist bei den Al-armen Diopsiden der jungen Generation ein geringer Gehalt an tetra-

edrisch koordiniertem Fe^{3+} erforderlich, das zusammen mit Si und Al die Tetraederposition auffüllt. Fe^{3+} -hältige und mit Grandit assoziierte Ca-reiche Klinopyroxene mit Fassait-ss sind typisch für metamorphe Kalke und Mergel (HUKKENHOLZ et al., 1974). Die nach dem Modell von DIETRICH und PETRAKAKIS (1986) berechneten Endglieder zeigen, dass bei den Al-armen Diopsiden mit bis zu 4.5 Mol. % Fassait-ss zu rechnen ist.

Die Erscheinungsform der Diopside reicht von einzelnen bis mehrere mm grossen, meist idiomorphen Kristallen, die in Calcit-Bereichen liegen, über Diopsideinschlüsse in Granditflecken bis zu Lagen und Nestern, die fast monomineralisch von Diopsid aufgebaut werden.

EPIDOT/KLINOZOISIT-ZOISIT

Beispiele von 125 Epidot-Analysen finden sich in Tab. 5. Auch die Mischkristalle der Epidot/Klinozoisit-Zoisit-Reihe treten in mindestens zwei Generationen auf. Die älteren Epidote kommen in den Relikte-führenden Kpx-Felsen vor, wo sie einerseits Einschlüsse in den Granaten bilden, andererseits als Pseudomorphosen nach Lawsonit in der Kpx + Ep-Matrix auftreten. Die in Alm-Granaten eingeschlossenen Epidote haben eine Zusammensetzung von 88–96 Mol. % Ep-Komponente. Ganz anders ist der Chemismus der Epidote, die in häufig rhombisch-idiomorphen, bis mehrere mm grossen Lawsonit-Formrelikten, wie sie schon von FRY (1973), HÖCK (1974) und MILLER (1977) beschrieben worden sind, auftreten. Die Zusammensetzung dieser Mischkristalle, die sowohl als Zoisit als auch als Klinozoisit vorkommen, liegt bei 14–39 (selten bis 66) Mol. % Ep-Komponente (Ro-31-3, Tab. 5). Da in den Lawsonit-Pseudomorphosen neben Zoisit selten auch Paragonit anzutreffen ist, scheinen die folgenden Reaktionen für den Lawsonit-Zerfall verantwortlich zu sein:



Die Zusammensetzung der Paragonite ist in Tab. 8 angegeben und beträgt um 93.4 Mol. % Paragonit-Komponente.

Die junge Epidot-Generation ist gesteinsbildend am Aufbau des Rodingits beteiligt. Die Zusammensetzung der Epidote, die mit Grandit und Diopsid vergesellschaftet sind, beträgt 46–70 Mol. % Ep-Komponente, jene der aus Ep-Akt-Gesteinen 55–83 Mol. % Ep-Komponente. Eine ähnliche Zusammensetzung wie die letztere Gruppe weisen auch die Epidote des Prasinit auf.

Innerhalb weniger Ep-Akt-Felsen sind grosse, zum Teil «schmutzige» Epidote zu beobachten, die korrodiert und teilweise aufgelöst sind und sowohl von Calcit als auch von Albit und Aktinolith ersetzt werden. Aufgrund dieser textu-

rellen Bilder kann angenommen werden, dass es sich dabei um eine ältere Epidot-Generation handelt, die von jüngeren Phasen ersetzt wird.

AMPHIBOL

Ein Querschnitt von 200 Amphibolanalysen ist in Tab. 6 angeführt. Die Ca-Amphibole sind, wie die anderen femischen Minerale, in mindestens zwei Generationen anzutreffen (Abb. 6). Die ältere, bläulichgrüne Generation ist eingeschlossen in die reliktschen Alm-Granate und besitzt variierende Zusammensetzungen (Ro-31-3), die nach LEAKE (1978) von Hastingsit bis Ferro-Hornblende streuen (Abb. 10). Zum Teil handelt es sich dabei um «subcalcic» und «sodian amphiboles». Die starke Variation ist dadurch bedingt, dass die Amphibole Zerfallsprodukte von Ägirin-Augiten und Alm-Granat sind. Ausserhalb der Alm-Granate konnten nur sehr wenige, und zwar zonargebaute Amphibole, die im Kern als Magnesio-Hornblende und gegen den Rand hin als Aktinolith vorliegen, beobachtet werden (Abb. 10). Diese Amphibole unterscheiden sich neben höheren CaO- (um 11.8 Gew.%) vor allem durch signifikant höhere MnO-Gehalte (um 1.15 Gew.%) von den eingeschlossenen Amphibolphasen.

Die junge Amphibol-Generation, die nur in den Ep-Akt-Felsen anzutreffen ist, hat Zusammensetzungen, die als Aktinolith bis Tremolit und nur untergeordnet als aktinolithische bis tremolitische Hornblende bezeichnet werden kön-

Tab. 6 Mikrosondenanalysen von Amphibol (Kationen pro 23 O).

	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-3 Einschl.	Ro-40-1 Kern A	Ro-40-1 Kern	Ro-40-1 Rand	Ro-51 Kern	Ro-51 Rand	Ro-43
SiO ₂	40.21	43.95	53.09	55.95	53.47	57.27	54.14	58.69
TiO ₂	0.17	0.12	0.07	0.06	0.04	0.00	0.06	0.01
Al ₂ O ₃	12.56	9.07	6.35	2.52	4.36	0.56	2.75	0.08
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.00	0.05	0.11
Fe ₂ O ₃	7.93	7.34	3.13	0.08	0.52	0.09	2.28	0.40
FeO	19.48	18.37	6.51	7.41	7.78	4.28	5.34	0.40
MnO	0.39	0.48	0.33	0.42	0.51	0.16	0.49	0.07
MgO	4.28	6.02	15.70	18.15	17.18	21.47	18.85	24.25
CaO	9.88	10.14	9.56	11.96	12.09	13.11	12.44	13.47
Na ₂ O	3.17	2.17	2.43	0.91	1.16	0.08	0.77	0.08
K ₂ O	0.02	0.00	0.16	0.08	0.15	0.00	0.08	0.02
Summe	98.10	97.66	97.37	97.56	97.31	97.02	97.25	97.58
Si	6.227	6.734	7.495	7.851	7.588	7.960	7.641	7.979
Al IV	1.773	1.266	0.505	0.149	0.412	0.040	0.359	0.013
Al VI	0.519	0.372	0.551	0.268	0.317	0.052	0.098	0.000
Ti	0.020	0.014	0.007	0.006	0.004	0.000	0.006	0.001
Cr	0.001	0.000	0.004	0.002	0.006	0.000	0.006	0.011
Fe 3+	0.924	0.846	0.333	0.008	0.055	0.010	0.242	0.040
Fe 2+	2.496	2.331	0.761	0.869	0.922	0.471	0.623	0.033
Mn	0.051	0.062	0.039	0.050	0.061	0.019	0.059	0.008
Mg	0.988	1.375	3.304	3.796	3.634	4.448	3.966	4.914
Fe 2+	0.027	0.023	0.008	0.000	0.001	0.026	0.007	0.013
Ca	1.639	1.665	1.446	1.798	1.838	1.952	1.881	1.962
Na	0.333	0.312	0.546	0.202	0.160	0.022	0.112	0.021
Na	0.618	0.332	0.119	0.046	0.159	0.000	0.098	0.000
K	0.004	0.000	0.029	0.014	0.027	0.000	0.014	0.003
Summe	15.620	15.332	15.147	15.059	15.184	15.000	15.112	14.998

Tab. 7 Mikrosondenanalysen von Chlorit (Kationen pro 28 O).

	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-3 Einschl.	Ro-31-1	Ro-46	Ro-49	Ro-43
SiO ₂	25.24	31.34	29.95	26.60	28.70	33.98
TiO ₂	0.08	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.89	13.48	19.41	20.89	21.20	11.97
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.06	0.02	1.40
FeO	33.12	23.85	9.08	18.94	12.89	3.31
MnO	1.53	0.62	0.11	0.15	0.12	0.05
MgO	9.38	15.99	28.59	20.38	25.60	35.49
CaO	0.13	0.68	0.04	0.01	0.15	0.10
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	87.39	86.01	87.21	87.10	88.68	86.30
Si	5.637	6.668	5.799	5.445	5.576	6.490
Al IV	2.363	1.332	2.201	2.550	2.424	1.510
Al VI	2.346	2.048	2.229	2.494	2.431	1.184
Ti	0.013	0.000	0.001	0.009	0.000	0.000
Cr	0.002	0.003	0.003	0.010	0.003	0.211
Fe	6.186	4.244	1.470	3.245	2.094	0.529
Mn	0.289	0.112	0.018	0.026	0.020	0.008
Mg	3.123	5.072	8.253	6.225	7.415	10.105
Ca	0.031	0.155	0.008	0.002	0.031	0.020
Na	0.004	0.012	0.000	0.004	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	19.996	19.646	19.983	20.016	19.995	20.057

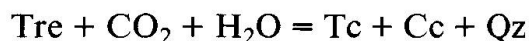
Tab. 8 Mikrosondenanalysen von Paragonit, Talk, Antigorit, Olivin, Ti-Klinohumit, Ti-Chondroit und Geikielith.

	Pg Ro-31-3	Tc Ro-43	Ant Ro-43	Ant Ro-53/57		Ol Ro-53	TiKlh Ro-57	TiCho Ro-57	Geik Ro-57
SiO ₂	46.49	61.95	42.02	42.75	SiO ₂	42.16	37.35	33.56	0.00
TiO ₂	0.04	0.02	0.01	0.04	TiO ₂	0.01	3.72	9.73	60.13
Al ₂ O ₃	39.19	0.15	1.76	0.95	Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.14	0.40	0.18	Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.03
FeO	0.11	0.66	2.38	1.41	FeO	2.02	3.09	2.92	16.01
MnO	0.00	0.01	0.09	0.05	MnO	0.30	0.51	0.86	5.00
MgO	0.05	30.84	39.87	40.91	MgO	55.58	52.32	48.99	18.94
CaO	0.35	0.20	0.18	0.01	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	7.44	0.02	0.00	0.01					
K ₂ O	0.51	0.02	0.01	0.01	Summe	100.09	97.00	96.06	100.11
Summe	94.20	94.01	86.72	86.32		4 O	13 Kat	7 Kat	3 O
Kationen pro 22 O	22 O	28 O	28 O		Si	0.997	4.007	2.006	0.000
Si	6.001	7.964	7.878	7.997	Al	0.000	0.000	0.000	0.000
Al IV	1.999	0.023	0.122	0.003	Ti	0.000	0.300	0.438	0.995
Al VI	3.964	0.000	0.267	0.206	Cr	0.000	0.001	0.000	0.001
Ti	0.004	0.002	0.001	0.006	Fe	0.040	0.277	0.146	0.295
Cr	0.002	0.014	0.059	0.027	Mn	0.006	0.046	0.044	0.093
Fe	0.012	0.071	0.373	0.221	Mg	1.959	8.368	4.366	0.621
Mn	0.000	0.001	0.014	0.008	Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.010	5.910	11.144	11.408	Summe	3.002	13.000	7.000	2.005
Ca	0.048	0.028	0.036	0.002					
Na	1.862	0.005	0.000	0.004					
K	0.084	0.003	0.002	0.002					
Summe	13.986	14.020	19.897	19.883					

nen. Wie aus Abb. 10 und Tab. 6 ersichtlich ist, treten bei diesen Amphibolen chemische Variationen gesteuert von einer gekoppelten tschermakitischen, edenitischen und glaukophanitischen Substitution auf, die bewirkt, dass generell mit steigendem Al^{IV} in der T-Position die Gehalte an Al^{VI} und Fe³⁺ in der M1-3, von Na in der M4 und von Na + K in der A-Position zunehmen. Diese Variationen sind genetisch bedingt und zu einem grossen Teil auf Zonarbau zu-

rückzuführen. Die Amphibole sind im übrigen die einzigen Minerale der jungen Generation, die einen deutlichen Zonarbau besitzen können. So zeigen idiomorphe Amphibolneubildungen in Calcit- und Albit-Bereichen einen Zonarbau, der von einem rein aktinolithischen Kern gegen den Rand hin Tschermakit-, Edenit- und Glaukophan-reicher wird. Dieser Trend kann durch das Wachstum der Aktinolithe während einer prograden Metamorphose erklärt werden (LAIRD und ALBEE, 1981). Solche zonargebauten Amphibole treten auch im Prasinit auf. Daneben gibt es aber Amphibole mit umgekehrtem Zonarbau, und zwar Aktinolithe bis subcalcische aktinolithische Hornblenden, deren Kerne Al- und Na-reicher als die Ränder sind. Bemerkenswert ist, dass diese Kerne die höchsten Al_2O_3 - und Na_2O -Gehalte (Ro-40-1 Kern A, Tab. 6) und die höchsten Glaukophan-Gehalte aufweisen, während die Ränder ähnlich wie jene der mit Albit und Calcit assoziierten Aktinolithblasten zusammengesetzt sind. Neben den höheren Glaukophan-Gehalten, die nach LAIRD und ALBEE (1981) auf höhere Bildungsdrücke schliessen lassen, ist auch das $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Si}$ -Verhältnis dieser Amphibole signifikant höher als jenes der anderen Amphibole und deutet nach RAASE (1974) ebenfalls auf höhere Bildungsdrücke hin. Möglicherweise handelt es sich um reliktsche, druckbetonte Amphibole, die als Zerfalls- und Verdrängungsprodukte älterer Phasen während des jüngsten Metamorphosestadiums weitergewachsen sind und Randzusammensetzungen wie die neugesprossenen Aktinolithe erreicht haben.

In den nahe dem Serpentin zu findenden Tre-Cc-Chl-Schiefern kommen nur sehr Mg-reiche Amphibole in Form von reinen Tremoliten (Ro-43, Tab. 6) vor, die mittlere F-Gehalte von 0.07 Gew.% führen. In diesen Gesteinen ist der Zerfall von grossen, stark korrodierten, Magnetit-Schnüre enthaltenden Tremoliten nach der Reaktion



in feinkörnigen Talk (Tab. 8) und Calcit zu beobachten, während frische und häufig idiomorph ausgebildete Tremolite stabil sind. Es handelt sich dabei nicht um einen selektiven Abbau von Tremolit, sondern um den Zerfall eines älteren Tremolits. Die jungen Tremolite sind Neubildungen, die im Gestein sprossen und zum Teil die alten Tremolite umwachsen.

CHLORIT

Die chemische Variation der analysierten Chlorite ist in Tab. 7 und Abb. 6 zu finden. Als ältere Bildungen können die Einschlüsse zweier unterschiedlich zusammengesetzter Chlorittypen in den Alm-Granaten angesehen werden (Ro-31-3). Es sind dies nach der Chloritnomenklatur (HEY, 1954) Fe-reiche Rhipidolithe-Brunsvigite und Diabantite.

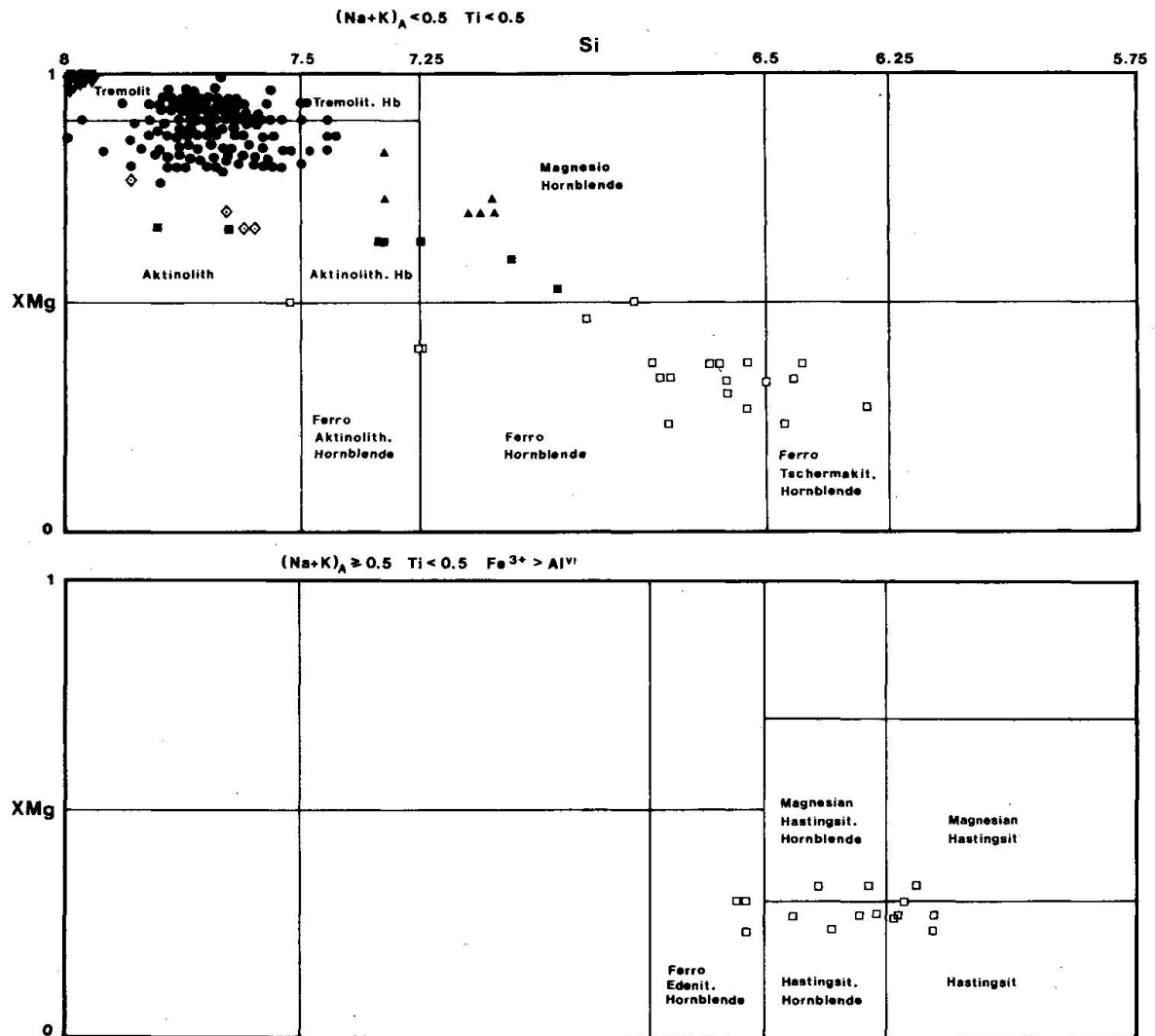


Abb. 10 Amphibole im Diagramm nach LEAKE (1978) für Ca-Amphibole: $(Ca + Na)B \geq 1.34$, $Na B \leq 0.67$.
 Legende: \square Amph-Einschlüsse in reliktschen Alm-Granaten (Ro-31-3), \blacksquare Amph ausserhalb der Alm-Granate (Ro-31-3), \bullet Amph der Rodingite II (Ro-39, Ro-40-1, Ro-41-1, Ro-49, Ro-51), \blacktriangle Amph in Calcit-Oligoklas-Gang (Ro-46), \blacktriangledown Amph im Blackwall (Ro-43), \diamond Amph des Prasinit (Ro-172).

Die jungen Chlorite kommen nur selten in den Gr-Di-Ep-Felsen als Klinko-chlor-Sheridanit vor, während in den Ep-Akt-Gesteinen Mg-reiche Rhipido-lithe-Sheridanite als Gemengteile auftreten. In Richtung Serpentin werden die Chlorite sehr Mg-reich und können als Pennin bezeichnet werden. In einem Tre-Cc-Chl-Schiefer (Ro-43) sind Pennine mit Cr_2O_3 -Gehalten bis 1.5 Gew. % assoziiert mit ebenfalls Cr_2O_3 -haltigem Tremolit (bis 0.3 Gew. %), Talk (bis 0.4), Antigorit (bis 0.8) und Magnetit (bis 1.5 Gew. %) verbreitet (Tab. 6, 7 und 8).

PLAGIOKLAS

Albit ist nur in den Ep-Akt-Felsen und nur als Neubildung – häufig durch-wachsen von Epidot- und Aktinolith-Blasten – anzutreffen. Der Chemismus

liegt im Bereich 99.1–93.5 Mol.% Albit, 0.6–6.5 Mol.% Anorthit und um 0.4 Mol.% Orthoklas. Eine Ausnahme bildet die Probe Ro-46, in der gangartige Calcit- und Oligoklas-Kristalle mit Albit₈₈, Anorthit_{11.5}, Orthoklas_{0.5} Einschlüsse von Magnesio-Hornblende enthalten.

KARBONAT

Calcit kommt im Rodingit mit gegen den Serpentinithin – der zunächst Dolomit und dann auch Magnesit führt – steigenden Mg-Werten vor. Die FeO- und MnO-Gehalte, durchschnittlich je 0.07 Gew.%, und MgO-Gehalte (<0.02) Gew.% der Calcite in Gr-Di-Ep-Felsen sind niedrig. In den Ep-Akt-Felsen führen die Calcite höhere FeO-Gehalte um 0.3 Gew.%, MnO um 0.76 Gew.% und MgO um 0.47 Gew.%. Die Zusammensetzung in den Tre-Cc-Chl-Schiefern beträgt schliesslich für FeO und MnO im Mittel je 0.22 Gew.% und für MgO 1.45 Gew.%. Im Serpentinithin treten Dolomit und Magnesit auf, wobei ersterer FeO und MnO je um 0.4 Gew.% und letzterer FeO um 0.9 Gew.%, MnO um 0.5 Gew.% und CaO um 0.14 Gew.% enthält.

OLIVIN UND HUMIT

Olivin ist nur im Serpentinithin anzutreffen, wo er in feinkörnigen Kristallen einzeln oder als Flecken oder Aggregate in der Antigorit-(Tab. 8) Matrix auftritt. Es handelt sich um fast reine (98 Mol.%), metamorph entstandene Forsterite (Tab. 8).

Im Serpentinithin sind auch Minerale der Humitgruppe, und zwar Titan-Klinohumit und Titan-Chondrodit, vertreten (Tab. 8). Die F-Gehalte wurden in den Ti-Chondroditen mit 0.25 Gew.% bestimmt. Die Humitminerale sind häufig verzwillingt, als feinkörnige, bis mehrere mm grosse Aggregate ausgebildet. Aufgrund der texturellen Bilder kann auf ein metamorphes Wachstum der Ti-Klinohumite und Ti-Chondrodite unter Reaktionsbeteiligung von Antigorit, Geikielith und Magnetit geschlossen werden. Die bei der letzten Metamorphose erreichten Bedingungen liegen jedenfalls innerhalb der Stabilitätsbedingungen von Ti-Klinohumit (TROMMSDORFF und EVANS, 1980; ENGI und LINDSLEY, 1980).

ERZ

Pyrit, Ilmenit, Rutil und Magnetit treten als Einschlüsse in den Alm-Granaten der Relikte-führenden Kpx-Felsen auf. Die Ilmenite können MnO-Gehalte von 0.85–13 Gew.% enthalten, die einer Pyrophanit-Komponente von

2–29 Mol.% entsprechen. Pyrit ist in den Kpx-Felsen auch ausserhalb der Alm-Granate sowie im Prasinit anzutreffen. Mit zunehmender Überprägung der Kpx-Felsen werden die Pyrite immer mehr abgebaut, um in den Gr-Di-Ep-Felsen nur mehr selten oder überhaupt nicht mehr aufzutreten. Es ist eine Umwandlung der Pyrite in Fe-Hydroxid zu beobachten.

Gegen den Serpentinitt hin ist Magnetit verbreitet und erreicht Cr_2O_3 -Gehalte von 0.7–13.8 Gew.%, MnO von 0–0.72, MgO von 0.15–5.7 Gew.%, ZnO von 0–0.5 und NiO um 0.7 Gew.%. Die Cr- und Mg-armen Magnetite sind homogen zusammengesetzt und alpidisch metamorphe Bildungen. Die Cr- und Mg-reichen Magnetite besitzen meist Zonarbau mit gegen den Rand hin fallenden Cr-, Mn- und Mg-Gehalten und sind von den alpidischen Metamorphosephasen veränderte reliktsche Ferritchromite. Als mit Geikielith (Mg-Ilmenit) koexistierende Phasen enthalten die Magnetite je um 1.6 Gew.% TiO_2 und MgO. Die Zusammensetzung der Geikielithe ist in Tab. 8 angegeben und beträgt im Mittel 63 Mol.% Geikielith-Komponente. Im Serpentinitt sind auch Co-hältige Pentlandite zu finden.

Metamorphose und Rodingitbildung

Die Metamorphosegeschichte der mesozoischen, penninischen Einheiten der Hohen Tauern wurde schon von vielen Bearbeitern eingehend untersucht. Für die Glocknerdecke des südlichen Venedigermassivs sind es vor allem Miller (1977), HOLLAND (1979) und neuerdings DACHS (1985), die anhand von Gesteinen aus der Eklogitzone eine frühalpine Hochdruckmetamorphose mit Temperaturen um 550–600 °C bei Drücken von ca. 20 kb (HOLLAND, 1979; MILLER, pers. Mitt.; DACHS, 1985) ableiten konnten. In einer späteren metamorphen Phase, der tertiären Tauernkristallisation, wurden die Gesteine neuerlich bei Temperaturen um 500–550 °C (HOERNES und FRIEDRICHSEN, 1974; MILLER, 1977), aber wesentlich niedrigeren Drücken von ca. 6–7 kb (DACHS, 1985), überprägt und zum grössten Teil diesen regionalmetamorphen Bedingungen in Form von Prasinitbildung angeglichen.

Die Mineralphasen des Rodingitvorkommens vom Isnitzfall belegen, dass die Gesteine beide Metamorphosestadien durchgemacht haben. Es sind vor allem reliktsch erhaltene Minerale, wie Alm-reiche Granate mit vielen Einschlüssen, z. B. Ägirin-Augite und Hastingsite – mögliche Zerfallsprodukte ursprünglich Jd-reicherer Klinopyroxene – und ausserhalb der Granate Zoisit \pm Paragonit-Pseudomorphosen nach Lawsonit. Das Auftreten und die Zusammensetzung dieser Reliktminerale lassen sie als Bildungen der älteren hochdruckbetonten Metamorphose erkennen. Die Reliktphasen, die durchwegs FeO-reich sind (Paragenese I, Abb. 6), werden von jüngeren chemisch völlig anders zusammengesetzten, und zwar CaO- und MgO-reichen Mineralen (Pa-

ragenese II) verdrängt und umwachsen, wie z. B. die Alm-reichen Granate von der Grandit-reichen jungen Granatgeneration. Diese Phasen sind Bildungen eines jungen Metamorphosestadiums, der Tauernmetamorphose, die in – durch metasomatische Stoffwanderungen im besonderen durch Anreicherung von Ca und Verarmung der Alkalien – veränderten Gesteinen die Bildung von Anr-reichem Grossular, Fassait-hältigem Diopsid und Ep-reichem Epidot/Klinozoisit, also die Genese der Rodingitparagenesen bewirkt hat. Die Bildungsbedingungen für dieses Ereignis können aus der Fe-Mg-Verteilung koexistierender Grandit-Diopsid-Paare abgeleitet werden. Bedingt durch die extreme Zusammensetzung der Granditgranate sind die resultierenden Temperaturen allerdings mit Unsicherheiten behaftet und liegen nach ELLIS und GREEN (1979) und GANGULY (1979) für $K_D(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}) = 110$ um 520°C und für $K_D(\text{Fe}_{\text{tot}}, \text{Mg}) = 85$ um 550°C (Tab. 9), wenn man Bildungsdrücke von 6 kb annimmt. Diese Werte entsprechen den von HOERNES und FRIEDRICHSEN (1974) in Prasiniten des mittleren Dorfertaales aus Sauerstoffisotopen ermittelten Temperaturen von $510\text{--}530^\circ\text{C}$, die für dieses Gebiet den Höhepunkt der Tauernkristallisation anzeigen. In dieses letzte Metamorphosestadium sind, mit Ausnahme der Hochdruckrelikte in den Kpx-Felsen und im Prasinit und mit Ausnahme von alten Epidoten und aktinolithischen Hornblenden in den Ep-Akt-Felsen und alten Tremoliten in den Tre-Cc-Chl-Schiefern, die Mineralbildungen im Serpentinikörper und seiner randlichen Gesteinszone zu stellen. Im Serpentin sind es Olivin, Ti-Klinohumit, Ti-Chondroit und Chlorit, obwohl bei diesen Mineralen auch eine frühalpine Genese nicht ausgeschlossen werden kann, in den daran anschliessenden Tre-Cc-Chl-Schiefern neusprossender Tremolit neben Chlorit und Talk, in den Ep-Akt-Felsen Blasten von Titanit, Chlorit, Albit, Epidot und Aktinolith und schliesslich in den Gr-Di-Ep-Felsen vor allem Grandit, Diopsid und Epidot, die, neben Titanit und Apatit, die wichtigsten Minerale der jüngeren Generation darstellen.

Aus den reliktsch erhaltenen Mineralen in schwächer überprägten Partien im Rodingit I kann, vor allem anhand der Hochdruckrelikte-führenden Alm-Granate, abgeleitet werden, dass es sich dabei entweder um eklogitartige Gesteine – in Analogie zu den Hochdruckphasen-führenden Alm-Granaten (Typ E5) in Eklogiten (MILLER, 1977) – oder aber um Metasedimente – in Ana-

Tab. 9 Granat-Klinopyroxen Geothermometer nach ELLIS & GREEN (1979) und GANGULY (1979).

Gr-Di-Felse	Ro-35	Ro-36	Ro-41-2	Ro-42-2
XGr _s	0.701	0.727	0.736	0.674
KD (Fe ²⁺ , Mg)	115.4	106.5	119.7	98.9
E&G: T°C (6 Kb)	520	541	532	526
G: T°C (6 Kb)	508	521	511	517
KD (Fe _{tot} , Mg)	84.8	99.9	80.2	77.7
E&G: T°C (6 Kb)	558	549	583	556
G: T°C (6 Kb)	540	529	553	542

logie zu den Hochdruckphasen-führenden Alm-Granaten (Typ 3) in Granatglimmerschiefern (DACHS, 1985) – gehandelt haben muss.

Im Gegensatz zu den bereits am Ozeanboden (HONNOREZ und KIRST, 1975) und verknüpft mit der Serpentinisierung von Ultramafititen metasomatisch entstandenen Rodingiten (BILGRAMIE und HOWIE, 1960; BARNES et al., 1972; COLEMAN, 1977; LEACH und RODGERS, 1978; EVANS et al., 1979; KATOH und NIIDA, 1983; BARRIGA und FYFE, 1983; RICE, 1983) sind die typischen Rodingitparagenesen vom Isnitzfall nicht während der Serpentinisierung, von der angenommen wird, dass sie in alpinen Ultramafititen vor oder in einem sehr frühen Stadium der Überprägung durch alpidische Metamorphosephasen stattgefunden hat (KEUSEN, 1972; TROMMSDORFF und EVANS, 1974; EVANS et al., 1979), sondern erst in einem späten Stadium der frühalpinen Hochdruckmetamorphose, wahrscheinlich aber erst nach dieser Phase entstanden. Dies wird dadurch belegt, dass im Bereich der Serpentintrandserie innerhalb der Rodingite I die frühalpidische Hochdruckparagenese (Paragenese I) von einer nachfolgenden Metasomatose und der Tauernkristallisation, die die Bildung der Rodingitparagenesen (Paragenese II) bewirkt haben, überprägt wurde und nur mehr reliktsch in den zu Rodingiten I umgewandelten Gesteinen enthalten ist. Ältere, vermutlich frühalpidisch gebildete Ca-reiche Mineralphasen, und zwar Epidot und aktinolithische Hornblende in den Rodingiten II und Tremolit im Blackwall, deuten jedoch darauf hin, dass diese dem Serpentin benachbart liegenden Gesteinszonen bereits vor oder während frühalpidischer Zeit eine metasomatische Veränderung (z. B. Ca-Zufuhr) erfahren haben. Somit ist eine räumlich und zeitlich fortschreitende Metasomatose und Rodingitisierung denkbar.

Neben dem Isnitzfall-Vorkommen scheint auch für bestimmte Rodingittypen in Ultramafititen der penninischen Aduladecke (Westalpen) eine alpin-metamorphe Rodingitgenese in Frage zu kommen (DEUTSCH, 1979).

Verzeichnis der Proben

Der durchschnittliche Mineralbestand ist den Gesteinszonen (Kapitel Petrographie) zu entnehmen. Von einem Handstück stammende, gesondert untersuchte Bereiche oder Zonen sind im Probenamen durch die zusätzliche Ziffer gekennzeichnet (z. B. Ro-41-1, Ro-41-2).

RODINGITE I:

Relikte-führende Kpx-Felse: Ro-31-2, Ro-31-3, Ro-38

Gr-Di-Ep-Felse: Ro-30, Ro-31-1, Ro-32, Ro-34, Ro-35, Ro-36

Ep-Akt-Fels: Ro-50

RODINGITE II:

Gr-Di-Ep-Felse: Ro-40-2, Ro-41-2, Ro-42-2

Ep-Akt-Felse: Ro-39, Ro-40-1, Ro-41-1, Ro-46, Ro-48, Ro-49, Ro-51;

Ro-172 (Prasinit)

BLACKWALL:

Tre-Cc-Chl-Felse: Ro-43, Ro-44, Ro-47, Ro-173

SERPENTINIT:

Tre-Dol-Antigoritschiefer: Ro-170, Ro-171

Antigorite: Ro-53, Ro-57, Serp

Abkürzungen

Ab = Albit, Ac = Akmit, Akt = Aktinolith, Alm = Almandin, Amph = Amphibol, Anr = Andradit, Ant = Antigorit, Ap = Apatit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Chr = Chromit, Di = Diopsid, Dol = Dolomit, Ep = Epidot, Geik = Geikielith, Gr = Granat, Grand = Grandit, Grs = Grossular, Hd = Hedenbergit, Jd = Jadeit, Kb = Karbonat, Klz = Klinozoisit, Kpx = Klinopyroxen, Law = Lawsonit, Mag = Magnesit, Mt = Magnetit, Ol = Olivin, Opx = Orthopyroxen, Pent = Pentlandit, Pg = Paragonit, Pi = Piemontit, Pyr = Pyrop, Qz = Quarz, Sps = Spessartin, Tc = Talk, TiCho = Ti-Chondroit, TiKlh = Ti-Klinohumit, Tit = Titanit, Tre = Tremolit, Ts = Tschermakit, Zo = Zoisit.

Dank

Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich durch die Projekte 1939 (Mikrosonde), 4214 und 5091 unterstützt. Wir danken F. Kluger für die Bestimmung der SEE sowie H. R. Pfeifer und einem anonymen Referenten für kritische Kommentare.

Literaturverzeichnis

- ALBEE, A. L. & RAY, L. (1970): Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates, and sulfates. *Anal. Chem.*, 42, 1408–1414.
- ALLEN, J. M. & FAWCETT, J. J. (1982): Zoisite-anorthite-calcite stability relations in H₂O-CO₂ fluids at 5000 bars: An experimental and SEM study. *J. Petrol.*, 23, 215–239.
- BARNES, J., RAPP, J. B., O'NEIL, J. R., SHEPPARD, R. A. & GUDE, A. J. (1972): Metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization. *Contr. Min. Petr.*, 35, 263–276.
- BARRIGA, F. & FYFE, W. S. (1983): Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, East Liguria, Italy. *Contr. Min. Petr.*, 84, 146–151.
- BENCE, A. E., & ALBEE, A. L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76, 382–403.
- BILGRAMIE, S. A. & HOWIE, R. A. (1960): The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindu-
bagh, Pakistan, *Amer. Min.*, 45, 791–801.
- BOYNTON, W. V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. – Developments in geochemistry, 2, 63–114.
- COLBY, J. W. (1968): Quantitative microprobe analysis of thin insulating films. *Adv. X-Ray Anal.*, 11, 287–305.
- COLEMAN, R. G. (1967): Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1247, 1–49.
- COLEMAN, R. G. (1977): Ophiolites. Springer, Berlin-New York.

- DACHS, E. (1985): Petrologische Untersuchungen im südlichen Tauernfenster und Bemerkungen zur Geothermobarometrie der Paragenese Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit \pm Al_2SiO_5 - Quarz unter Berücksichtigung einer experimentellen Bestimmung des Gleichgewichts: $\text{Almandin} + \text{Grossular} + \text{Muskovit} = 3 \text{ Anorthit} + \text{Annit}$. Dissertation Univ. Innsbruck.
- DEUTSCH, A. (1979): Serpentine und Rodingite der Cima Sgiu (NW Adula-Decke, Ticino). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 59, 319-347.
- DIETRICH, H., KIESL, W., KOLLER, F. & RICHTER, W. (1982): Die Mineralparagenesen von Metarodingitvorkommen in den Ostalpen. Fortschr. Min., 60, Beih. 1, 60-61.
- DIETRICH, H. & PETRAKAKIS, K. (1986): A linear algebraic method for the calculation of pyroxene endmember components. Tscherma's Min. Petr. Mitt. 35/4.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contr. Min. Petr., 71, 13-22.
- ENGI, M. & LINDSLEY, D.H. (1980): Stability of titanian clinohumite: Experiments and thermodynamic analysis. Contr. Min. Petr., 72, 415-424.
- ESSENE, E.J. & FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. Contr. Min. Petr., 15, 1-23.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. & RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. Amer. Min., 64, 15-31.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. & GOLES, G.G. (1981): Geochemistry of high-grade eclogites and metarodingites from the Central Alps. Contr. Min. Petr., 76, 301-311.
- FLEET, A.J. (1984): Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry, 2, 343-372.
- FREY, F.A. (1984): Rare earth element abundances in upper mantle. In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry, 2, 153-204.
- FRY, N. (1973): Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. Min. Mag., 39, 121-122.
- GANGULY, J. (1979): Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1021-1029.
- HAYASHI, A., JR. (1984): Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results. Contr. Min. Petr., 85, 409-412.
- HALL, A. & AHMED, Z. (1984): Rare earth content and origin of rodingites. Chem. Erde, 43, 45-56.
- HARTE, B. & GRAHAM, C.M. (1975): The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. J. Petrol., 16, 347-370.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. Min. Mag., 30, 277-292.
- HÖCK, V. (1974): Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Österreich). Karinthin, 71, 110-119.
- HÖCK, V. (1977): Tremolit/Aktinolith- und Diopsid-führende Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern. Jber. Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25). Publ. Zentralanst. Met. Geodyn. Wien, 221, 32-42.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the Central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). Ofioliti, 8, 103-126.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). Schweiz. mineral., petrogr. Mitt., 54, 769-788.
- HOLDAWAY, M.J. (1972): Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of $f\text{O}_2$ and Fe-content. Contr. Min. Petr., 37, 307-340.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern window, Austria. J. Geol., 87, 1-27.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P. (1975): Petrology of rodingites from equatorial mid-Atlantic fracture zones and their tectonic significance. Contr. Min. Petr., 49, 233-257.
- HUCKENHOLZ, H.G. (1969): Synthesis and stability of Ti-andradite. Amer. J. Sci., 267A, 209-232.
- HUCKENHOLZ, H.G., LINDHUBER, W. & SPRINGER, J. (1974): The join CaSiO_3 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 of the

- CaO-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂ quaternary system and its bearing on the formation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes. N. Jb. Min. Abh., 121, 160-207.
- HUCKENHOLZ, H.G. & FEHR, K.T. (1982): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. N. Jb. Min. Abh., 145, 1-33.
- HUGHES, C.J. (1982): Igneous petrology. Developments in petrology 7. Elsevier, Amsterdam-Oxford.
- HUMPHRIS, S.E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry, 2, 317-342.
- KATOH, T. & NIIDA, K. (1983): Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. Hokkaido Univ., Fac. Sci. Jour., 20, 151-169.
- KEUSEN, H.R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 52, 385-478.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1980): Rodingites in ultramafic rocks of the Eastern Alps. Ofioliti, 73-78.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., KIESL, W. & RICHTER, W. (1982): Ein Beitrag von Metarodingiten und deren Blackwallbildungen aus den Ostalpen. Fortschr. Min., 60, Beih. 1, 119-120.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 128, 83-150.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Amer. J. Sci., 281, 127-175.
- LEACH, T.M. & RODGERS, K.A. (1978): Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. Min. Mag., 42, 45-62.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. Min. Mag., 42, 533-563.
- LEITMEIER, H. (1951): Mineralien des südlichen Venedigergebietes. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 2, 115-122.
- MEIXNER, H. (1960): Mineralisationen in einem Serpentin der Hohen Tauern (Isnitzfall, Venedigergruppe, Osttirol). N. Jb. Min. Abh., 94, 1309-1332.
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. Contr. Min. Petr., 28, 221-250.
- MILLER, C. (1977): Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 24, 221-277.
- NYSTRÖM, J.O. (1984): Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. Contr. Min. Petr., 88, 328-331.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, J.A., & FLOWER, M.F.J. (1977): The relative importance of petrogenetic variables in magma genesis at accreting plate margins: a preliminary investigation. J. Geol. Soc., 134, 103-127.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contr. Min. Petr., 69, 33-47.
- PETRAKAKIS, K. & DIETRICH, H. (1985): MINSORT: A program for the processing and archiving of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. N. Jb. Min. Mh., H. 8, 379-384.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contr. Min. Petr., 45, 231-236.
- RICE, J.M. (1983): Metamorphism of rodingites: Part. I, Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. Amer. J. Sci., 283A, 121-150.
- RICHTER, W. (1981): Haltepunkt 14: Dorfertal, Fahrweg Hinterbichl-Johannishütte, Steinbruch beim Isnitzfall (1718 m). In: FRANK, W., MILLER, C., PETRAKAKIS, K., PROCHASKA, W. & RICHTER, W. (1981): Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. Fortschr. Min., 59, Beih. 2, 97-128.

- RUMBLE III, D., FERRY, J.M., HOERING, T.C. & BOUCOT, A.J. (1982): Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality, New Hampshire. *Amer. J. Sci.*, 282, 886-919.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: HENDERSON, P. (Ed.): *Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry*, 2, 205-236.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- TAYLOR, B.E. & LIOU, J.G. (1978): The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *Amer. Min.*, 63, 378-393.
- TAYLOR, S.R. (1977): Island arc models and the composition of the continental crust. *Maurice Ewing Series*, 1, 325-335.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 333-352.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1980): Titan-hydroxyl-clinohumite: Formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). *Contr. Min. Petr.*, 72, 229-242.
- WEINSCHENK, E. (1894): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Gross-Venedigerstockes. *Abh. Bayer. Akad. Wiss.*, 2. Cl., 18. Bd., 3. Abt., 653-713.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. *Z. Krist.*, 26, 337-508.

Manuskript erhalten 20. November 1985, überarbeitetes Manuskript angenommen 30. Juni 1986.