

Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür

Von GERHARD FUCHS, GERO KURAT & THEODOROS NTAFLÓS*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 170

Tirol
Silvrettakristallin
Peridotite
Pyroxenite

Zusammenfassung

In den Amphiboliten des Silvretta-Kristallins wurde südlich von Galtür ein Vorkommen von Ultramafititen entdeckt. Es handelt sich um Peridotite und Pyroxenite mit sehr untergeordneten gabbroiden Gesteinen, welche petrographisch beschrieben werden.

Summary

Ultramafic rocks were discovered in the amphibolites of the Silvretta Crystalline south of Galtür. They are peridotites and pyroxenites with very subordinate gabbroid rocks. This rock assemblage is petrographically described.

Bei der geologischen Aufnahme des Silvretta-Kristallins entdeckte FUCHS (1983) im Gebiet des Hochnörderer südlich von Galtür ein Vorkommen von Ultramafititen. Bisher wurde Peridotit aus dem Silvretta-Kristallin nur durch SPAENHAUER (1932) berichtet. Dieser Autor erwähnt Peridotit in Zusammenhang mit sehr kleinen Vorkommen noritischer Gesteine aus der Sursura-Gruppe. Nach seiner Beschreibung jedoch scheint es sich nicht um Peridotit sondern um Olivin-führende gabbroide Gesteine bzw. stark umgewandelte Gesteine zu handeln. Unser Vorkommen ist hingegen auf über einen halben Kilometer im Ströichen aufgeschlossen und besteht aus Harzburgiten, Duniten und Pyroxeniten, welche nur randlich serpentiniert sind; es verdient somit wegen seiner Seltenheit einiges Interesse.

Zur allgemeinen Information über die Geologie des Silvretta-Kristallins wurden im Literaturverzeichnis auch einige in der Arbeit nicht besonders angeführte Zitate aufgenommen (ARNOLD & JÄGER, 1965; BEARTH, 1932; FUCHS, 1984; FUCHS & PIRKL, 1980; GRAUERT, 1966; JÄGER, 1961; PIRKL, 1980; STRECKEISEN, 1928).

*) Anschriften der Verfasser: Univ. Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Univ.-Doz. Dr. GERO KURAT, Dr. THEODOROS NTAFLÓS, Minerlogisch-petrologische Abteilung, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien.

1. Fundstelle und geologische Verhältnisse

Das Vorkommen ist im Kar östlich des Hochnörderer (2754 m) bei P 2384 aufgeschlossen und ist am leichtesten vom Touristenweg auf die Gorfen Spitze (2558 m) aus zu erreichen. Man muß diesen Steig in einer Seehöhe von 2340 m verlassen und etwa 800 m durch die Hangflanke nach S queren. Ein alter, in der ÖK 50 eingetragener Schafsteig – nur schwach erkennbar – kann dabei benützt werden.

Im Gelände ist das Gestein durch seinen blockigen Zerfall und die ocker gefärbte Verwitterungsoberfläche weithin auffällig. Es ist in drei Schrofenpartien aufgeschlossen, die eine streichende Länge von 550 m belegen. Der Gesteinskörper besitzt die Gestalt einer Linse mit einer Maximalmächtigkeit von etwa 130 m im zentralen Teil. Nur die liegendsten 20 bis 50 m davon sind serpentiniert und von anderen Mineralumsetzungen betroffen, der Rest ist als Peridotit bzw. Pyroxenit erhalten. Es sind fein- bis mittelkörnige, zuckerkörnige, blaugrünliche Gesteine, welche teils massig, teils zeilig struiert sind. Das interne Parallelgefüge zeigt verschiedenste Richtungen und ist unabhängig von der Außenbegrenzung. Die interne Verformung scheint somit auf ein älteres Ereignis zurückzugehen als der linsige Zerschnitt des Gesteinskörpers. Dieser führte wohl auch zur randlichen Serpentinisierung des Ultramafitits. Die Schieferung und der Lagenbau in dieser Umwandlungszone sind parallel der Außenbegrenzung des Ultramafititkörpers und hängen mit dessen Eigenbewegungen zusammen.

Der Ultramafitit ist an den Amphibolitzug gebunden, welcher vom Hochnörderer bis zur Winterlücke im Klostertal zu verfolgen ist und der den Sockel des Lobkammes bildet (Abb. 1). Zum Verständnis der besonderen Stellung des Ultramafititvorkommens sei der regionale Bau des Gebietes erläutert:

WENK (1934) hat bereits auf die Schlingentektonik als ein Charakteristikum des Silvretta-Kristallins hingewiesen. Diese kommt im Kartenbild dadurch zum Ausdruck, daß sich oft weit auseinander liegende Gesteinszüge einander näher kommen und sich schließlich ver-

einigen. Riesige Liegendfallen in Dimensionen von mehreren Kilometern sind so belegbar. Unsere Kartierung hat gezeigt, daß sich vom Gebiet des Großen Piz Buin über Roßtal, Gorfen Spitze, Tschafein und Valzur eine Zone erstreckt, die als Scheitel einer ungeheuren Liegendfalte zu verstehen ist. Im Nordflügel dieser Falte fallen die Gesteine mittelsteil gegen N bis NW ein, während sie im Südostflügel regional gegen W abtauchen. Die B-Achsen, nach denen offensichtlich die Großfaltung erfolgt ist, fallen gegen W bis NW ein.

Der Ultramafitit liegt somit in einem Bereich, wo der Amphibolit vom Hochnörderer den Kern der Falte bildet und die Orthogneismasse des Vallüla-Stockes sich mit den Mischgneiszügen der Westflanke des Jamtales verbindet. Das Umbiegen im Scheitel der Falte erfolgt im Stock der Gorfen Spitze. Es ist anzunehmen, daß der Ultramafitit, im Scheitel der Großfalte gelegen, als verhältnismäßig kleiner, homogener Körper starken rotierenden Bewegungen ausgesetzt war. Die linsige Aufschlußform könnte dabei gebildet bzw. verstärkt worden sein. Wahrscheinlich wurde der Körper auch in der Richtung der B-Achse spindelförmig gelängt.

2. Petrologie der Ultramafitite

Die Ultramafitit-Linse besteht aus Spinell-Harzburgiten, Duniten, Metagabbros, Chlorit- und Amphibolfelsen und Serpentiniten. Im Folgenden eine Detailbeschreibung ausgewählter Proben:

S 84/5: Spinell-Harzburgit

Dieses Gestein ist stark mylonitisiert (Abb. 2). Reliktische Olivin-(Ol-) und Orthopyroxen(Opx)-Porphyroklasten sind in einer Matrix von feinkörnigen Ol-, Opx- und Klinopyroxen(Cpx)-Neoblasten eingebettet. Diese Matrix hat eine mosaik-equigranulare Struktur (nach der Nomenklatur von MERCIER & NICOLAS, 1975). Die Ol-Porphyroklasten sind deformiert („kink-bands“). Opx-Porphyroklasten haben feine Cpx-Entmischungslamellen. Cpx-Porphyroklasten sind selten. Der Spinell ist im Dünnschliff grün-braun, parallel zur Schieferung eingeregelt und zeigt eine „holly-leaf“-Struktur. Die Matrix ist gut rekristallisiert mit Tendenz zu einer Gleichgewichts-Struktur (viele 120° Tripel-Punkte). Das Gestein ist frei von Serpentinisierung.

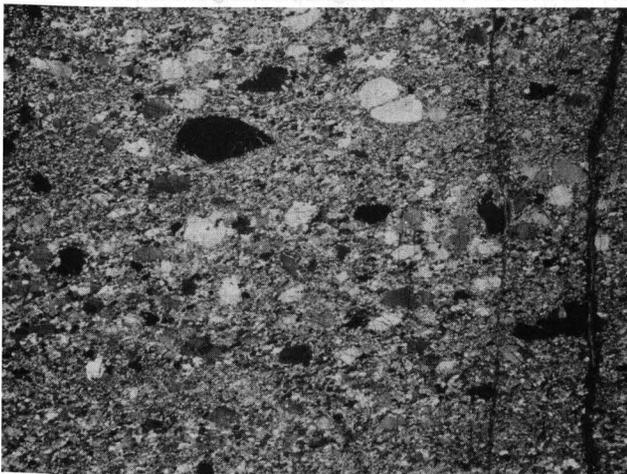


Abb. 2: Spinell-Harzburgit S 84/5, Hochnörderer, Silvretta. Olivin- und Orthopyroxen-Porphyroklasten in feinkörniger, equigranularer Matrix. Nicols x; Bildlänge 1,6 cm.

S 84/4: Spinell-Harzburgit

Dieses Gestein hat eine Übergangsstruktur von porphyroklastisch zu equigranular (Abb. 3). Es ist gut rekristallisiert mit einer ausgeprägten Streckung der Neoblasten. Opx hat häufig Einschlüsse von Ol. Cpx-Porphyroklasten sind reliktsch, Matrix-Cpx ist equilibriert. Spinell ist grün-braun, hat „holly-leaf“-Struktur und ist parallel zur Schieferung eingeregelt. Geringfügige Serpentinisierung ist vorhanden.

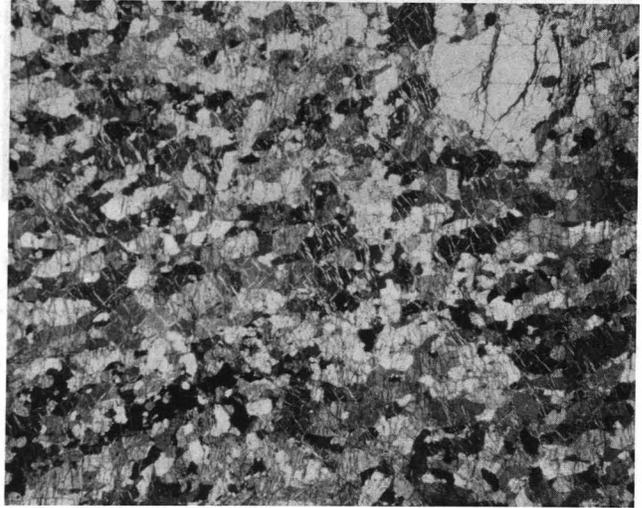


Abb. 3: Spinell-Harzburgit S 84/4, Hochnörderer, Silvretta. Olivin-Porphyroklast in grobkörniger, equigranularer Matrix. Nicols x, Bildlänge 1,6 cm.

S 82/1a: Dunit

Dieses Gestein hat eine porphyroklastische bis mosaik-equigranulare Übergangsstruktur (Abb. 4, 5). Die Porphyroklasten sind stark deformierte Olivine, welche Tendenzen zur Rekristallisation zeigen und manchmal von Neoblasten-„Gängen“ durchschlagen werden. Opx-Porphyroklasten sind selten. Die Matrix ist gut rekristallisiert, hat z. T. elongierte Ol-Neoblasten und führt parallel zur Schieferung eingeregelt Linzen von Chlorit und Tremolit. Nur geringfügig serpentinisiert.

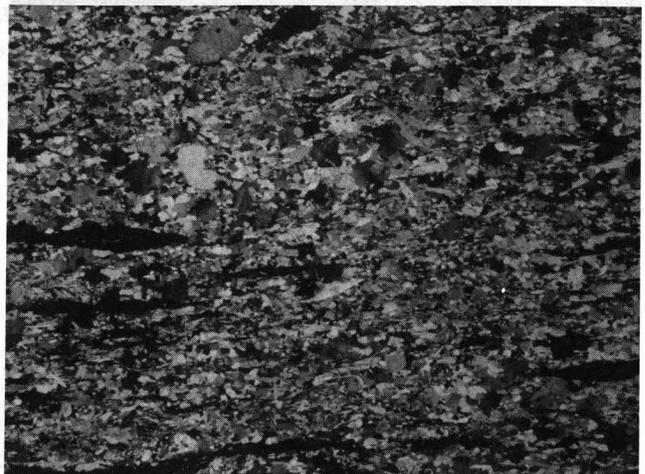


Abb. 4: Dunit S 82/1a, Hochnörderer, Silvretta. Olivin-Porphyroklasten in feinkörniger equilibrierter Matrix. Chlorit-Tremolit-Linzen (schwarz) sind parallel zur Schieferung eingelagert. Nicols x, Bildlänge 1,6 cm.

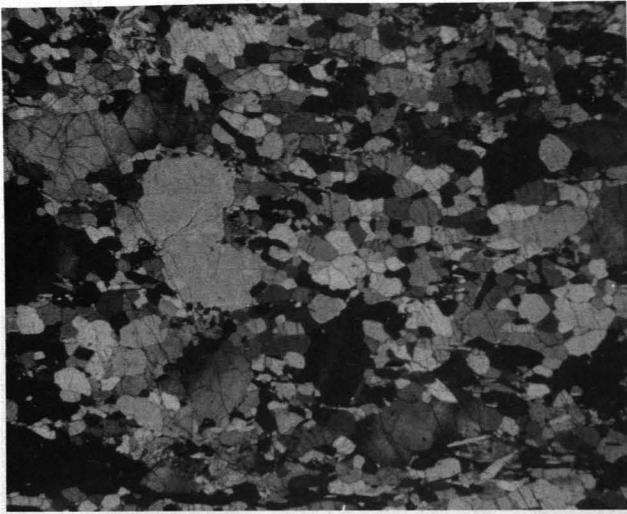


Abb. 5: Dunit S 82/1a; Detail aus Abb. 4. Olivin-Porphyrklasten in equilibrierter Matrix mit z. T. elongierten Olivinen und eingeregelttem Chlorit. Nicols \times , Bildlänge 5 mm.

S 82/1: Dunit

Die Struktur ist porphyroklastisch bis equigranular mit ausgeprägter Streckung der Ol-Neoblasten (Abb. 6). An den Korngrenzen verbreitet Tremolit- und Chloritbildung; ehemalige Porphyroklasten sind vollständig umgewandelt. Chlorit ist schwach pleochroitisch und kommt auch in massigen Paketen vor.

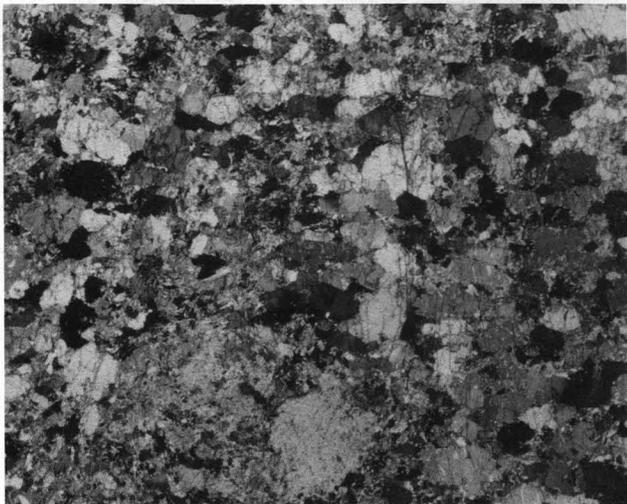


Abb. 6: Dunit S 82/1, Hochnörderer, Silvretta. Equigranulare Struktur mit elongierten Olivin-Neoblasten. An Korngrenzen verbreitet Bildung von Tremolit und Chlorit. Ehemalige Porphyroklasten sind vollständig umgewandelt. Nicols \times , Bildlänge 1,6 cm.

S 82/3: Dunit

Dieses Gestein ist stark serpentiniert und besteht hauptsächlich aus Serpentin mit ungewöhnlich viel Tremolit und Chlorit. Als Relikte sind nur Olivine vorhanden. Diese finden sich in Schlieren im ursprünglichen Kornverband. Sie werden von Tremoliten durchschlagen und führen häufig idiomorphe Tremolit-Kristalle als Einschlüsse.

S 82/3d: Klinopyroxen-Olivin-Chlorit-Fels

Ein ungewöhnliches Gestein, bestehend aus Cpx- und Ol-Kristallen in einer Matrix aus massigem Chlorit mit Tremolit und etwas Serpentin (Abb. 7). Die Cpx führen reichlich Entmischungslamellen, welche meist gebogen sind. Sie werden randlich in Tremolit und Chlorit umgewandelt und führen häufig idiomorphe Tremolit-Einschlüsse. Chlorit ist häufig mit Ol vergesellschaftet.

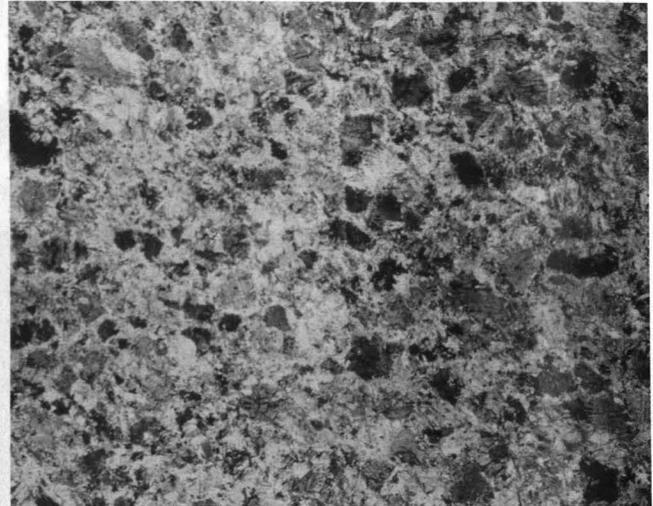


Abb. 7: Klinopyroxen-Olivin-Chlorit-Schiefer S 82/d. Klinopyroxene mit meist gebogenen Entmischungslamellen und Olivine in massiger Chlorit-Matrix. Nicols \times , Bildlänge 1,6 cm.

S 82/3b: Meta-Gabbro

Ein gut equilibriertes, grobkörniges, equigranulares Plagioklas-Opx-Cpx-Gestein. Die Plagioklase sind stark saussuritisiert, die Pyroxene frisch mit sehr feinen Entmischungen einer opaken Phase (Ilmenit?) und Pyroxen. Große Opx sind undulös und haben verbreitet grobe Cpx-Entmischungen. Selten sind auch größere Opx-Spindeln in Cpx vorhanden. Einige Cpx zeigen reliktischen Zonarbau.

S 82/3c: Tremolit-Chloritfels mit Knollen von Chlorit-Amphibolfels.

Tremolit-Chloritfels: Die Hauptmasse dieses Gesteins besteht aus massigem, tafeligem Chlorit. Dieser hat einen schwachen Pleochroismus (grün) und verbreitet Zwillinglamellen, welche leicht deformiert sind. Die Tremolite finden sich als idiomorphe Kristalle eingebettet in Chlorit oder als Umwandlungsprodukt von Klinopyroxenen, von denen nur wenige Relikte vorhanden sind.

Chlorit-Amphibolfels: Diese Knollen in cm-Größe, eingeschlossen in Tremolit-Chloritfels, bestehen aus massigem, equigranularem Amphibol. Dieser ist grün und kräftig pleochroitisch. Die Chlorite bilden tafelige Porphyroblasten und Porphyroblasten-Aggregate. Vereinzelt findet sich auch Apatit.

S 82/3a: Serpentin

ohne Relikte mit wenig Chromit und verbreitet Magnetit.

2.1. Mineralchemie

Die Minerale der Gesteine wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde des Typs ARL-SEM-Q analysiert. Gemessen wurde bei 15 Kv Beschleunigungsspannung

und 15 nA Probenstrom gegen Mineralstandards. Korrekturen wurden nach der Methode von BENCE-ALBEE durchgeführt. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt.

Aufgrund der mikroskopischen Befunde und der Mineralzusammensetzung lassen sich die Gesteine vom Hochnörderer in zwei Gruppen zusammenfassen:

- Primitive Sp-Harzburgite und Dunite.
- Fraktionierte mafische und ultramafische Gesteine.

2.1.1. Die primitive Suite

Sie wird von den Harzburgiten S 84/5 und S 84/4 und den Duniten S 82/1a und S 82/1 gebildet. Der Chemis-

mus der Primärminerale dieser Gesteine entspricht jenem von Erdmantelgesteinen, wie wir sie von Xenolithen (vergl. z. B. FREY & GREEN, 1974; FREY & PRINZ, 1978; KURAT et al., 1980) und Ophiolithen (vergl. z. B. ERNST, 1978; OBATA, 1980; QUICK, 1981) kennen. Die Olivine sind typisch Fo-reich (Fo 89,3–90,9), reich an NiO (0,37–0,40), arm an Ti, Al, Cr und Ca haben konstante (equilibrierte) Zusammensetzung.

Die Pyroxene sind in der Regel inhomogen und dokumentieren eine Reihe von Rekristallisations-Ereignissen. Primäre Pyroxene sind gelegentlich als Relikte erhalten. Orthopyroxen-Relikte sind typisch En-reich (En 87,7–90,4) und haben hohe Gehalte an Al₂O₃

Tabelle 1: Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von Mineralen aus primitiven Ultramafititen vom Hochnörderer, Silvretta. In Gew.-%; N = Anzahl der gemittelten Analysen.

Probe	S 84/5							S 84/4							
	Sp-Harzburgit							Sp-Harzburgit							
Mineral	Ol	Opx 1	Opx 2	Cpx 2	Cpx 3	Amph	Sp	Ol	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Sp
N	23	1	4	1	7	1	3	4	4	4	2	1	3	1	6
SiO ₂	41.5	56.6	58.2	54.7	56.3	45.4	0.06	41.4	55.4	56.6	57.4	52.6	53.5	53.6	0.03
TiO ₂	<0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.24	0.03	<0.02	0.03	0.03	<0.02	0.13	0.10	0.09	0.02
Al ₂ O ₃	<0.02	2.71	0.86	0.55	0.68	14.0	50.0	<0.02	4.0	3.3	2.12	4.9	4.1	2.96	51.3
Cr ₂ O ₃	<0.02	0.40	0.09	0.16	0.21	1.0	17.2	<0.02	0.51	0.35	0.20	0.95	0.75	0.61	17.3
FeO	8.9	6.3	6.6	2.57	1.42	3.9	16.2	9.0	6.1	6.2	6.5	2.19	2.21	1.99	14.2
NiO	0.40	0.04	0.08	<0.02	0.06	0.18	0.25	0.40	0.12	0.07	0.04	<0.02	<0.02	0.04	0.26
MnO	0.10	0.13	0.15	0.08	0.06	0.08	0.15	0.14	0.19	0.15	0.14	0.05	0.06	0.06	0.15
MgO	49.8	34.3	35.0	17.4	17.7	18.1	16.9	50.2	33.5	33.5	34.0	15.4	16.5	16.7	17.5
CaO	<0.02	0.15	0.10	23.1	24.1	12.0	<0.02	<0.02	0.56	0.47	0.30	22.2	22.6	22.4	<0.02
Na ₂ O	<0.02	<0.02	<0.02	0.18	0.20	2.13	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.41	0.35	0.29	<0.02
K ₂ O	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	<0.02	<0.02
Total	100.70	100.66	101.10	98.79	100.75	97.06	101.1	101.14	100.41	100.67	100.70	98.87	100.17	98.72	100.86
	Fo 90.9	En 90.4	En 90.2	En 49.1	En 49.4	mg 0.892	sp 79.3	Fo 90.7	En 89.7	En 89.7	En 89.8	En 47.2	En 48.6	En 49.2	sp 80.7
		Fs 9.3	Fs 9.6	Fs 4.1	Fs 2.2		ch 18.3		Fs 9.2	Fs 9.3	Fs 9.6	Fs 3.8	Fs 3.6	Fs 3.3	ch 18.2
		Wo 0.3	Wo 0.2	Wo 46.8	Wo 48.4		mt 2.4		Wo 1.1	Wo 1.0	Wo 0.6	Wo 49.0	Wo 47.8	Wo 47.5	mt 1.0
Probe	S 82/1a							S 82/1							
Gestein	Dunit							Dunit							
Mineral	Ol	Opx 1	Opx 2	Opx 3	Amph 1	Amph 2	Chl	Ol	Amph	Chl					
N	19	2	1	1	3	4	3	10	6	2					
SiO ₂	41.5	55.8	58.4	59.0	50.5	58.8	33.2	41.2	57.4	32.6					
TiO ₂	<0.02	0.04	0.06	0.03	0.84	0.03	0.04	<0.02	0.06	0.02					
Al ₂ O ₃	<0.02	4.1	1.16	0.05	8.5	0.42	13.6	<0.02	1.66	14.3					
Cr ₂ O ₃	<0.02	0.69	0.18	0.02	0.16	0.07	2.67	<0.02	0.44	1.84					
FeO	10.3	7.4	7.5	6.8	6.4	1.97	2.98	9.9	1.92	2.9					
NiO	0.37	0.06	<0.02	0.08	0.06	0.09	0.23	0.39	0.13	0.23					
MnO	0.15	0.16	0.23	0.17	0.12	0.12	0.02	0.15	0.07	0.03					
MgO	48.2	32.2	32.6	34.2	15.9	23.7	33.2	49.1	23.7	34.4					
CaO	<0.02	0.52	0.22	0.07	15.6	12.1	<0.02	<0.02	12.6	<0.02					
Na ₂ O	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	1.14	0.26	<0.02	<0.02	0.69	<0.02					
K ₂ O	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.09	<0.02	<0.02	0.08	<0.02					
Total	100.52	100.99	100.35	100.42	99.26	97.65	85.94	100.74	98.75	86.32					
	Fo 89.3	En 87.7	En 88.2	En 89.9	mg 0.816	mg 0.955	mg 0.950	Fo 89.8	mg 0.957	mg 0.955					
		Fs 11.3	Fs 11.4	Fs 10.0											
		Wo 1.0	Wo 0.4	Wo 0.2											

Tabelle 2: Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von Mineralen aus fraktionierten Gesteinen vom Hochnörderer, Silvretta. In Gew.-%; N = Anzahl der gemittelten Analysen.

Probe	S 82/3			S 82/3d				S 82/3b					S 82/3c			S 82/3a		
	Dunit			Cpx-Ol-Chloritfels				Metagabbro					Amphibol-Chloritfels			Chl-Amph-Fels		Serpentin
Mineral	Ol	Amph	Serp	Ol	Cpx	Amph	Chl	Opx	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Plag	Cpx	Amph	Chl	Amph	Chl	Serp
N	11	1	1	4	7	9	2	7	1	5	2	1	1	2	6	5	4	3
SiO ₂	40.4	58.9	44.4	40.1	54.7	58.6	33.7	54.8	52.2	51.8	52.1	49.4	52.5	57.6	31.3	44.9	30.2	42.3
TiO ₂	<0.02	0.04	<0.02	<0.02	0.04	0.03	0.02	0.19	0.80	0.71	0.81	0.02	0.23	0.12	0.03	0.45	0.05	<0.02
Al ₂ O ₃	<0.02	0.08	0.43	<0.02	0.98	0.24	12.9	2.74	4.4	4.4	3.9	28.4	2.05	2.36	19.2	14.1	20.4	0.02
Cr ₂ O ₃	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.34	0.05	2.4	0.19	0.30	0.31	0.34	0.04	0.10	0.05	0.15	0.05	0.04	<0.02
FeO	17.2	3.8	7.4	18.0	2.47	2.76	5.0	12.1	4.5	4.6	6.1	0.08	4.4	4.3	7.3	9.7	10.4	0.89
NiO	0.14	0.11	0.08	0.04	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.11	0.06	0.17	0.07	0.16	<0.02
MnO	0.17	0.13	0.20	0.43	0.11	0.08	0.03	0.30	0.14	0.14	0.17	<0.02	0.07	0.07	0.05	0.08	0.04	0.06
MgO	42.7	24.2	33.4	41.5	16.8	22.6	32.0	28.8	15.9	14.6	15.3	<0.02	15.9	20.4	28.1	14.8	26.7	41.2
CaO	<0.02	10.7	0.11	0.05	24.0	13.0	0.05	0.57	20.4	22.1	21.1	16.7	22.6	12.7	<0.02	12.1	0.03	<0.02
Na ₂ O	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	0.10	0.05	0.02	<0.02	0.64	0.54	0.62	2.25	0.05	0.50	<0.02	2.44	0.02	<0.02
K ₂ O	<0.02	0.05	0.04	<0.02	0.04	0.05	0.05	<0.02	0.02	0.04	0.05	1.46	0.04	0.12	0.04	0.32	0.04	<0.02
Total	100.61	98.04	86.07	100.12	99.58	97.46	86.17	99.69	99.30	99.24	100.49	98.35	98.05	98.28	86.34	99.01	88.06	84.47
	Fo 81.6	mg 0.919	mg 0.889	Fo 80.4	En 47.4	mg 0.935	mg 0.919	En 80.0	En 48.1	En 44.2	En 45.2	An 74.1	En 45.9	mg 0.894	mg 0.873	mg 0.730	mg 0.821	mg 0.988
					Fs 3.9			Fs 18.8	Fs 7.6	Fs 7.8	Fs 10.1	Ab 18.1	Fs 7.1					
					Wo 48.7			Wo 1.2	Wo 44.3	Wo 48.0	Wo 44.7	Or 7.8	Wo 46.9					

(2,71–4,1 Gew.-%) und Cr₂O₃ (0,40–0,69 %), wie sie typisch für Sp-Peridotite sind. Die durch Rekristallisation nach Tektonisierung entstandenen Opx-Neoblasten können manchmal mehreren Rekristallisationsereignissen zugeordnet werden und zeigen zunehmende Verarmung an Al, Cr und Ca. Diese manifestiert offensichtlich Rekristallisationen unter abnehmenden p-T-Bedingungen. Klinopyroxen-Relikte sind selten. Lediglich im Harzburgit S 84/4 findet sich primärer Cpx, der typischerweise reich an Al₂O₃ (4,9 %) und Cr₂O₃ (0,95 %) ist und einen dem Gestein entsprechenden Na₂O-Gehalt (0,41 %) hat. Meist sind die Cpx rekristallisiert (in bis zu zwei Generationen) und zeigen im Zuge der Rekristallisation zunehmende Verarmung an Al, Cr und z. T. auch Na.

Spinelle sind nur in den Harzburgiten S 84/5 und S 84/4 erhalten. Sie haben typische Zusammensetzung, welche jener von Sp-Harzburgiten aus dem Erdmantel entspricht. Überraschenderweise sind die Spinelle sehr homogen zusammengesetzt, was bedeutet, daß sie in keine retrograde Reaktionen (in der Plagioklas-Peridotfazies) während der Heraushebung verwickelt waren.

Sp-Harzburgit S 84/4 ist frei von (OH)-haltigen Phasen. Die übrigen führen alle etwas Amphibol, mit und ohne Chlorit und Serpentin. Die Zusammensetzung der Amphibole ist entweder edenitisch-pargasitisch oder tremolitisch. Der pargasitische Amphibol des Harzburgites S 84/5 könnte ein Relikt des primären Mineralbestandes sein. Seine chemische Zusammensetzung entspricht mit den hohen Gehalten an Al₂O₃ (14,0 %), Cr₂O₃ (1,0 %), NiO (0,18 %) und Na₂O (2,13 %) jener von primären Amphibolen aus Erdmantelgesteinen der Sp-Peridotit-Fazies. Die Amphibole in den Duniten S 82/1 haben chemische Zusammensetzungen, welche niedrigeren p-T-Bedingungen entsprechen (vgl. JENKINS, 1983). Erwähnenswert ist die zweistufige Amphibol-Bildung im Dunit S 82/1a mit einer Hornblende als

höherer temperierter Phase und Tremolit als späte tief-temperierte Phase.

Chlorite finden sich in den Duniten S 82/1a und S 82/1. Ihre Zusammensetzung ist typisch für (retrograde) Chlorite in Peridotiten, sie sind reich an Cr und Ni.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die primitiven Ultramafitite vom Hochnörderer Erdmantelgesteine sind, welche wasserfrei bis geringfügig wasserhaltig waren und residualen Charakter haben (Residuen nach partieller Aufschmelzung). Sie zeigen Tektonisierung und Rekristallisation in verschiedenen T- und p-Bereichen. Zumindest eine frühe Hoch-T-Hoch-p-Rekristallisation, dokumentiert durch die porphyroklastisch-übergangsanulare Übergangsstruktur, ist meist gut erhalten. Die Pyroxen-Gleichgewichte für dieses Ereignis ergeben nach WELLS (1977) T 900°C (für S 84/4). Eine jüngere Mylonitierung mit feinkörniger Rekristallisation ist im Harzburgit S 84/5 dokumentiert (T 400°C nach WELLS [1977] für S 84/5).

Mit Ausnahme des Dunits S 82/1 sind Mineralneubildungen in der Grünschieferfazies sehr spärlich. Auch die in großen Peridotit-Körpern immer zu beobachtende retrograde Bildung von Plagioklas fehlt hier. Der Peridotitkörper muß demnach relativ kühl eingeschuppt und gehoben worden sein. Die geringe Gesamtmasse läßt dies auch plausibel erscheinen. Der ausgeprägte residuale Charakter der Peridotite vom Hochnörderer macht eine Herkunft aus dem ozeanischen Milieu wahrscheinlich.

2.1.2. Die fraktionierte Suite

Sie besteht aus meist stark veränderten Gesteinen. Die Veränderungen umfassen – soweit aus den wenigen Proben ersichtlich ist – Serpentinisierungen oder Chloritisierungen. Das einzige Gestein, welches nur geringfügige Tief-T-Veränderungen (Saussuritisierung)

zeigt, ist der Metagabbro S 82/3b. Die vollständig erhaltene Struktur ist equigranular und entspricht jener eines basischen Granulites (Metagabbro). Die Opx haben leicht variable Zusammensetzung. Vor allem die CaO- und Al_2O_3 -Gehalte variieren (0,36–0,84 % bzw. 2,57–3,0 %). Ähnlich variabel sind auch die Cpx-Zusammensetzungen: CaO 20,4–22,1 %, FeO 4,5–6,1 %. Die Cr- und Ni-Gehalte der Pyroxene sind niedrig, was zusammen mit der Modalzusammensetzung (Pyroxen dominiert, Ol fehlt) auf eine fraktionierte basaltische Pauschalzusammensetzung schließen läßt. Dem entspricht auch das durchwegs niedrige Mg (En 80).

Die Alkali-Gehalte der Cpx sind allerdings sehr niedrig (ca. 0,6 % Na_2O). Dem entspricht auch die Plagioklas-Zusammensetzung mit An 74. Beides deutet auf ein Alkali-armes basisches Gestein hin. Als Ausgangsgestein käme somit ein Gabbro mit fraktionierter MORB (Mid-Ocean-Ridge-Basalt)-Zusammensetzung in Frage, der unter Bedingungen der Pyroxen-Granulitfazies rekristallisierte. Die hohen Al_2O_3 -Gehalte von Opx (2,74 %) und Cpx (4,4 %) deuten auf eine hohe T und hohen p während der Metamorphose hin. Die Temperatur muß deutlich über dem üblichen Niveau der Regionalmetamorphose liegen, da die Verteilungskoeffizienten für Fe, Mn u. a. zwischen Opx und Cpx deutlich kleiner sind als z. B. jene in Granuliten des Moldanubikums (SCHARBERT & KURAT, 1974). Die Pyroxen-Gleichgewichtstemperatur nach WELLS (1977) ist mit $T \approx 1010^\circ C$ auch ungewöhnlich hoch. Für diese T ist ein Druck von 10–12 kbar für die Bildung der beobachteten Mineralasoziation notwendig (vgl. MIYASHIRO, 1973).

Der „Dunit“ S 82/3 führt neben Serpentin ungewöhnlich viel Tremolit und Chlorit. Der Name ist daher möglicherweise inkorrekt, zumal auch die Ol-Relikte eine komplexere Geschichte andeuten. Sie sind Fe-reich (Fo 81,6) und Ni-arm (0,14 %). Die Olivin-Zusammensetzung wäre demnach mit einem Olivin-Kumulat von einer nur mäßig fraktionierten basaltischen Schmelze kompatibel. Die hohen Gehalte an Ca und Al (Vorhandensein von Tremolit und Chlorit) könnten jedoch auch für einen ehemaligen Ol-Gabbro sprechen. Ähnliches gilt für den Cpx-Ol-Chloritfels S 82/3d. Der Ol in diesem Gestein ist ebenfalls Fe-reich (Fo 80,4) und sehr NiO-arm (0,04 %). Der Cpx ist diopsidisch und dokumentiert eine Metamorphose unter Amphibolit-Fazies-Bedingungen. Der hohe Cr_2O_3 -Gehalt des Chlorits (2,4 %) deutet auf ein gabbroides Ausgangsgestein mit mäßiger Fraktionierung (hauptsächlich nur Ol) von der primitiven MORB-Zusammensetzung.

Eine ähnliche Genese läßt sich für den Amphibol-Chloritfels S 82/3c abschätzen, allerdings mit dem Unterschied, daß hier die Phasen Ni-führend aber Cr-arm sind. Die Chlorit-Amphibol-Knollen im Amphibol-Chloritfels dokumentieren eine Hochdruck-Metamorphose unter hohem H_2O -Partialdruck.

Zusammenfassend zeigt die Suite fraktionierter Gesteine eine Vergesellschaftung von gabbroiden Gesteinen mit den Peridotiten. Diese gabbroiden Gesteine entstammen Magmen mit Affinität zu mehr oder weniger fraktionierten MORB. Bemerkenswert sind die Relikte einer Hochdruck-Metamorphose wie sie durch die Assoziationen von Al-Opx-Al-Cpx-Plagioklas im Metagabbro S 82/3b und von Pargasit-Chlorit im Chlorit-Amphibolfels in S 82/3c dokumentiert sind. Sollten diese Gesteine ursprünglich aus einem ozeanischen Milieu stammen, was vom Chemismus der Phasen und Gesteine

durchaus unterstützt wird, dann müßten sie auf ihrem Wege von der ozeanischen Kruste zum Hochnörderer eine Absenkung auf mindestens 30 km bei hohem geothermischen Gradienten erlebt haben. Die abgeschätzten Bedingungen von ca. $1000^\circ C$ und 10–12 kbar liegen allerdings weit außerhalb der üblichen Bedingungen in der tiefen Kruste oder (wie in unserem Fall) des oberen Erdmantels. Die Absenkung müßte demnach in einem Bereich erhöhter Intrusionstätigkeit erfolgt sein.

3. Zusammenfassung

Die Peridotite vom Hochnörderer sind residuale Gesteine aus dem oberen Erdmantel (Harzburgite und Dunit). Sie haben zumindest zwei Tektonisierungs- und anschließend Rekristallisierungsphasen erlebt (bei ca. $900^\circ C$ und ca. $740^\circ C$). Sie sind frei von retrograden Reaktionen im Stabilitätsbereich der Plagioklas-Peridotite und nur ein Teil der Gesteine zeigt geringfügige Umwandlungen in der Grünschiefer-Fazies. Die Peridotite waren ursprünglich sehr wahrscheinlich trocken, was durch den Harzburgit S 84/4 dokumentiert wird. Eine spätere Tektonisierung mit folgender Rekristallisation hatte auch eine leichte H_2O -Metasomatose zur Folge (Pargasit-Neoblasten im Harzburgit S 84/5). Die Regionalmetamorphose (in Amphibolit-Fazies) verursachte nur wenig Veränderungen (Diopsid-Neoblasten im Harzburgit S 84/5).

Die begleitenden Gesteine sind durchwegs fraktionierten Magmen vom MORB-Typ zuzuordnen und sind meist umfassend umgewandelt. Bis auf den Metagabbro S 82/3b sind alle mehr oder weniger serpentinitisiert und/oder chloritisiert. Im Metagabbro ist eine Hochtemperatur-Hochdruck-Metamorphose erhalten ($T \approx 1000^\circ$, $p \approx 10$ –12 kbar), welche mit den Bedingungen im üblichen ozeanischen Milieu nicht vereinbar ist. Wir glauben, daß hier eine Absenkung auf >30 km Tiefe dokumentiert ist.

Dank

Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Projekt P4773) durchgeführt.

Literatur

- ARNOLD, A. & JÄGER, E.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. — *Ecl. Geol. Helv.*, **58**, 369–390, Basel 1965.
- BEARTH, P.: Geologie und Petrographie der Keschgruppe. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **12**, 256–278, Zürich 1932.
- ERNST, W. G.: Petrochemical study of Iherzolitic rocks from the Western Alps. — *J. Petrol.*, **19**, 341–392, Oxford 1978.
- FREY, F. A. & GREEN, D. H.: The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1023–1059, New York (Pergamon Press) 1974.
- FREY, F. A. & PRINZ, M.: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrology and geochemical data bearing on their petrogenesis. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 129–176, Amsterdam (Elsevier) 1978.
- FUCHS, G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Partenen (169) und Galtür (170) in den Jahren 1959–1985. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1960–1986.
- FUCHS, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 169 Partenen. — 35 S., *Geol. B.-A.*, Wien 1984.

- FUCHS, G. & PIRKL, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 169 Partenen. – Geol. B.-A., Wien 1980.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – *Earth and Planetary Sc. Letters*, **1**, 139–147, Amsterdam 1966.
- JÄGER, E. et al.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **41**, 255–272, Zürich 1961.
- JENKINS, D. M.: Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 375–384, Heidelberg (Springer) 1983.
- KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch. und WÄNKE, H.: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 45–60, New York (Pergamon Press) 1980.
- MERCIER, J.-C. C & NICOLAS, A.: Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. – *J. Petrol.*, **16**, 454–487, Oxford 1975.
- MIYASHIRO, A.: *Metamorphism and Metamorphic Belts*. – 492 S., London (Allen & Unwin), London 1973.
- OBATA, M.: The Ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase-hercynite facies and the p-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. – *J. Petrol.*, **21**, 533–572, Oxford 1980.
- PIRKL, H.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: *Der Geologische Aufbau Österreichs* (Hrsg. Geol. B.-A.), 332–347, Wien (Springer) 1980.
- QUICK, J. E.: Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, Northern California. – *J. Geophys. Res.*, **86**, 11.837–11.863, Washington D. C. 1981.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **21**, 110–134, Wien 1974.
- SPAENHAUER, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch – Vadret – Sursura-Gruppe (Graubünden). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **12**, 27–146, Zürich 1932.
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **8**, 87–239, Zürich 1928.
- WELLS, P. R. A.: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **62**, 129–139, Heidelberg (Springer) 1977.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins (Graubünden). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **14**, 196–278, Zürich 1934.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. April 1986.