Serpentinite und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino)

Autor(en): **Deutsch, Alexander**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **59 (1979)**

Heft 3

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-46069

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 319–347, 1979

Serpentinite und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino)

von *Alexander Deutsch* (Zürich)*

Abstract

The serpentinite of C. Sgiu is located in the paragneisses of the NW penninic Adula-nappe just outside the staurolite-isograde. The body consists mainly of harzburgitic-dunitic rocks with pyroxenitic schlieren and layers of chlorite-magnetite-schists, both connected with rodingites. The abundance of minor and trace elements in chlorite-magnetite-schists suggests a tholeiit-basaltic educt for these rocks and furthermore possible oceanic origin for the ultramafics at the C. Sgiu-area. There are two types of rodingites separated by their trace element patterns. We assume that rodingites associated with chl-mt-schists (Rod I) originated during the serpentinisation stage; the partial rodingitisation of non-serpentinized websteritic rocks (→ Rod II) probably took place during the mid-Tertiary metamorphism.

Old and dusty cpx (Jd ~ 1.6, Ac 2.9, no CaTs) does not compare with certain primary cpx from pyroxenite, they show the same composition and zoning as cpx from garnet-lherzolites in the southern Adula-nappe (EVANS and TROMMSDORFF, 1978). A pre-Lepontine high-pressure metamorphic event may be inferred from this.

Other relicts are chromites in the core of magnetite.

The regional dynamo-thermal metamorphism produced fo-ant-schists, diop-trem-chl-rocks, the assemblage cc-clin-diop-gar-chl in rodingites, ophicarbonates and a metasomatic zoning in the outer parts of the serpentinite. Textural criteria and element-partioning indicate equilibrium for the main rocks. The pair fo-trem was not found, however, we assume conditions of about 530°C and 4.5 - 5 kbar for the mid-Tertiary metamorphism. A decrease in temperature leads to veins (e.g. fo-mt, cc-titanclinohumite), a later retrograde stage produces ant-brucite and chrysotile.

Whole rock and mineral analyses are given and some K_D-values of coexisting minerals including brucite for the estimated temperature of 530°C.

Im Text verwendete Abkürzungen

Ac	=	Akmit	Ed	=	Edenit	Ol	=	Olivin
Ant	=	Antigorit	Ep	=	Epidot	Opx	=	Orthopyroxen
CaTs	=	Kalziumtschermakit $CaAl_2O_6$	Fo	=	Forsterit	Pn	=	Pentlandit
Cc	=	Kalzit	Hm	=	Hämatit	Po	=	Pyrrhotin
Chl	=	Chlorit	Ilm	=	Ilmenit	Py	=	Pyrit
Cr-Chl	=	Chromchlorit	Jd	=	Jadeit	Rod	=	Rodingite
Cpx	=	Klinopyroxen	Mag	=	Magnesit	Tc	=	Talk
Diop	=	Diopsid	Ml	=	Millerit	Trem	=	Tremolit
Dol	=	Dolomit	Mt	=	Magnetit	Tsk	=	Tschermakit

* Institut für Kristallographie & Petrographie ETH Zürich, CH-8092 Zürich.

EINLEITUNG

Der Serpentinitstock der C. Sgiu (Val Blenio, Ticino) liegt in den Gneisen der NW Aduladecke knapp ausserhalb des Staurolithisogrades (FREY, 1969); er wird im Streichen von mehreren kleinen Serpentinitlinsen begleitet.

Diese Region wurde von EGLI (1966) geologisch-petrographisch und strukturell untersucht. Südlich C. di Bresciana beschreibt EGLI (1966) das Erstauftreten von Staurolith in einem chloritoidführenden Muskovit-Schiefer, er unterteilt die Amphibolitfazies regional nach den An-Gehalten im Plagioklas. Nach der Ansicht dieses Autors könnten «die mit amphibolitischen Gesteinen vergesellschafteten Serpentinite» als «syngenetische Differentiationsprodukte eines basischen Magmas sillartig» in permischer und/oder älterer Zeit intrudiert sein; Alter und Stellung des ultramafischen Körpers sind jedoch unsicher.

Die alpidische Metamorphose ultramafischer und ophikarbonatischer Gesteine in der lepontinischen Region wurde durch EVANS und TROMMSDORFF (1970) sowie TROMMSDORFF und EVANS (1974, 1977a, b) eingehend bearbeitet. Diese Autoren korrelieren den C. Sgiu-Serpentinit mit dem ultramafischen Komplex vom Geisspfad (KEUSEN, 1972); die am Beginn der Amphibolitfazies für CaO-führende Serpentinite typische Mineralgesellschaft Antigorit-Tremolit-Forsterit konnte jedoch nicht gefunden werden (TROMMSDORFF und EVANS, 1974). Die Arbeit, deren Grundlage eine Neuaufnahme des C. Sgiu-Gebietes im Massstab 1:2000 ist, bringt eine Bestandesaufnahme des petrographisch-geochemisch kaum untersuchten Serpentinitkörpers mit den Zielen, die geologische Geschichte, Fragen der Rodingitbildung und die Bedeutung des Stofftransportes während Serpentinisierung und alpiner Metamorphose abzuklären.

AUFBAU UND STRUKTUREN

Die Hauptmasse des Serpentinitstockes machen Antigorit-Forsterit-Schiefer aus, untergeordnet treten in den zentralen Partien schlierig Forsterit-Felse auf. Die Primärbänderung wird durch Diopsid-Tremolit-Felse und deren Umwandlungsprodukte sowie Chlorit-Magnetit-Schiefer angedeutet, die Lagen sind bereichsweise gut erhalten. Rund um den Stock ist ein metasomatischer Rand mit ophikarbonatischen Gesteinen und monomineralischen Zonen ausgebildet (s. auch PFEIFER, 1979). Rodingite wurden nur an wenigen Stellen gefunden, sie sind mit pyroxenitischen Gesteinen oder Chlorit-Magnetit-Schiefern verbunden. Als Kontaktbildungen gegen Amphibolite und Gneise, wie von KEUSEN (1972, darin weitere Literaturhinweise) aus dem Geisspfadgebiet beschrieben, wurden rodingitische Gesteine nicht beobachtet.

In den randlichen Partien des Serpentinites und in den anschliessenden Amphiboliten und Gneisen sind die s-Flächen zueinander parallel und folgen der

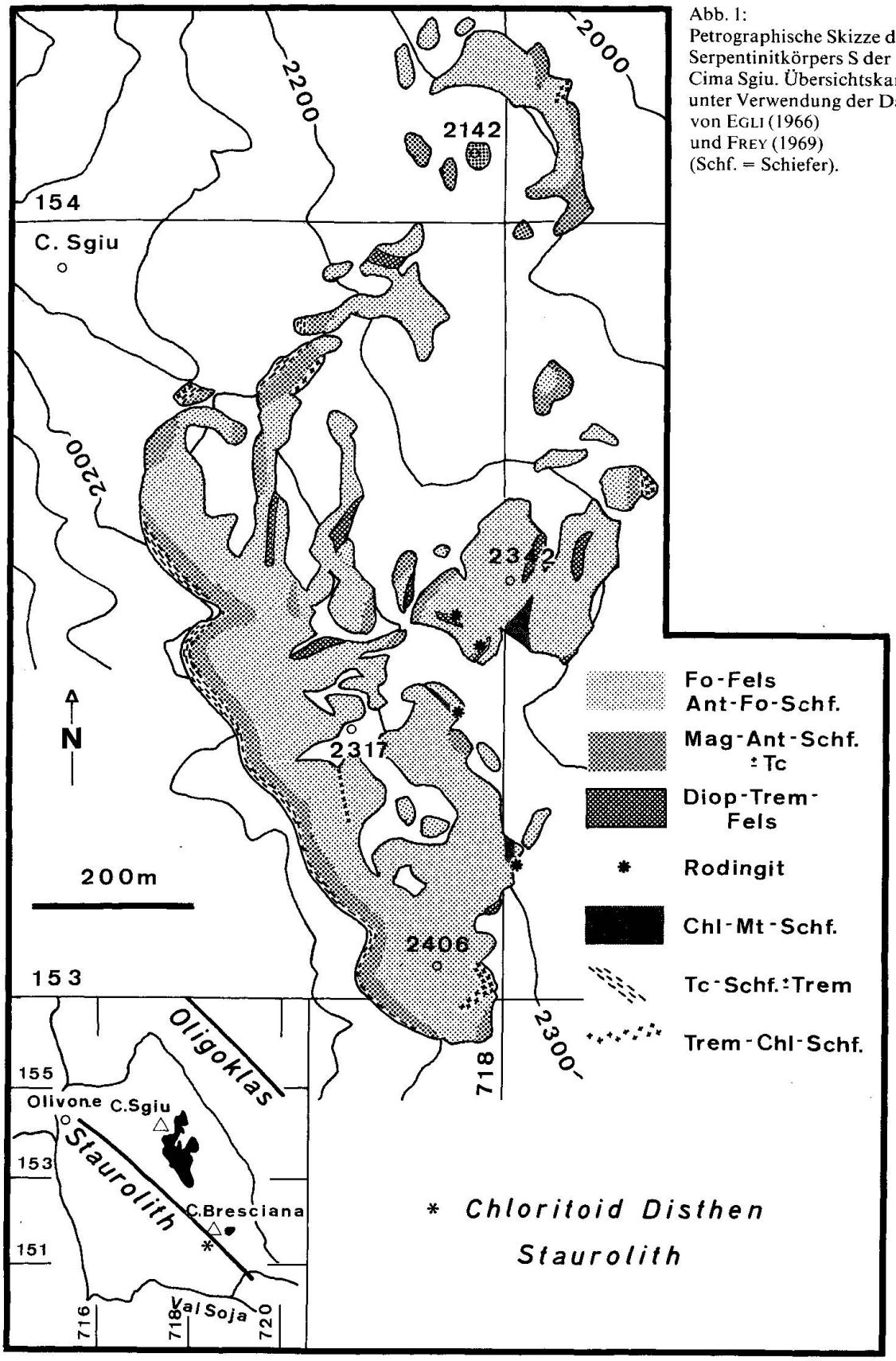

Abb. 1:
Petrographische Skizze des Serpentinitkörpers S der Cima Sgiu. Übersichtskarte unter Verwendung der Daten von EGLI (1966) und FREY (1969) (Schf. = Schiefer).

Begrenzungsfläche Ultramafitit-Rahmengesteine, ebenso sind auch Lineare der Begrenzung des Körpers angepasst. Gegen die zentralen Teile zu ist die Durchbewegung im allgemeinen schwächer. Das tektonische Inventar entspricht einer mehrphasigen Verformung, wobei die NNW-SSE streichenden s-Flächen und Achsenebenen älter sein dürften. Als zweite, regional mehr vorherrschende Richtung findet man ENE-E - WSW-W Streichen (siehe auch EGLI, 1966, Strukturkarte). Steil bis saiger stehende Kluftsysteme zerteilen den ultramafischen Körper in einzelne Blöcke.

PETROGRAPHIE UND GESTEINSCHEMIE

Antigorit-Forsterit-Schiefer

In diesen grünlich-grauen Hauptgesteinen des Serpentinites treten Olivin und Antigorit in wechselnden Mengenverhältnissen in Gleichgewichtsgefügen auf, Olivin kann auch völlig fehlen. In stark verfalteten Gesteinspartien rekristallisiert Antigorit postdeformativ. Erz, zum weitaus grössten Teil Magnetit, findet man in Schnüren, Kornballen oder idiomorphen, in s gelängten Einzelkörnern, manchmal von Magnesitbutzen begleitet. Spät syn- bis postdeformativ bilden sich kleine Gänge aus klarem Olivin ± Magnetit. Retrograd durchziehen feine (< 0.1 mm), im Handstück weisse Antigorit ± Brucit und/oder Chrysotil ± Brucit-Äderchen die Gesteine. Das relative Alter dieser Adern zu den Olivingängen ist nicht zu bestimmen, jedoch durchdringt Chrysotil beide Olivine. Die retrogressive Mineralneubildung erfasst im selben Masse auch die Forsterit-Felse.

Geochemie: Die Antigorit-Forsterit-Schiefer entsprechen aluminiumarmen Harzburgiten, deren Kalziumgehalt 0.10 Gew.-% CaO nicht überschreitet. Der normative opx-Anteil schwankt zwischen 25 und 75 Vol.-% (Abb. 2). An Spurenelementen konnten abgesehen von Ni und Cr nur Zn, Co, Sc und S nachgewiesen werden, manchmal kommt noch Ga hinzu (Tab. 3). Die Cr/Ni-Verhältnisse (1.14 ± 0.3) sind niedriger als der von KEUSEN (1972) für 16 Antigorit-Olivin-Tremolit-Schiefer gegebene Durchschnittswert von 1.42 ± 0.4.

Forsterit-Felse

Die massig wirkenden Gesteine treten in unregelmässigen Lagen auf, sind aber im Feld schwer von der vorhergehenden Gruppe zu trennen. Allenfals zeigen sie eine stärker orangerote Verwitterungsfarbe. Grober, meist etwas getrübter Olivin, im Forsteritgehalt von dem in Antigorit-Forsterit-Schiefern nicht unterscheidbar, liegt in Kornhaufen oder «dicht», nur von wenigen Antigorit-Blättchen getrennt, vor. Fehlende penetrative Schieferung und die Mineralogie

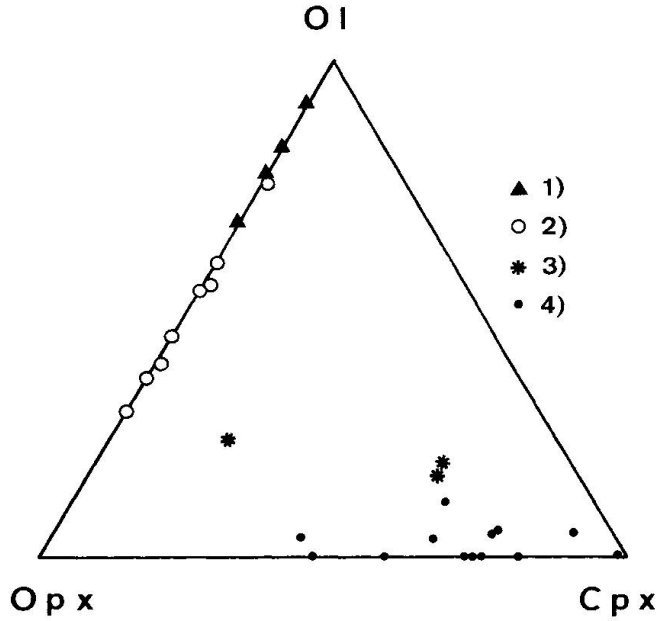

Abb. 2: Normative Olivin-Orthopyroxen-Klinopyroxen-Anteile (in Mol-%; LENTSCH, 1968) von nicht alterierten ultramafischen Gesteinen des C. Sgiu-Serpentinites.
1) Forsterit-Felse 2) Antigorit-Forsterit-Schiefer 3) Diopsid-Tremolit-Antigorit-Schiefer 4) (Chlorit-) Diopsid-Tremolit-Felse.
Die Anzahl der Analysen entspricht nicht der Häufigkeit der Gesteinstypen im Feld.

sprechen für eine alpine Rekristallisation der Forsterit-Felse, ohne dass diese vorher ein Serpentinisierungsstadium durchlaufen haben.

Geochemie: Die Forsterit-Felse enthalten nur Spuren von CaO (0.02 Gew.-%), führen sehr wenig Al_2O_3 und haben dunitischen bis harzburgitischen Chemismus (Tab. 3), eine scharfe Trennung gegen Antigorit-Forsterit-Schiefer ist nicht möglich (Abb. 2). Das Spurenspektrum gleicht dem der harzburgitischen Gesteine, auch das Cr/Ni-Verhältnis (1.27 ± 0.1) zeigt keinen signifikanten Unterschied.

Diopsid-Tremolit-Felse

Diese sind als metermächtige dunkelgrüne Lagen oder Schlieren in die Hauptgesteine des C. Sgiu-Serpentinites eingeschaltet, sie halten im Streichen meist nicht lange an. In wenig deformierten Partien haben sie ein grobkörniges ungerichtetes (magmatisches) Gefüge aus blassgrünlichen, vielfachverzwillingten, trüben Diopsiden (Cpx 1, < 5 cm lang) in einem Grundgewebe aus feinem Tremolitfilz (Trem 2), Chlorit und einzelnen Antigorit-Domänen. Bei stärkerer Durchbewegung ist Cpx 1 homoachsial durch einfach verzwillingte Tremolitstengel (Trem 1) und Säulchen (< 0.2 mm) eines neugewachsenen Diopsides ersetzt(Cpx 2). Magnetit-Zeilen, parallel der kristallographischen c-Achse ausgerichtet, zeichnen die Grosskristalle nach. In völlig umkristallisierten pyroxeni-

tischen Gesteinen (Trem + Chlorit ± Cpx 2) findet man Magnetit-Chromchlorit-Knollen (Durchmesser etwa 1.5 mm), makroskopisch treten sie jedoch nicht in Erscheinung. Weitere Gemengteile sind Titanit, sulfidische Erze und Dolomit. Schmale (< 0.15 mm) Adern aus Chlorit + Magnetit oder Diopsid + Tremolit + Antigorit in einer Kalzit-Matrix durchziehen die grossen Pyroxenkörner (Cpx 1).

Geochemie: Die Zusammensetzung der Diopsid-Tremolit-Felse ist websteritisch mit unterschiedlichen Aluminium- (0.9–2.35 Gew.-% Al_2O_3) und Kalziumgehalten (12–20 Gew.-% CaO). Die Gesteine enthalten nur wenige Vol.-% normativen Ol, die Mehrzahl liegt nahe oder auf der Opx-Cpx-Linie (Abb. 2). Es ist anzunehmen, dass die pyroxenitischen Gesteine mit SiO_2-Gehalten > 50 Gew.-% primär wenig oder keinen Olivin führten (siehe Abb. 2). Das Cr/Ni-Verhältnis (Durchschnitt aller analysierten Diopsid-Tremolit-Felse 5.1 ± 1.7) steigt mit der SiO_2-Sättigung. Gegenüber harzburgitischen und dunitischen Gesteinen sind die Sr-Gehalte um 35 ppm, Ga-Werte zwischen 3–8 ppm und eine Anreicherung bei V typisch, vereinzelt wurden geringe Ba-Konzentrationen bestimmt. Für die siliziumreicheren Varianten ist ein Sc-Gehalt von 55 ppm kennzeichnend, mit Abnahme des SiO_2 geht er rasch gegen Null.

Chlorit-Magnetit-Schiefer

In Fortsetzung der Diopsid-Tremolit-Felse aber auch als getrennte Gesteinskörper findet man Lagen von dunkelgrünen Magnetit-Chlorit-Schiefern, die häufig von Chlorit-Tremolit-Schiefern begleitet werden. Sie bestehen aus einem wenig geregelten Klinochlorfilz, idiomorphen Magnetit-Körnern (< 5 mm), Kornhaufen von Apatit, Titanit-Kristallen und Zirkon; Monazit könnte aufgrund der Spurenelementverteilung erwartet werden.

Geochemie: Bemerkenswert sind die hohen TiO_2- und P_2O_5-Gehalte und das Spurenspektrum. Zn und Sc (80 ppm) sind extrem häufig, zudem wurden Nb und Zr bestimmt. Y und die seltenen Erden La, Ce und Nd sind gegenüber den chondritischen Mittelwerten um die Faktoren 11,51,75 bzw. 65 angereichert. Alle diese Elemente konnten in Diopsid-Tremolit-Felsen des C. Sgiu-Serpentinites nicht nachgewiesen werden. Diese Spurenelementverteilung lässt ein «basaltisches» Ausgangsgestein vermuten, das jedoch metasomatisch stark verändert wurde (Abtransport von Ca, Si und Alkalien, Al- und Mg-Aufnahme). Obwohl wegen der räumlichen Nachbarschaft zu pyroxenitischen Gesteinen ein genetischer Zusammenhang mit diesen zu vermuten ist und Y und die Lanthaniden in Diopsid bevorzugt gegen Olivin und Orthopyroxen eingebaut werden (HERRMANN in WEDEPOHL, 1970), scheint eine metasomatische Entstehung der Magnetit-Chlorit-Schiefer aus Diopsid-Tremolit-Felsen ausgeschlossen.

Diopsid-Tremolit-Antigorit-Schiefer

Diese feinkörnigen Gesteine bilden herauswitternde Schlieren in Antigorit-Forsterit-Schiefern oder dünne Bänder an den Grenzen zwischen harzburgitisch-dunitischen und pyroxenitischen Gesteinen, sie sind selten, geringmächtig und halten im Streichen nicht lange an. Chlorit - oft in Nestern -, Magnetit, Sulfide und etwas Kalzit ergänzen den Mineralbestand.

Geochemie: Die Gesteine haben lherzolitische Zusammensetzung und liegen zum Teil im Ol-Opx-Cpx-Dreieck nahe den Diopsid-Tremolit-Felsen; ein höheres Mg/Ca-Verhältnis, niedrigere SiO_2-Gehalte und das Cr/Ni-Verhältnis (1.4) sind die wichtigsten Unterschiede. Eine zweite Gruppe zeigt Verwandtschaft zu Magnetit-Chlorit-Schiefern mit ähnlich hohen Ti-, P- und Al-Gehalten, der CaO-Anteil liegt bei 3.5 Gew.-%, entsprechend etwa 14% normativen Diopsid (Abb. 2).

Randgesteine und Ophikarbonate

Über diese Gesteine ist eine detaillierte Abhandlung geplant, es sollen hier nur die wichtigsten Feldbeobachtungen sowie einige analytische Daten zur Darstellung kommen.

Der Ultramafititkomplex grenzt mit einem metasomatischen, alpidisch gebildeten *Rand* (max. 10 m mächtig) an die ebenfalls metasomatisch veränderten Nebengesteine (Amphibolite, Schiefer, Gneise; EGLI, 1966, p. 67f). Gegen aussen zu ist die Abfolge der Paragenesen schematisch: (Fo)-Ant-Mag (1), Ant-Mag-Tc (2) und Mag-Tc-(Trem) (3). Diese Gesteine sind durch einen cm grosse, rostig anwitternde Magnesitkristalle deutlich gekennzeichnet. Den Abschluss bilden Trem-Chl-Schiefer (4) mit cm-langen Amphibolgarben. An (3) schliesst oftmals ein monomineralisches Tc-Band (3a) sowie Tc-Trem (3b) an. Gegen den umgebenden Amphibolit tritt in der Zone (4) Chl zurück, der Grenzbereich ist vereinzelt durch ein cm-breites Biotit-Band gekennzeichnet (5).

Geochemie: Die Zonen (1) und (2) entsprechen hydratisierten und karbonatisierten harzburgitischen Gesteinen, die ja auch im Inneren des Serpentinites vorherrschen. Bei (3a), (3b), (4) und (5) tritt Stofftransport hinzu. Für die Alterierung sind Stoffgradienten zwischen Ultramafitit und Nebengestein verantwortlich, wobei die nur geringfügig veränderten Gneise und Amphibolite und eine räumliche Ausdünnung der Umwandlungseffekte gegen die Körpermitte zu für eine relative Konstanz der Elemente Mg und Fe sprechen (PFEIFER, 1979). Gleichzeitig muss eine Zufuhr von Si, Al (Zunahme des Al_2O_3-Gehaltes im Tc, Ant und Trem), und vor allem Ca erfolgen (Tremolitbildung). In nächster Umgebung der Rahmengesteine scheinen auch Alkalien (Alkaligehalt des Gesamt-

gesteines) und Fe (Änderung des Fe^{tot}-Gehaltes von Trem und Chl im %-Bereich) in die monomineralischen Randzonen transportiert zu werden.

Im Inneren des Serpentinitkörpers sind *Ophikarbonate* auf Zonen stärkerer Durchbewegung beschränkt (siehe auch TROMMSDORFF & EVANS, 1977; PFEIFER, 1979), zu den karbonatfreien Hauptgesteinen besteht meist ein diffuser Übergang. Geringe Anteile von Karbonatmineralen entlang von s-Flächenscharen sind häufig (Mineralgesellschaften siehe Tab. 2).

Geochemie: Die Ophikarbonate können bei Elementkonstanz durch Zufuhr eines CO_2-haltigen Fluids entstehen, die Anwesenheit von Dolomit in «Harzburgiten» erfordert zusätzlich Kalziumzufuhr. Diese ist wahrscheinlich mit der Wirksamkeit des bereits stark verdünnten, von aussen eindringenden Fluids (s. o.) verbunden.

Die Spurenelementverteilung der Ophikarbonate – in Ant-Tc-Mag- und Ant-Mag-Gesteinen bestimmt – gleicht dem Spektrum der Ant-Fo-Schiefer völlig, auch die Cr/Ni-Verhältnisse (1.3–1.65) deuten auf harzburgitische Ausgangsgesteine.

MINERALOGIE

Alle Mineralanalysen wurden mit der ARL-SEMQ-Mikrosonde des Inst. für Kristallographie und Petrographie der ETH-Zürich, ausgerüstet mit 6 Spektrometern (fix für Mg und Si) durchgeführt. Bei einer Beschleunigungsspannung von 15 keV wurde mit einem Probenstrom von 50 nA (Erze), 20 nA (Silikate) bzw. 10 nA (Karbonate) bei einer Messzeit von 20 sec. gearbeitet, bei Spurenelementen wurde bei jeder Messung beidseitig der Untergrund bestimmt. Der Strahldurchmesser betrug 0.5 µm, bei Talk, den Chloriten und den Karbonaten wurde er abhängig von der Stabilität der Minerale bis 20 µm gespreizt. Die Daten wurden on-line für Untergrund, Totzeit und Instrumentendrift korrigiert, die Korrektur für Atomzahleffekte, Röntgenabsorption und -fluoreszenzen (ZAF) erfolgte mit einem modifizierten MAGIC IV-Programm am Rechenzentrum der ETH-Zürich.

Retrograd gebildeter *Brucit* wächst in schmalen, meist s-parallelen Adern (< 0.1 mm) mit (0001) normal zur Aderwand auf. Die Blättchen sind feinst mit Serpentinmineralien und Magnetit verwachsen. Die Werte für X_{Mg} reichen von 0.982 bis 0.987, die Gehalte an MnO und NiO betragen im Durchschnitt 0.06 bzw. 0.04 Gew.-% (Tab. 4).

Chlorit ist im Cima Sgiu-Serpentinit der wichtigste Aluminiumträger, die modalen Anteile schwanken mit den Al_2O_3-Gehalten der Gesteine. Für die Nomenklatur wird das Schema von Hey (1954) verwendet, für die ZAF-Korrektur der Rohdaten wurden ein FeO/Fe_2O_3-Verhältnis von 2:1 (= Fe_4O_5) angenommen. Die Diopsid-Tremolit-Felse führen schwach pleochroitischen, tafelig oder filzig-schuppig ausgebildeten Klinochlor mit der approximativen Formel $Si_{6.01}Al^{IV}_{1.99}Al^{VI}_{1.47}Cr_{0.09}Fe^{tot.}_{1.36}Mg_{8.88}O_{20}(OH)_{16}$. Die Werte für Cr_2O_3 streuen stark, in einzelnen Individuen steigt der K_2O-Gehalt bis 0.30 Gew.-% an. In den

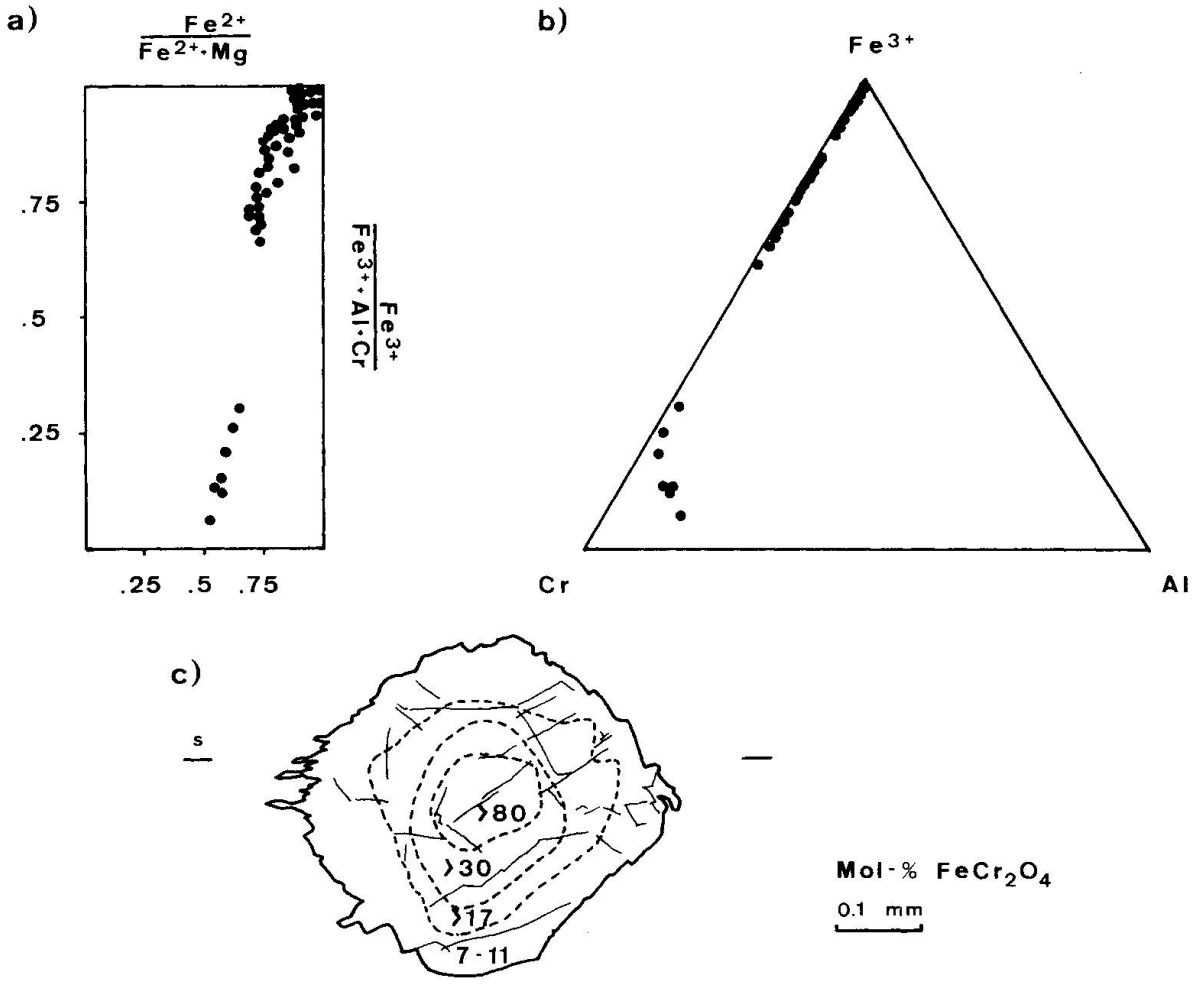

Abb. 3: Magnetit-Chromit aus dem Forsterit-Fels C 85. a) Korrelation zwischen X_{Fe} und Y_{Fe}. b) Proportionen der dreiwertigen Kationen. c) Einzelkorn, von Chromit über Ferritchromit zu Magnetit zoniert. Der alpidisch angewachsene Fe_3O_4-Rand ist etwas in s gestreckt. Bei Chromitgehalten > 80 Mol-% ist eine scharfe Grenze, der die Diskontinuitäten in a) und b) entsprechen. Weitere Erläuterungen im Text.

Chromchlorit-Magnetit-Knollen dieser Gesteine tritt ein feinblättriger Chromklinochlor (< 2.45 Gew.-% Cr_2O_3) mit höherem X_{Mg} sowie höherem Al^{IV} dazu. Beiden gemeinsam sind die durchschnittlichen Gehalte an Spuren: TiO_2 0.04, MnO 0.09 und NiO 0.05 Gew.-% (Tab. 5).

In den Chlorit-Tremolit-(Talk)-Schiefern findet man blassgrüne Rosetten und Blättchen von Chrompyknochlorit (< 2.2 Gew.-% Cr_2O_3) mit Al^{IV} < 2.4, auffallend hohen Eisenwerten (< 12.85 Gew.-% FeO) und einem kalkulierten $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$-Verhältnis von 0.78 (Tab. 7). Chlorit ist zudem in Adern und als Kluftmineral häufig, wo er teils silbrig glänzende Überzüge, teils cm-grosse Rosetten bildet. (Keine Analysen).

Die feinlamellar verzwillingten, getrübten *Diopside* der Diopsid-Tremolit-Felse (Cpx 1) haben im Zentrum ein Plateau mit Jd um 1.568 Mol-%, parallel

dazu liegen die Werte für Ac bei 2.909%, CaTs fehlt völlig. An den Rändern der Einzelkörner fallen Jd auf 0.580 und Ac auf 1.028%. Auffällig ist der Aluminiumunterschuss dieser Pyroxene. Cr- und Ti-Gehalte liegen an der Nachweisgrenze und scheinen inhomogen verteilt zu sein (Tab. 5). Der Einbau von Na_2O und Al_2O_3 in Cpx 1 ist bei sonst ähnlicher Elementverteilung um den Faktor 10 niedriger, das Ca/Ca+Mg-Verhältnis (∅ 0.53) ist geringfügig höher als im primären Cpx des Totalserpentinites (PETERS, 1968). In Zusammensetzung und Zonierung gleicht Cpx 1 aber den Diopsiden aus Granatlherzoliten der C. di Gagnone (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). KEUSEN (1972) vermutet in Diopsiden ähnlicher Zusammensetzung (jedoch keine Bestimmung der Alkalien und von Cr_2O_3!) nur unvollständig umkristallisierte primäre Klinopyroxene.

Die klaren neugesprossten Diopsidsäulchen (< 0.2 mm) der pyroxenitischen Gesteine (Cpx 2) und der Chlorit-Tremolit-Antigorit-Schiefer stehen mit Tremolit im texturellen Gleichgewicht, Einzelkörner sind homogen aufgebaut. Sie führen zwischen 0.10 und 0.70% Jd + Ac, wobei aber die Ac-Komponente minim bleibt (Tab. 5). Optisch dem Cpx 2 gleich sind die Diopsidkörner der Rodingite (s.d.).

Karbonate: In den harzburgitisch-dunitischen Serpentiniten sowie in den alterierten Produkten der Randzone ist *Magnesit* die wichtigste Karbonatphase, in Talk-Antigorit-Magnesit-Schiefern wurden bis zu 10 Mol-% $FeCO_3$ bestimmt («Breunerit»). *Dolomit* tritt in Diopsid-Tremolit-Felsen auf, sehr selten sind Kornzeilen in Antigorit-Forsterit-Schiefern. Abgesehen von gesteinsbildenden Vorkommen in Kalksilikatknollen ist *Kalzit* an späte Adern gebunden; der Einbau von Fe-, Mg-, Mn-Karbonat überschreitet 1 Mol-% nicht (Tab. 4 und 7).

Erzminerale

Die *Magnetite* sind in ihrer Zusammensetzung äusserst homogen und aluminiumfrei. Hauptverunreinigungen stellen Chromit-, Magnesioferrit- und Ulvöspinellkomponenten dar, die jedoch zusammen unter 15 Mol-% ausmachen. Grössere Körner haben einen Kern aus Chromit-Ferritchromit (Abb. 3) X_{Mg} steigt bis 0.46, Y_{Al} bis 0.13. Gegen den alpidisch neugesprossten homogenen Magnetitrand zu folgt eine Zone mit rasch abnehmenden Chromitanteilen. Die Grenze bei > 80 Mol-% $FeCr_2O_4$ ist scharf, die Diskontinuität bei > 11 Mol-% $FeCr_2O_4$ gegen den Aussenrand zu ist nicht so deutlich ausgeprägt. In der mittleren Zone nimmt die Chromitkomponente kontinuierlich bis max. 35 Mol-% zu. Dieser Bereich wird als Diffusionszone (Austausch $Cr \rightleftharpoons Fe^{3+}$) interpretiert. Der erhöhte Nickelgehalt des äusseren Bereiches kann durch Freisetzen von NiO aus den umkristallisierten Olivinen (+ Orthopyroxenen) erklärt werden. NiO scheint bei diesem Metamorphosegrad gegenüber Olivin und Antigorit bevorzugt im Magnetit eingebaut zu werden. Nach EVANS & FROST (1975) ist der Bereich $Fe^{3+}_{90}Cr_{10}Al_{00}$ für progressiv metamorphe Cpx-Oℓ-Ant-Gesteine typisch,

während die Mg-, Al- und Cr-Gehalte der Zentren Spinellen aus Ultramafititen der höheren Amphibolitfazies entsprechen. BLISS & MAC LEAN (1975) halten ähnlich aufgebaute Kerne in zonierten Chromit-Ferritchromitkörnern eines Serpentinitkomplexes in Manitoba (SW Nickel-Gürtel, Kanada) hingegen für primärmagmatisch.

Im Gegensatz zu den von KEUSEN (1972) publizierten Analysen ist der Magnetit der Chromchlorit-Magnetit-Knollen Al-frei und enthält im Mittel nur 1.50 Gew.-% Cr_2O_3. Das bei der Umkristallisation der ehemaligen Chromitkörner frei werdende Al und Cr wird im umgebenden Chlorit aufgenommen.

Ni-Fe-S-Verbindungen, deren Partikelgrösse 0.1 mm nicht überschreitet, kommen in allen ultramafischen Gesteinen in geringen Mengen vor.

Pentlandit mit einem Fe/Ni-Verhältnis von 10:12 ist weitaus am häufigsten, zudem wurden *Pyrrhotin*, *Pyrit* und *Millerit* bestimmt. Der Ni-Gehalt des Pyrrhotins ($Fe_{0.824}Ni_{0.044}S$ – $Fe_{0.797}Ni_{0.044}S$) ist wahrscheinlich auf kleinste Pentlanditeinschlüsse zurückzuführen (Tab. 6).

Heazlewoodit und Awaruit konnten nicht gefunden werden. Das Fehlen von Letzterem deutet auf erhöhte f_{O_2} auch im Zentrum des Körpers hin.

Die Abfolge der Oxid-Sulfid-Paragenesen gegen den Ultramafitit-Rand zu ist Mt (Fo + Ant), Mt + Pn (Fo + Ant), Mt + Pn + Py (Cpx + Trem + Chl ± Ant), Mt + Pn ± Ml (Ant ⩾ Fo), Mt + Pn + Py (Tc + Mag), Po + Py ± Mt (Trem + Chl); (Hm + Ilm [Chl]). Diese räumliche Verteilung entspricht grob dem Schema von ECKSTRAND (1975).

Ilmenit tritt in Verbindung mit Titanklinohumit und in einzelnen Trem(+ Chl)-Schiefern auf.

Kluft- und gesteinsbildender *Olivin* zeigen weder im Forsteritgehalt (Fo_{92-97}) noch im Einbau von Spurenelementen Unterschiede (MnO 0.10–0.37 Gew.-%, NiO 0.20–0.40). In Gesteinen mit geringen modalen Olivinanteilen (z. B. Antigorit-Schiefer C47, im Gestein 0.02 Gew.-% TiO_2) wird auch Titan (> 0.02 Gew.-% TiO_2) eingebaut. Spuren von Cr_2O_3 wurden in den Olivinkristallen der Probe C 12A gefunden (0.02 Gew.-%) (Tab. 2).

Serpentinminerale

Antigorit tritt in allen Gesteinen des Cima Sgiu-Serpentinitkörpers auf; weiters sind Klüfte mit hellgrünem, langfaserigem «Asbest» häufig. Röntgenographisch ist dieser Antigorit vom gesteinsbildenden nicht zu unterscheiden.

Der Einbau von FeO^{tot} und Al_2O_3 variiert bei den Antigoriten in Abhängigkeit von der Paragenese und steigt in den Diopsid-Tremolit-Felsen stark an: Die Werte für NiO (0.06–0.12 Gew.-%) und Cr_2O_3 (0.08–0.85 Gew.-% !) schwanken auch innerhalb eines Kleinbereiches (Tab. 4 und 5). Bei allen Analysen wird die von KUNZE (1961) gegebene Strukturformel gut erfüllt.

Retrograd treten Antigorit und in allen olivinführenden Proben *Chrysotil* auf. Letzterer wächst in Rissen der Forsteritkristalle und in Äderchen (0.05 mm) - dort oft von Brucit begleitet. Der retrograd gebildete Antigorit hat gegenüber progressiv gesprosstem keine signifikanten chemischen Unterschiede. Die analysierten Chrysotile haben alle niedrige Analysentotale und zeigen geringere SiO_2-Gehalte - die Tetraederpositionen sind nicht zur Gänze mit Si besetzt - und ein kleineres Fe/Mg-Verhältnis als Antigorit; Al_2O_3 fehlt meist völlig.

Talk tritt als Kluftmineral, in Ophikarbonaten und in den metasomatisch gebildeten Randgesteinen auf, er bildet dort bis zu 3 mm grosse Tafeln. Vor allem in den Talk-Magnesit-Schiefern sind die Verunreinigungen gering (Al_2O_3 < 0.1 Gew.-%, X_{Mg} 0.97), in Paragenese mit Tremolit und Chlorit liegt X_{Mg} bei 0.92, der Al_2O_3-Gehalt beträgt im Durchschnitt 0.2 Gew.-% (Tab. 7).

In einem Antigorit-Forsterit-Schiefer wurden in späten Kalzit-Adern gelbbraun pleochroitische Säulen (< 0.3 mm Länge) von *Titanklinohumit* gefunden. Der Fluorgehalt überschreitet 0.02 Gew.-% nicht, die Werte für TiO_2 liegen um 3.2 Gew.-% (Tab. 7).

Die analysierten *Amphibole* stehen alle dem Tremolitendglied nahe. Allgemein ist eine deutliche Korrelation zwischen Al^{IV} und Alkaligehalt festzustellen; Al^{VI} + FM sind in den zentralen Partien der Amphibole der ersten Generation (Trem 1) und in denen aus Chlorit-Tremolit-Talk-Schiefern konstant. Die Ränder dieser Körner und Trem 2 zeigen verstärkten Einbau von Al^{IV} und Al^{VI} (anstelle von Mg + Si), Na + K, und verschiedentlich eine Abnahme von Ca; die Amphibole der Randgesteine sind an sich Ca-ärmer und FM-reicher (Abb. 4).

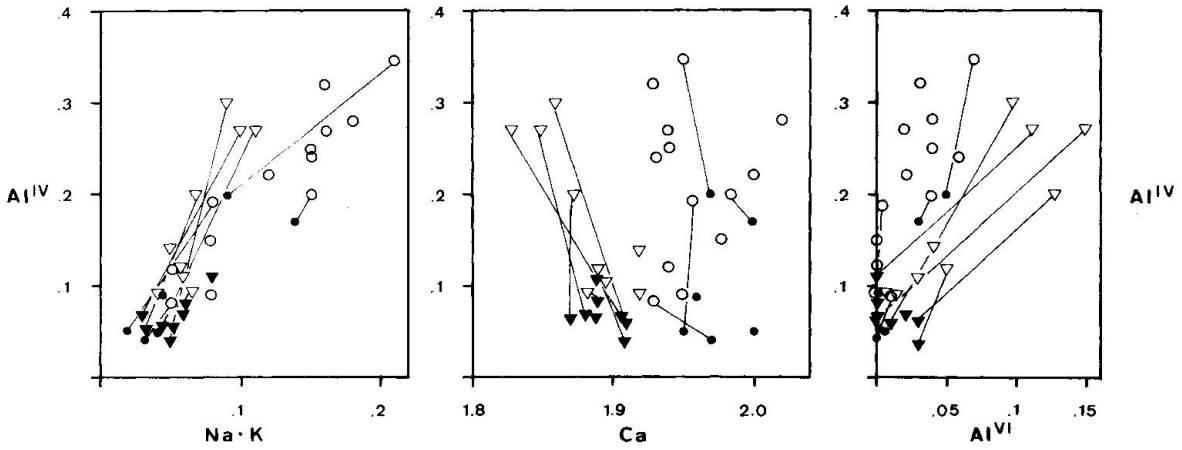

Abb. 4: Chemische Variationen in ausgewählten Amphibolen (Atome pro Formeleinheit) aus pyroxenitischen Gesteinen (Kreise) und Randgesteinen (Dreiecke) des C. Sgiu-Serpentinites. Offene Symbole stehen für die Randzone, volle für die zentralen Bereiche der Körner. Linien zeigen die Entwicklung in Einzelkörnern gegen den Aussenrand.

Diese Änderung der Amphibolzusammensetzung ist durch die Auflösung des Plateaus im instabil werdenden Cpx 1 bedingt. Der höhere Jd- und Opx-Anteil von Cpx 1 und die $MgAl_2O_4$-Komponente der in diesen eingeschlossenen Magnetit-Chromit-Körner führen zu einem Anwachsen der Edenit- und Tschermakitkomponente (pargasitische Tremolite) [1]). In Kalziumamphibolen aus den Serpentiniten des Paddy-Go-Easy-Passes (Wash., USA) beschreibt FROST (1975) einen Trend mit zunehmender Metamorphose entlang des Austauschvektors $NaAl_5\square_{-1}Mg_{-2}Si_{-3}$ (entsprechend einer Edenit- und zwei Tschermakitsubstitutionen).

Die Gehalte an Spurenelementen sind im Mittel Cr_2O_3 0.07 (bei pyroxenitischen Gesteinen = Px) und 0.22 (bei Randgesteinen = Rd), MnO 0.12 (Px) und 0.25 (Rd), NiO 0.04 (Px) sowie TiO_2 0.02 (Px, Rd); X_{Fe} ($\frac{Fe^{tot}}{Fe^{tot}+Mg+Mn}$) liegt zwischen 0.16 und 0.03.

RODINGITE

Auftreten: Rodingite findet man als isolierte Boudins (Oberfläche ca. 1 x 5 m) umgeben von Magnetit-Chlorit-Schiefern (Rod I), meist jedoch handelt es sich um kleine (Oberfläche: cm^2 bis m^2) Bereiche innerhalb von «Pyroxeniten» (Rod II). Die Gesteine sind hellgrünlich oder rosa gefärbt, makroskopisch können, ausser Granat, Epidotkörner und vereinzelt Kalzitadern erkannt werden. Gegen das Nebengestein folgt mit einem scharfen Rand eine dunkelgrüne Kontakt-Reaktionszone aus Chlorit und etwas Klinozoisit. Der Übergang dieses «black-wall» zu den Magnetit-Chlorit-Schiefern scheint fliessend, aus den websteritischen Gesteinen entwickelt sich die Zone in kleinen Chloritäderchen. In Diopsid-Tremolit-Schiefern kann die chloritreiche Zone auch fehlen. Die Rodingite haben dann einen granatdominierten Kern und konzentrisch angeordnet eine etwa 0.5 cm breite epidotbeherrschte «Rinde». In den zentralen Partien überwiegt ein ungleichkörniges Gefüge aus Kalzit, Chlorit und geringen Anteilen an Diopsid. Darin liegen schlanke Epidot/Klinozoisitleisten (< 4.5 mm) und poikiloblastischer Granat. Oft herrscht auch ein gleichkörniges Mosaikgefüge (Korngrössen < 0.2 mm) vor. Schmale Kalzit- und Granatadern durchschneiden die Gesteine, Titanit ist immer präsent.

Geochemie: (Tab. 3, Abb. 5) Allgemein fällt bei den Hauptelementen die negative Korrelation zwischen Al und Mg auf. Die CaO-Gehalte von Rod II sind nicht wesentlich höher als die der Diopsid-Tremolit-Felse, Aluminium jedoch ist sehr stark angereichert.

---

[1]) 10di + 3jd + 7 enstatit + 4 spinell + $5H_2O \rightleftharpoons$ 2tsk + 3ed

$10CaMgSi_2O_6 + 3NaAlSi_2O_6 + 7MgSiO_3 + 4MgAl_2O_4 + 5H_2O \rightleftharpoons$
$2Ca_2Mg_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2 + 3NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$.

Dieses Gleichgewicht bewegt sich mit sinkender Temperatur und erhöhter a_{H_2O} gegen die rechte Seite.

Die Rodingite I zeigen hohe TiO_2-Werte (< 1-24 Gew.-%), 10 x höhere Phosphorgehalte als die zweite Gruppe und um den Faktor 2 bis 3 mehr Mangan - alle diese Elemente sind jedoch in den umgebenden Chlorit-Magnetit-Schiefern ebenfalls angereichert. Die Al_2O_3-Gehalte sind ähnlich wie in diesen Schiefern, die Werte für CaO im Vergleich zu diesen 20 x höher. Bei allen anderen Haupt- und Nebenelementen gibt es zwischen Rod I und Rod II keine systematischen Unterschiede.

Das Spurenspektrum der mit Diopsid-Tremolit-Schiefern assoziierten Rodingite wird wie bei diesen von den Elementen Sr, Ni, Co, Cr, V ± Sc und S bestimmt. Sr ist um den Faktor 5 bis 20(!) angereichert, ein Zusammenhang mit den CaO-Gehalten ist jedoch nicht festzustellen. Der Gehalt an V ist ca. 5 mal höher als in den pyroxenitischen Gesteinen, Ni und vor allem Cr sind stark verdünnt.

Rod I hat zu den vorher genannten Elementen noch namhafte Gehalte an Zr, Y, Ga und an den seltenen Erden Ce und Nd (La wurde nicht vorgefunden), Ni- und Cr-Werte sind extrem niedrig. Dieses Verteilungsbild entspricht dem Spurenspektrum der Magnetit-Chlorit-Schiefer, alle Elemente mit Ausnahme von Sr und V sind jedoch dem umgebenden Gestein gegenüber abgereichert.

Spurengehalte, Titan- und Phosphorwerte deuten wie bei den Chlorit-Magnetit-Schiefern auf ein basaltisches Ausgangsgestein. Evans, Trommsdorff & Richter (1979, sowie unpublizierte Spurenelement- und REE-Daten) nehmen aufgrund ähnlicher Spurenelementhäufigkeiten in Eklogit-Metarodingit-Vorkommen im Gebiet der C. d. Gagnone tholeiitische sea-floor Basalte als Edukt an; Rodingitisierung und anschliessende Metamorphose veränderten das primäre Spurenbild offenbar nur geringfügig.

Mineralchemie: (Tab. 8) In allen analysierten Mineralen der *Epidot*-Gruppe liegt der Austausch $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ nahe der Kurve $(Al^{VI} + Fe^{3+}) = 3$, die der idealen Mischkristallzusammensetzung zwischen Epidot und Zoisit entspricht. Höhere Epidotgehalte findet man in jenen Proben, die auch pauschal mehr dreiwertiges Eisen führen, und unregelmässig an den Rändern der Einzelkörner. Innerhalb eines Dünnschliffes variiert der Einbau von Ti, Cr, Mg und Mn (max. 0.20, 0.03,0.14 bzw. 0.17 Gew.-%) kaum, hingegen ist Strontium sehr inhomogen verteilt. Epidotminerale sind die Hauptträger der hohen SrO-Gehalte in einzelnen Rodingiten, es werden bis zu 0.60 Gew.-% SrO aufgenommen. Wahrscheinlich werden auch die Spuren an seltenen Erden eingebaut.

Diopsid ist jadeitfrei und kann bis 4.5 Mol-% CaTs und Ti-CaTs enthalten (im Mittel jedoch nur 1 %). Ebenfalls äusserst klein ist die Opx-Komponente (<0.994 Mol-%).

Die Chlorite, die je nach Angebot im Gestein auch Spuren von Alkalien aufnehmen, wurden als *Sheridanite* bestimmt. Das errechnete Verhältnis $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ liegt zwischen 0.58 und 0.74, Al^{IV} zwischen 2.79 und 2.45 (in Paragenese mit Kalzit). Bei letzteren sind die Werte für Al^{VI} am höchsten (< 2.35). In

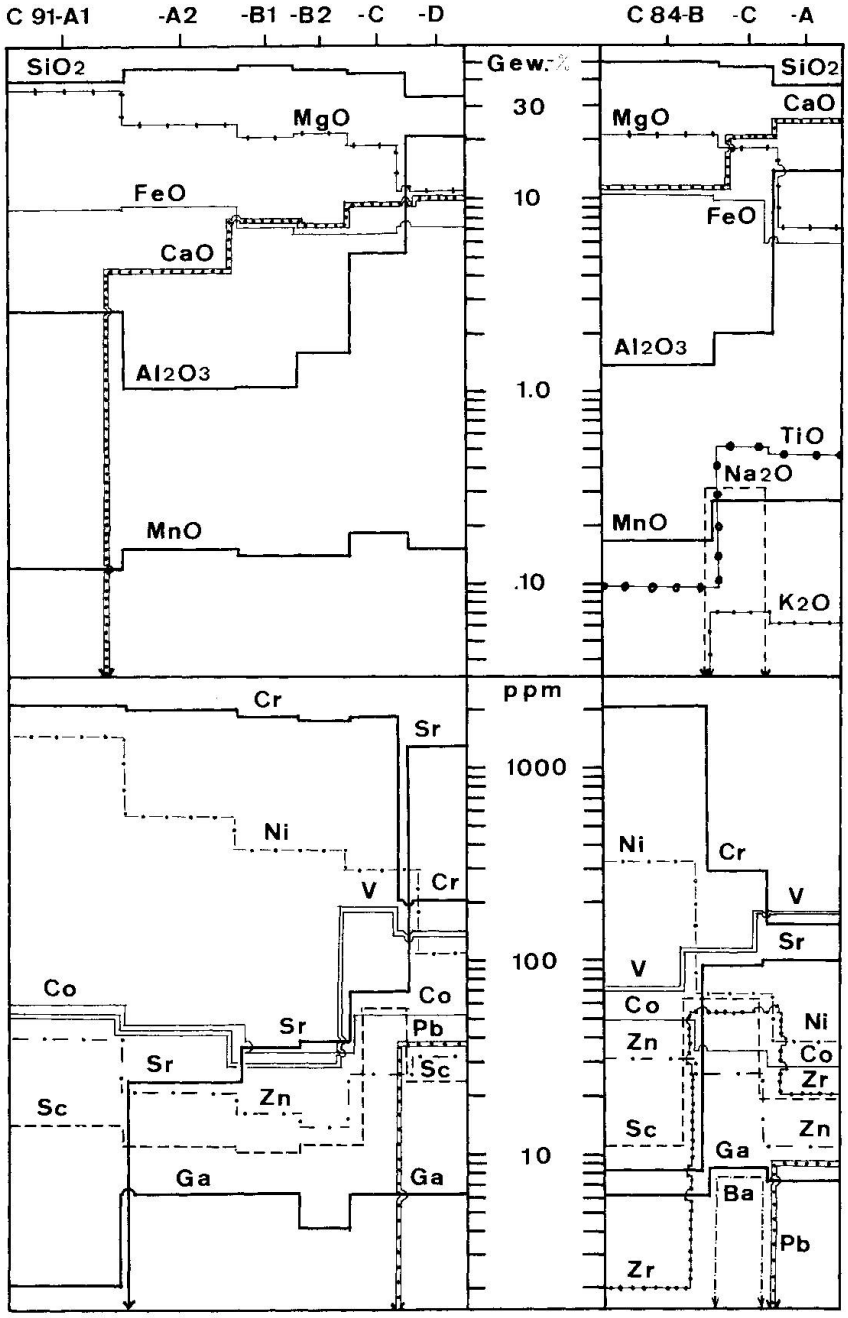

Abb. 5: Chemische Profile zwischen Forsteritfels (C 91-A1), Diopsid-Tremolit-Felsen (C 91-A2, C 91-B1, C 91-B2) bzw. Chlorit-(Diopsid-)Tremolit-Fels (C 84-B) und Rodingiten (C 91-D bzw. C 84-A). Reaktionszonen C 91-C (Cpx 1 in einer Matrix aus Cpx 2 und Tremolit mit Adern aus Chlorit und Kalzit) bzw. C 84-C (paragasitischer Tremolit, Cpx 2, Chlorit, Kalzit und 1 mm grosse Titanitkörner). Bei beiden Vorkommen folgt gegen den Rodingit zu noch eine 5–15 cm breite monomineralische Zone aus Chlorit.

Sheridaniten, die mit Granat koexistieren, fällt Al^{VI} unter 2.0; X_{Mg} scheint unabhängig von der Paragenese zu sein.

Als Karbonatphase tritt *Kalzit* auf, die Magnesitkomponente kann bis 2.4 Mol-% erreichen, $MnCO_3$ und $FeCO_3$ machen zusammen max. 0.80 Mol-% aus. Die späten Kalzitgänge sind Mg-frei, $MnCO_3$ und $FeCO_3$ bleiben unter

0.20 Mol-%. In den strontiumreichen Rodingiten konnte im Kalzit punktweise der Einbau von SrO nachgewiesen werden (bis 0.20 Gew.-%), das jedoch wie im Epidot sehr unregelmässig verteilt ist.

Der blassrosa bis gelblich gefärbte *Granat* ist ein Ugrandit mit Almandingehalten zwischen 7.50 und 16.10 Mol-%. Geringe Anteile an Spessartin (0.5–1.5%) und Pyrop (0.17–3.67%) wurden bestimmt. Überschreitet der TiO_2-Gehalt im Gestein ca. 1.1 Gew.-%, tritt noch eine Melanitkomponente hinzu. Eine Gandolfi-Aufnahme (Dr. Oberholzer, Inst. für Kristallographie und Petrogra-

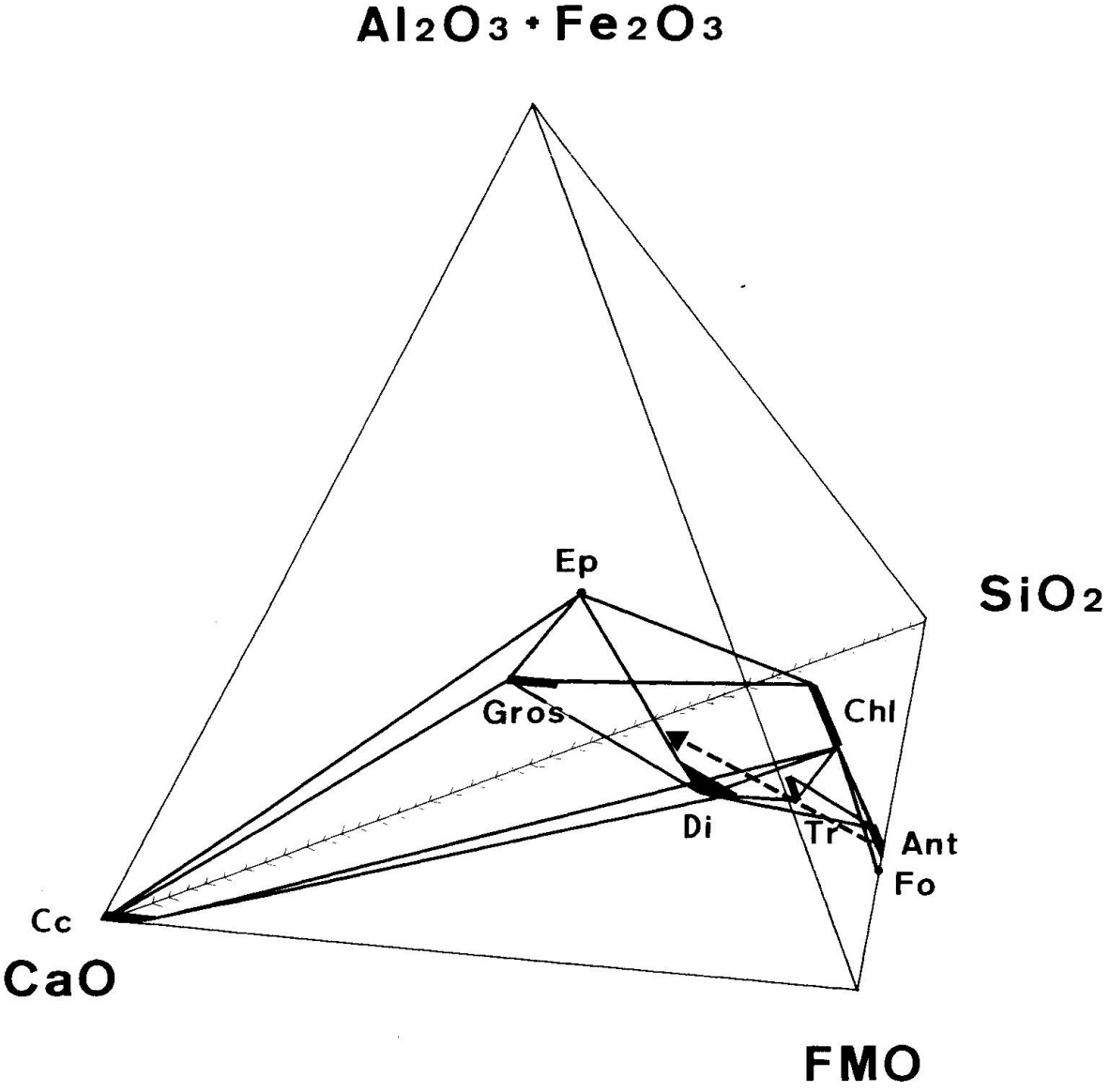

Abb. 6: (Al_2O_3 + Fe_2O_3) -FMO-CaO-SiO_2-Tetraeder. Darstellung der Paragenesen von Antigorit-Forsterit-Schiefern, Diopsid-Tremolit-Felsen und Rodingiten. Der strichlierte Pfeil entspricht dem bei der Rodingitbildung aus pyroxenitischen Gesteinen notwendigen Al-Gradienten.
Epidot und Granat liegen auf dem rückwärtigen Dreieck, Diopsid und Tremolit auf dem unteren. Vesuvian kann in dem von den Rodingitmineralen umschlossenen Raum nicht auftreten.

phie der ETH-Zürich) eines Granates (Rod D) ergab eine Gitterkonstante a_o von 11.76 ± 0.01. Dieser Wert entspricht bei einem Grossularanteil von > 70 Mol-% etwa 5% Andradit. Die Zusammensetzung der Einzelkörner differiert innerhalb der Proben erheblich, der Andraditgehalt korrespondiert mit den Fe_2O_3-Werten des Gesteins.

Die *Phasenbeziehungen* in den Rodingiten lassen sich anschaulich im Tetraeder (Al_2O_3 + Fe_2O_3) -FMO-CaO-SiO_2 darstellen. Der zur Rodingitbildung aus Diopsid-Tremolit-Felsen notwenige Al-Gradient und ein Teil der wirksamen Austauschvektoren sind sichtbar (Abb. 6): $Ca_{-1}Mg$ (Granat, geringfügigst in Kalzit und Diopsid) und $Mg_{-1}Si_{-1}Al_2$ (Diopsid, Chlorit). Die wichtigen Vektoren $Fe^{3+}Al_{-1}$ (Epidot, Chlorit, Granat) sowie $FeMg_{-1}$ (Chlorit, Granat) können nicht gezeigt werden, zudem sind die Oxidationsstufen des Eisens in Granat und Chlorit nicht genau bestimmbar.

ELEMENTVERTEILUNG

An koexistierenden Mineralpaaren wurden Verteilungskoeffizienten bestimmt. Die teils grossen Fehler haben ihre Ursache in der Unsicherheit bei der Fe^{3+}-Berechnung und bei der Bestimmung von Al^{IV} (abhängig von der Si-

Mineralpaar progressiv ($T^0 \sim 530^0$ C)	K_D (Fe)	K_D (Mg)	K_D (Mn)	K_D (Ni)
Fo / Ant	1.99 ± 0.24	0.49 ± 0.07	~ 4.7	~ 1.9
Cpx 2 / Trem 2 - Rand Trem 1	0.64 ± 0.05	1.49 ± 0.13		
Tc / Trem	0.52 ± 0.07	2.11 ± 0.19		
Chl / Trem	0.81 ± 0.17	1.27 ± 0.14		
Chromchl / Mt	K_D (Cr) 11.7			
retrograd	K_D (Fe)	K_D (Mg)	K_D (Mn)	K_D (Ni)
Ant / Brucit	1.60 ± 0.31	0.68 ± 0.11	$X_{Mn}^{Brucit} \gg X_{Mn}^{Ant}$	≈ 1
Fo / Chrysotil	2.31 ± 0.22	0.44 ± 0.05	~ 1.8	

Tab. 1: K_D-Werte für Mineralpaare aus dem C. Sgiu-Serpentinit.

$$\text{Def.: } K_{D\,(Fe)Ant}^{Fo} = \frac{X_{Fe}^{Fo} \cdot (1-X_{Fe}^{Ant})}{(1-X_{Fe}^{Fo}) \cdot X_{Fe}^{Ant}} \qquad Y_{Cr}^{Mt} = \frac{Cr}{Cr+Al+Fe^{3+}+V} \qquad Y_{Cr}^{Chl} = \frac{Cr}{Cr+Al^{IV}+Fe^{3+}}$$

Messgenauigkeit). Antigorit baut zum Beispiel bei konstantem Forsteritgehalt im Olivin oder bei fixiertem X_{Mg}^{Brucit} wechselnde Mengen Fe^{tot} ein, am stärksten schwanken die Molenbrüche bei Chrysotil. Die angegebenen K_D-Werte (Tab. 1) gelten für 530 °C bei 4.5–5 kbar. Diese Bedingungen können aus den Mineralgesellschaften in der NW Aduladecke hergeleitet werden. Die hier aufgeführten Zahlen weichen zum Teil deutlich von den K_D-Werten in TROMMSDORFF & EVANS (1974) ab. In den Rodingiten wird Fe^{3+} bevorzugt im Granat, dann im Chlorit und zuletzt im Klinozoisit eingeaut. Das Verhältnis zwischen Klinozoisit und Granat ($K_{D\,(Fe)}$ 0.7) liegt im von HOLDAWAY (1972) gegebenen Bereich.

GEOLOGISCHE GESCHICHTE DES C. SGIU-SERPENTINITES, DISKUSSION

Der hier neu bearbeitete Serpentinitstock stellt einen spätestens vor dem Höhepunkt der tertiären alpidischen Metamorphose und Foliation tektonisch in seine heutige Position – einen fremden Rahmen – verfrachteten dunitisch-harzburgitischen Gesteinskörper dar, in dem der magmatische Lagenbau durch spärlich vorhandene websteritische Bänder und Chlorit-Magnetit-Schlieren angedeutet wird. Neben- und Spurenelemente aus Chlorit-Magnetit-Schiefern entsprechen in ihren Häufigkeiten etwa tholeiitischen sea-floor Basalten, der Ultramafititkomplex könnte als ein Teil der ozeanischen Lithosphäre angesehen werden («ophiolitische Tethysperidotite», ERNST, 1977).

Die Texturen in Forsterit- und Diopsid-Tremolit-Felsen sprechen gegen eine durchgreifende Serpentinisierung, die Cr/Ni-Verhältnisse der harzburgitischen Gesteine lassen einen geringen Klinopyroxengehalt in diesen vermuten. Es wird angenommen, dass dunitische wie auch harzburgitische Gesteine ihren magmatischen Chemismus beibehalten haben und Lherzolite primär untergeordnet auftraten. Über den Zeitpunkt und die pT-Bedingungen der Serpentinisierung und der damit verbundenen Bildung der Rodingite I und Metasomatose der Basalte (heute als Chl-Mt-Schiefer vorliegend) können aus der hier vorliegenden Untersuchung keine Aussagen gemacht werden.

Als Relikte findet man Chromit in zonierten Mt-Körnern und Cpx 1. Die Mineralchemie dieser Pyroxene unterscheidet sich deutlich von der primärer Klinopyroxene aus Pyroxeniten, Cpx 1 gleicht aber in Zusammensetzung und Zonierung den Diopsiden aus Granat-Lherzoliten der C. di Gagnone. Vielleicht sind die reliktischen Phasen einer vortertiären Metamorphose bei hohem p und T zuzuordnen, die in Peridotiten, deren serpentinisierten Äquivalenten und den mafischen Begleitgesteinen aus der Adula-Decke mehrfach erkannt wurde (VAN DER PLAS, 1959; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; EVANS, TROMMSDORFF & RICHTER, 1979; Ch. Heinrich, mündliche Mitteilung). In Zusammenhang damit könnte man die älteren Strukturelemente des C. Sgiu-Serpentinites stellen.

Kristallisation des gebänderten UM-Körpers	(Chromitkerne im Mt ?)
Serpentinisierung: Bildung von Rod I, Metasomatose der basaltischen Schlieren (Chloritisierung)	
Hochdruckmetamorphose ?	Cpx 1, (Chromitkerne im Mt ?)
	Teilweise Auflösung von Cpx 1, Bildung der Zentren von Trem 1
Tertiäre alpine Metamorphose: Umkristallisation und Einstellung von Gleichgewichten in den Hauptgesteinen, hydrothermale Alteration im m-Bereich (Randzonierung, Ophikarbonate, Dol in Scherzonen), Bildung von Rod II	Fo + Ant ± Chl (Harzburgite, Dunite) Cpx 2 + Rand Trem 1 + Trem 2 ± Chl ± Ant ± Dol, Chromchl + Mt, Trem + Ant + Dol (Pyroxenite) Cpx 2 + Trem + Ant ± Chl ± Cc (Lherzolite) Mt + Chl ("Basalte") Chl + Ep + Cc + Gr + Diop (Rodingite) Ant + Fo + Mag, Ant + Tc + Mag, Mag + Tc + Trem, Trem + Tc + Ant + Dol, Trem + Chl, Biotit + Trem (Randgesteine und Ophikarbonate; dazu oft Chl) Cc + Ant + Diop + Chl (Kalksilikatknollen)
	Teilweise Ant-Rekristallisation
Temperaturabsenkung und Aderbildung	Fo + Mt, Trem + Cc + Diop + Ant, Cc + Titanklinohumit + Ilm
Retrograde Metamorphose	Ant + Brucit Chrysotil ± Brucit ± Mt
Alpine Klüfte	Chl, Ant, Trem, Cc, Mt, Tc

Tab. 2: Entwicklungsschema des C. Sgiu-Serpentinites.

Während der tertiären alpidischen Metamorphose kristallisiert der Ultramafititkomplex (retromorph?) unter der Einstellung von Gleichgewichten gemeinsam mit dem Rahmen um, gleichzeitig kommt es zur hydrothermalen Alteration im Meterbereich. Es findet eine Anpassung der Strukturen an die der umgebenden Gneise und Amphibolite statt, verschiedentlich mit durchgreifender Schieferung verbunden. Das Mineralwachstum überdauert die Foliation, nur selten findet man in den Aussenzonen postkristalline Deformation.

Aus dem Fehlen des Mineralpaares Forsterit + Tremolit (rechte Seite der Reaktion 5 Ant + 2 Diop = Trem + 6 Fo + 9 H_2O) sowie aus dem gemeinsamen Auftreten von Staurolith und Chloritoid kann man für den Höhepunkt der Metamorphose eine Temperatur von 530 °C abschätzen (OTERDOOM, 1978; HOSCHEK, 1969). Eine weitere Temperaturlimite wird durch das Fehlen von Forsterit + Talk gegeben (bei 3 kbar und $X_{CO_2} > 0.18$ Erstauftreten oberhalb 520 °C, TROMMSDORFF & EVANS, 1977b). Der Minimaldruck wird von KLEIN (1976) aus dem Auftreten von Disthen und der Anwesenheit von Margarit + Quarz innerhalb der Staurolithzone mit mindestens 4.5 kbar angegeben. Das Fluid war zumindest in den Randzonen CO_2-reich (TROMMSDORFF & EVANS, 1977a; PFEIFER, 1979).

Dem nun folgenden Stadium der Temperatursenkung ist ein Teil der Adern zuzuordnen. Die Mineralgesellschaft Trem + Cc + Diop + Ant (bei 3000 bar und geringem X_{CO_2} unterhalb 510 °C stabil, TROMMSDORFF & EVANS, 1977b) und die obere Stabilitätsgrenze von Titanklinohumit (520 °C, 3 kbar; TROMMSDORFF & EVANS, 1980) geben Richtwerte für die Temperaturbedingungen.

Die retrograde Paragenese Antigorit + Brucit sowie Chrysotil sind jünger als die Aderbildung, die Temperatur liegt ca. 100 °C unter der des Metamorphosehöhepunktes, Chrysotil entsteht bei noch tieferer Temperatur (EVANS et al., 1976).

Anschliessend wird der Serpentinitkörper durch mehrere steilstehende Kluftsysteme in Blöcke zerlegt, alpine Kluftminerale überziehen diese Flächen.

Als besonderes Problem stellt sich die *Rodingitisierung* dar, die aber wegen der unterschiedlichen Ausgangsgesteine nicht als ein Vorgang gesehen wird. Bei den Rodingiten I ist Kalziummetasomatose der wichtigste Prozess. Ihre Entstehung und die Bildung der Magnetit-Chlorit-Schiefer wird mit der Serpentinisierung in Zusammenhang gestellt. Die kleine Zahl dieser Art von Rodingitvorkommen würde der nur ein geringes Volumen erfassenden Serpentinisierung entsprechen. In den pyroxenitischen Gesteinen (Rod II) sind weniger Kalziumzufuhr, sondern vielmehr der Abtransport von Silizium (Cr, Ni) und die Aufnahme von Aluminium (Sr, V) die wichtigen Vorgänge. Eine Entstehung während der Regionalmetamorphose wird in Betracht gezogen, da die umgebenden Diopsid-Tremolit-Felse meist eindeutig kein Serpentinisierungsstadium durchlaufen haben.

Im Vergleich zum Ultramafititkomplex vom Geisspfad sind die wichtigsten

Unterschiede das fast völlige Fehlen von Lherzoliten, basische Gänge und rodingitisierte Randzonen treten überhaupt nicht auf, und die Abwesenheit der Paragenese Olivin + Tremolit. Diese zeigt einen etwas höheren Metamorphosegrad an, als im C. Sgiu-Serpentinit erreicht wurde.

ZUSAMMENFASSUNG DER WICHTIGSTEN ARBEITSERGEBNISSE

1) Chlorit-Magnetit-Schiefer sind auf Grund der Gehalte an Neben- und Spurenelementen aus tholeiitischen Basalten entstanden. Für den gesamten Serpentinitkomplex erscheint daher eine Herkunft aus ozeanischer Kruste möglich, ähnlich wie für andere ultramafische Körper in der Adula-Decke gefordert (EVANS, TROMMSDORFF & RICHTER, 1979).
2) Durch die Spurenanalyse können zwei Typen von Rodingiten unterschieden werden, die einerseits durch Ca-Metasomatose aus basaltischen Gesteinen (z. B. KEUSEN, 1972), anderseits durch Al-Zufuhr aus Pyroxeniten entstanden sind; das Spurenspektrum wird von Rodingitisierung und Metamorphose nicht oder nur unwesentlich verändert. Die Rodingitbildung kann nicht durch einen Prozess erklärt werden und ist nicht einzeitig.
3) Die Zusammensetzung der getrübten, vielfach verzwillingten Klinopyroxene (Cpx 1) mit einem Plateau bei 1.6% Jd und 2.9% Ac (0% CaTs) entspricht nicht der von primären Klinopyroxenen in Pyroxeniten (PETERS, 1968). Zonierung und Mineralchemie von Cpx 1 sind gleich wie in Klinopyroxenen aus den Granat-Lherzoliten der Cima di Gagnone (EVANS & TROMMSDORFF, 1978). Cpx 1 stellt vielleicht ein Relikt einer vortertiären Hochdruckmetamorphose dar. Chromitkerne in Magnetit-Körnern können als primärmagmatisch angesehen werden (z. B. BLISS & MAC LEAN, 1975); solche Spinellzusammensetzungen sind jedoch auch für Ultramafitite in der höheren Amphibolitfazies typisch (EVANS & FROST, 1975).
4) Während der tertiären alpidischen Metamorphose kristallisiert der Serpentinitstock unter Einstellung von Gleichgewichten (texturell, Elementverteilung) um, die pT-Bedingungen zur Bildung der Paragenese Forsterit-Tremolit werden jedoch nicht erreicht. X_{CO_2} des Fluids nimmt gegen den Aussenrand zu; Stofftransport kann in der äussersten Randzonierung nachgewiesen werden (z. B. Ca, Al, Fe, Si).
5) Das retrograde Paar Antigorit-Brucit steht im Gleichgewicht, $K_{D\,(Mg)}(0.68)$ ist deutlich höher als der Literaturwert (0.5, EVANS & TROMMSDORFF, 1972). Mit Brucit koexistierende Chrysotile zeigen hingegen eine stark schwankende Elementverteilung.

	C 86	C 12A	C 25C	C 37	C 42	C 14	ROD A	ROD B	ROD F	ROD H
SIO2	38.51	41.49	53.85	48.52	26.08	38.52	37.08	38.30	33.79	34.66
TIO2	.02	.02	.05	.03	1.71	.02	.06	.05	1.20	1.24
AL2O3	.39	.70	.87	1.00	17.40	.84	18.27	18.87	21.05	23.67
FE2O3	3.46	2.49	7.22	2.33	3.80	6.06	1.75	.26	4.41	6.09
FEO	3.44	2.68	-0.00	1.79	8.50	-0.00	4.40	5.66	5.06	3.10
MNO	.11	.10	.15	.15	.18	.05	.24	.29	.45	.20
MGO	47.19	40.18	21.57	26.21	27.60	31.54	6.92	4.98	8.09	6.37
CAO	.01	.12	12.53	14.16	.97	.08	24.84	27.22	19.10	18.78
NA2O	0.00	0.00	.31	.01	.02	.06	.03	0.00	.01	0.00
K2O	0.00	0.00	.01	0.00	0.00	0.00	.07	.08	.03	.03
P2O5	.02	.02	.02	.02	.69	.02	.02	.02	.23	.22
H2O+	5.72	11.53	2.66	4.97	12.11	21.36	5.35	1.92	5.87	4.77
CR2O3	.40	.32	.33	.27	.05	.35	0.00	0.00	0.00	0.00
NIO	.39	.41	.05	.20	.01	.30	.01	.01	0.00	0.00
TOTAL	99.66	100.06	99.62	99.66	99.12	99.20	99.04	97.66	99.29	99.13

TRACE ELEMENTS IN PPM											DETECTION LIMITS
NB	0.	0.	0.	0.	7.	0.	0.	0.	0.	0.	3.0
ZR	0.	0.	0.	0.	227.	0.	0.	0.	118.	110.	4.0
Y	0.	0.	0.	0.	22.	0.	0.	0.	10.	8.	4.0
SR	0.	0.	33.	9.	92.	0.	340.	186.	773.	2154.	4.0
U	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.6
RB	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	4.0
TH	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	6.0
PB	0.	0.	2.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	11.	6.0
GA	0.	0.	5.	3.	9.	0.	6.	5.	11.	15.	2.0
ZN	28.	22.	27.	17.	82.	30.	12.	4.	42.	33.	5.0
CU	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	7.0
NI	1365.	2187.	359.	1165.	80.	1549.	68.	81.	15.	16.	7.0
CO	78.	76.	56.	53.	82.	62.	24.	21.	38.	32.	6.0
CR	2278.	1774.	2368.	2161.	448.	2550.	22.	51.	22.	19.	10.0
V	11.	6.	102.	11.	49.	25.	134.	138.	222.	214.	3.0
CE	0.	0.	0.	0.	70.	0.	0.	0.	37.	37.	23.0
ND	0.	0.	0.	0.	39.	0.	0.	0.	25.	19.	12.0
BA*	0.	0.	0.	0.	18.	0.	0.	0.	0.	0.	11.0
BA	0.	0.	6.	0.	0.	0.	0.	0.	11.	22.	2.0
LA	0.	0.	0.	0.	18.	0.	0.	0.	0.	0.	12.0
SC	7.	6.	53.	0.	79.	9.	4.	0.	14.	13.	.4
S	362.	150.	9.	474.	0.	486.	0.	0.	0.	0.	16.0
TOTAL	4630.	4221.	3020.	3894.	1312.	4711.	609.	486.	1338.	2704.	

MAX. REL. ERRORS IN XRF-ANALYSIS BASED MAINLY ON CALIBRATION:

OXIDES IN WEIGHT PERCENT :
TOTAL OF 100=+- 1 0/0, 50=+- 1 0/0, 10=+- 2 0/0, 5=+- 3 0/0, 1=+- 5 0/0
TRACE ELEMENT CONCENTRATIONS IN PPM:
1000=+- 5 0/0, 100=+- 10 0/0, 10=+- 20 0/0, 1=+- 50 0/0
PLEASE NOTE: USE CR- AND NI-VALUES FROM TRACE ELEMENT CONCENTRATIONS ; CORRECTED FOR MASS ABSORPTION

Tab. 3: Chemismus der wichtigsten Gesteine des C. Sgiu-Serpentinites. Die Analysen wurden mit einem vollautomatischen Röntgenfluoreszenzspektrometer Philips PW 1450 (EMPA Dübendorf) ausgeführt. FeO wurde titrimetrisch mit $KMnO_4$ bestimmt, in den Rodingiten und im Forsteritfels C 86 wurde nach dem Verfahren von PETERS (1968) eine kolorimetrische Bestimmung durchgeführt. H_2O (enthält Spuren von S sowie CO_2) wurde aus dem Glühverlust und der Oxidation von Eisen errechnet. Die Eichung der Spurenelementanalyse erfolgte mit den üblichen USGS Gesteinsstandards, die Auswertung mit dem Programm «Trace» (NISBET, DIETRICH & ESENWEIN, 1979) nach der Methode von FEATHER & WILLIS (1976). Ba* = Ba_{L2} auf LiF 220 gemessen. Die Cr- und Ni-Werte der Spurenelementanalyse sind für Massenabsorption korrigiert.
C 86: Forsterit-Fels. C 12A: Antigorit-Forsterit-Schiefer. C 37: Diopsid-Tremolit-Antigorit-Schiefer. C 25C: Diopsid-Tremolit-Fels. C 42: Magnetit-Chlorit-Schiefer. C 14: Magnesit-Talk-Schiefer. Rod A + Rod B: Rodingite in pyroxenitischen Gesteinen (Rodingit II). Rod F + Rod H: Rodingite in Magnetit-Chlorit-Schiefern (Rodingit I).

Gew.-%	C 47[1]	C 47[2]	C 86[3]	C 86[4]	C 47[5]	C 86[6]	C 86[7]	C 86[8]	C 47[9]	C 12a[10]	
SiO_2	41.82	41.77	42.14	---	43.77	43.84	44.13	43.39	.43	54.06	$CaCO_3$
TiO_2	.02	---	---	---	---	---	---	---	95.22	44.52	$MgCO_3$
Al_2O_3	---	---	---	---	1.21	.68	.64	.01	3.76	1.04	$FeCO_3$
Cr_2O_3	.02	---	.01	---	.22	.24	.25	---	.48	.43	$MnCO_3$
FeO^{tot}	5.74	5.27	3.18	1.81	2.53	1.47	1.46	.99			
MnO	.21	.20	.15	.23	.01	.02	.01	.02	99.89	100.05	Total
NiO	.18	.24	.24	.06	.05	.09	.09	.07			
MgO	52.68	52.58	54.31	67.21	40.25	41.08	40.87	42.36			
CaO	.01	---	.01	---	.01	.01	.01	---	.367	49.976	$CaCO_3$
H_2O^*				30.00	12.70	12.70	12.70	13.00	96.502	48.850	$MgCO_3$
									2.774	.831	$FeCO_3$
Total	100.68	100.06	100.06	99.33	100.74	100.12	100.15	99.86	.356	.343	$MnCO_3$
Si	1.000	1.002	1.002	---	2.03	2.03	2.04	2.01			
Al	---	---	---	---	.07	.04	.03	---			
Ti	---	---	---	---	---	---	---	---			
Cr	---	---	---	---	.01	.01	.01	---			
Fe	.115	.106	.063	.01	.10	.06	.06	.04			
Mn	.004	.004	.003	---	---	---	---	---			
Ni	.004	.005	.005	---	---	---	---	---			
Mg	1.877	1.881	1.925	.99	2.78	2.84	2.82	2.94			
H				1.97	3.92	3.93	3.92	4.02			

Tab. 4: Mikrosondeanalysen von Mineralen aus Antigorit-Forsterit-Schiefern (C 47, C 12a) und Forsterit-Felsen. Olivin normiert auf O = 4, Brucit normiert auf O = 2, Antigorit und Chrysotil normiert auf O = 9. H_2O^* = stöchiometrisch.

1) bis 3) Olivine: 1) Gesteinsbildend 2) Kluftolivin 3) Gesteinsbildend
4) Brucit aus Antigorit-Brucit-Ader
5) bis 7) Antigorite: 5) Gesteinsbildend 6) Retrograd, koexistierend mit 4) 7) Gesteinsbildend
8) Chrysotil aus Chrysotil-Brucit-Ader
9) und 10) Karbonate: 9) Magnesit als Nebengemengteil 10) Dolomit an s-Fläche.

Gew.-%	C 59[1)]	C 58[2)]	C 58[3)]	C 10a[4)]	C 37[5)]	C 59[6)]	C 58[7)]	C 59[8)]	C 59[9)]	C 58[10)]
SiO_2	55.53	56.00	57.75	42.03	42.97	30.27	29.67	54.10	54.00	54.73
TiO_2	.02	.02	.03	---	---	.03	.05	---	---	---
Al_2O_3	1.78	1.05	.25	3.06	1.43	16.30	15.59	.26	.13	.05
Cr_2O_3	.13	---	.02	.29	.14	.57	2.61	.17	.08	---
FeO^{tot}	4.43	3.39	1.30	5.61	3.43	8.66	6.98	6.44	4.08	2.37
MnO	.16	.11	.11	.17	.12	.08	.11	.08	.20	.16
NiO	n.b.	n.b.	n.b.	.08	.08	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	21.23	22.28	23.65	36.07	39.02	30.32	31.74	14.89	16.20	17.53
CaO	12.99	13.15	13.39	---	.27	.02	.03	24.14	24.30	25.26
Na_2O	.53	.29	.12	n.b.	n.b.	---	.05	.47	.25	.04
K_2O	.06	.10	.02	n.b.	n.b.	---	.02	---	---	---
H_2O^*	2.20	2.20	2.20	12.70	12.70	13.00	13.00			
Total	99.06	98.60	98.83	100.01	100.16	99.25	99.85	100.55	99.24	100.14
Si	7.75	7.79	7.94	1.98	2.01	5.86	5.72	1.996	1.997	1.992
Al	.29	.17	.04	.17	.08	3.72	3.54	.011	.006	.002
Ti	---	---	---	---	---	---	.01	---	---	---
Cr				.01	.01	.09	.40	.005	.003	---
Fe^{3+}	.16	.21	.08	.22*)	.13*)	1.40*)	1.13*)	.199*)	.126*)	.072*)
Fe^{2+}	.36	.18	.07							
Mn	.02	.01	.01	.01		.01	.02	.003	.006	.005
Ni				---	---					
Mg	4.42	4.62	4.85	2.54	2.72	8.73	9.12	.819	.893	.951
Ca	1.94	1.96	1.97	---	---	---	.01	.954	.963	.985
Na	.14	.08	.03			---	---	.034	.018	.003
K	.01	.02	---			---	---	---	---	---
H	2.04**)	2.04**)	2.02**)	4.00	3.96	17.29	17.29			

Tab. 5: Mikrosondeanalysen von Mineralen aus Diopsid-Tremolit-Felsen. Tremolit normiert mit einem Programm von BRADY (1973) (nach STOUT, 1972) auf Kationen ohne Ca und Alkalien = 13. Antigorit normiert auf O = 9. Chlorit normiert auf O = 18. Diopsid normiert auf O = 6. H_2O^* = stöchiometrisch. *) Fe^{tot} **) OH.

1) bis 3) Tremolit: 1) Trem 2) Trem 1, Rand 3) Trem 1, Zentrum, gleiches Korn wie 2)
4) und 5) Antigorit: 4) Gesteinsbildend 5) aus der Paragenese Diopsid-Tremolit-Antigorit
6) und 7) Chlorit: 6) Gesteinsbildend 7) Chrompyknochlorit aus Chromchlorit-Magnetit-Knollen
8) bis 10) Diopsid: 8) Cpx 1, Plateau 9) Cpx 1, Rand, gleiches Korn wie 8) 10) Cpx 2.

Gew.-%	C 58[1]	C 58[2]	3)	4) C 85	5)	6)	C 47[7]	C10a[8]	C10a[9]	C12a[10]	
SiO_2	.05	.04	.06	.04	.04	.04	.05	.02	.04	.11	Mg
TiO_2	.41	.48	.03	.06	.07	.18	29.29	27.48	44.54	.70	Fe
Al_2O_3	---	---	---	---	---	6.13	37.17	40.10	2.01	65.97	Ni
V_2O_3	.15	.18	.08	.06	.07	.24	.10	---	---	.08	Cu
Cr_2O_3	1.66	1.57	7.43	12.93	22.64	57.77	.05	---	---	.02	Zn
Fe_3O_4	97.09	97.17	87.98	81.41	70.74	25.43	---	---	---	---	Pb
MnO	.13	.14	.42	.71	1.13	1.26	33.45	33.17	53.57	33.06	S
NiO	.33	.35	.54	.54	.40	.07					
MgO	.11	.18	3.23	4.07	5.01	9.24					
							100.11	100.77	100.16	99.83	Total
Total	99.93	100.11	99.77	99.81	100.10	100.36					
$FeO^{kalk.}$	31.06	30.99	24.76	23.43	22.37	20.19	.015	.009	.002	.004	Mg
$Fe_2O_3^{kalk.}$	65.94	66.10	63.50	58.17	48.32	3.88	4.022	3.806	.955	.012	Fe
							4.855	5.282	.041	1.090	Ni
							.011	---	---	.001	Cu
Si	.015	.012	.018	.013	.011	.012	.005	---	---	---	Zn
Ti	.095	.111	.007	.014	.015	.037	---	---	---	---	Pb
Al	---	---	---	---	---	1.990	8.000	8.000	2.000	1.000	S
V	.037	.045	.018	.015	.018	.052					
Cr	.405	.380	1.755	3.029	5.249	12.584	1	1	1	1	Fe
Fe^{3+}	15.298	15.294	14.283	12.977	10.664	.804	1.207	1.388	0.043	90.83	Ni
Fe^{2+}	8.008	7.968	6.190	5.808	5.487	4.652					
Mn	.034	.037	.107	.179	.281	.294					
Ni	.081	.086	.131	.128	.094	.016					
Mg	.048	.084	1.439	1.798	2.191	3.797					

Tab. 6: Mikrosondeanalysen von Erzmineralen. Magnetit-Chromit normiert auf O = 32. Pentlandit normiert auf S = 8. Pyrit normiert auf S = 2. Millerit normiert auf S = 1.

1) Gesteinsbildender Magnetit aus einem Diopsid-Tremolit-Fels.
2) Magnetit aus Magnetit-Chromchlorit-Knollen; selbes Gestein wie oben.
3) bis 6) Zonierter Magnetit-Chromit aus einem Forsterit-Fels: 3) Alpidisch neugesprosster Magnetitrand 4) und 5) Diffusionszone 6) Voralpidischer Chromitkern.
7) Pentlandit aus einem Antigorit-Forsterit-Fels.
8) Pentlandit aus einem Diopsid-Tremolit-Fels.
9) Pyrit; selbes Gestein wie oben.
10) Millerit aus einem Antigorit-Forsterit-Schiefer.

Gew.-%	C 73c[1]	C 73c[2]	C 88c[3]	C 88c[4]	C 88c[5]	C 73c[6]	C 14[7]	Gew.-%	Mg 28j[8]	C 14[9]	Gew.-%
SiO_2	54.45	56.76	57.00	57.36	28.33	60.77	61.67	SiO_2	37.16	.80	$CaCO_3$
TiO_2	.06	.04	---	.01	.08	.03	.02	TiO_2	3.21	86.59	$MgCO_3$
Al_2O_3	2.53	.43	.55	.41	17.30	.17	.02	FeO	5.54	12.19	$FeCO_3$
Cr_2O_3	.52	.11	.41	.26	2.24	---	---	MnO	.28	.09	$MnCO_3$
FeO^{tot}	6.38	5.08	5.08	5.07	12.85	4.37	1.81	MgO	50.90		
MnO	.28	.29	.19	.22	.07	.05	---	F	<.02	99.67	Total
MgO	19.18	21.10	21.37	21.86	25.39	27.88	30.40	$H_2O^{b)}$	2.91		
CaO	12.31	12.72	12.67	12.57	.05	.02	---				
Na_2O	.40	.18	.20	.17	.01	.03	.02			Mol.-%	
K_2O	.03	.03	.02	.02	.02	---	---	Total	100.00		
$H_2O^{a)}$	2.20	2.20	2.20	2.20	13.00	5.00	5.00				
Total	98.36	98.93	99.68	100.16	99.34	98.32	98.94	Si	3.95	.704	$CaCO_3$
								Ti	.26	90.003	$MgCO_3$
								Fe	.55	9.224	$FeCO_3$
Si	7.72	7.91	7.89	7.86	5.60	**7.93**	**7.92**	Mn	.03	.069	$MnCO_3$
Al	.42	.07	.09	.07	4.03	.03	---	Mg	8.05		
Ti	.01	---	---	---	.01	---	---	H	2.05		
Cr					.35	---	---				
Fe^{3+}	.26	.24	.32	.47	2.12*)	.48*)	.19*)				
Fe^{2+}	.50	.35	.27	.11							
Mn	.03	.03	.02	.03	.01	.01	---				
Mg	4.06	4.38	4.41	4.47	7.48	5.42	5.82				
Ca	1.87	1.90	1.88	1.85	.01	---	---				
Na	.11	.05	.05	.05	---	.01	---				
K	.01	---	---	---	.01	---	---				
OH	2.08	2.05	2.03	2.01	17.29**)	4.38**)	4.38**)				

Tab. 7: Mikrosondeanalysen von Mineralen aus Ophikarbonaten und Randgesteinen. Tremolit normiert auf FM = 13 (siehe Text Tab. 5). Chlorit normiert auf O = 36. Talk normiert auf O = 24. Titanklinohumit normiert auf O = 18. a) stöchiometrisch b) Differenz auf 100 *) Fe^{tot} **)H.
1) bis 4) Tremolit aus Tremolit-Talk-Schiefer C 73c und Chlorit-Tremolit-Schiefer C 88c 1) und 3) Rand 2) und 4) Mitte
5) Chlorit
6) und 7) Talk
8) Titanklinohumit aus einer Kalzit-Titanklinohumit-Ader im Antigorit-Schiefer Mg 28j
9) Magnesit aus Magnesit-Talk-Schiefer C 14

Gew.-%	Rod H[1]	Rod F[2]	Rod B[3]	Rod B[4]	Rod H[5]	Rod A[6]	Rod I[7]	Rod A[8]	Rod H[9]	Rod E[10]	Rod B[11]	Gew.-%
SiO_2	38.23	37.70	38.76	27.13	27.53	54.03	53.08	38.72	38.08	99.49	98.50	$CaCO_3$
TiO_2	.20	.05	.04	---	.05	.03	.33	.05	.60	---	.60	$MgCO_3$
Al_2O_3	28.27	24.52	29.28	22.09	20.26	.61	2.04	22.36	19.53	.21	.34	$FeCO_3$
Cr_2O_3	---	---	.01	---	---	---	---	n.b.	n.b.	.17	.24	$MnCO_3$
Fe_2O_3	5.78	10.59	5.24	9.06[a]	10.52[a]	2.94[b]	2.60[b]	6.85[b]	10.03[b]			
MnO	.17	.05	.02	.23	.45	.11	.06	.50	.67			
MgO	.06	.06	.14	27.74	27.66	16.17	15.28	.97	.27	99.87	99.68	Total
CaO	23.87	23.80	24.59	.08	.07	25.35	25.68	30.43	30.22	<.004	<.004	SrO
SrO	.55	n.b.	n.b.	n.b.	<.004	n.b.	<.004	n.b.	n.b.			
Na_2O	---	---	.01	---	---	---	---			Mol.-%		
K_2O	---	---	.01	.01	.02	---	---					
H_2O^*	2.00	2.00	2.00	13.00	13.00			99.88	99.40			
						99.24	99.07			99.670	98.787	$CaCO_3$
Total	99.13	98.27	100.10	99.34	99.56					---	.712	$MgCO_3$
										.185	.294	$FeCO_3$
										.145	.207	$MnCO_3$
Si	2.999	3.005	2.991	5.216	5.317	1.989	1.957	5.910	5.960			
Al	2.613	2.304	2.662	5.005	4.610	.026	.088	4.022	3.602			
Ti	.012	.003	.002	---	.008	.001	.009	.007	.071			
Cr	---	---	.001	---	---	---	---					
Fe^{3+}	.341	.635	.304	1.380[c]	1.610[c]	.090[d]	.080[d]	.875[d]	1.313[d]			
Mn	.012	.004	.001	.038	.073	.004	.002	.065	.091			
Mg	.007	.007	.016	7.948	7.961	.887	.840	.220	.064			
Ca	2.006	2.033	2.032	.015	.015	1.000	1.014	4.975	5.068			
Na	---	---	.001	---	---	---	---					
K	---	---	.001	.002	.004	---	---					
H	1.046	1.063	1.029	16.669	16.745							

Tab. 8: Mikrosondeanalyse von Mineralen aus Rodingiten. Klinozoisit-Epidot normiert auf O = 13. Chlorit normiert auf O = 36. Diopsid normiert auf O = 6. Granat normiert auf O = 24. H_2O^* = stöchiometrisch. a) Fe_4O_5 b) FeO c) Fe^{tot} d) Fe^{2+}.

1) Klinozoisit
2) Epidot
3) Klinozoisit
4) und 5) Chlorite
6) und 7) Diopside
8) und 9) Granat
10) Kalzit aus spätem Karbonatgang
11) Kalzit, gesteinsbildend.

Danksagung

Diese Arbeit wurde während eines Aufenthaltes als eidg. Bundesstipendiat am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH-Zürich auf Anregung und unter Leitung von Prof. V. Trommsdorff durchgeführt. Ihm gilt mein besonderer Dank, weiters danke ich den Herren PD Dr. V. Dietrich, H.R. Pfeifer, J. Sommerauer und A. Zingg für Diskussionen, Anregungen und Kritik. Danksagen möchte ich auch Herrn A. Esenwein (EMPA Dübendorf), der Eidgenossenschaft für die Gewährung des Stipendiums und den Institutsmitgliedern für die überaus freundliche Aufnahme.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Bliss, N.W. and W.H. Mac Lean (1975): The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 973–990.

Brady, J. (1973), ms: Program AMPHIBOL. This program recalculates amphibole analyses eight different ways utilizing various limiting stoichiometric assumptions. Programmbibliothek IKP-ETH Zürich.

Eckstrand, O.R. (1975): The Dumont Serpentinite: A Model for Control of Nickeliferous Opaque Mineral Assemblages by Alteration Reactions in Ultramafic Rocks. Econ. Geol. *70*, 183–201.

Egli, W. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin). Diss. Nr. *3766* ETH-Zürich, 159 S.

Ernst, W.G. (1977): Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. J. Petrol. *18*, 371–398.

Evans, B.W. and B.R. Frost (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 959–972.

Evans, B.W., W. Johannes, W.H. Oterdoom, and V. Trommsdorff (1976): Stability of chrysotil and antigorite in the serpentine multisystem. SMPM *56*, 79–93.

Evans, B.W. and V. Trommsdorff (1970): Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system CaO-MgO-SiO_2-H_2O. SMPM *50*, 481–492.

Evans, B.W. und V. Trommsdorff (1972): Der Einfluss des Eisens auf die Hydratisierung von Duniten. SMPM *52*, 251–256.

Evans, B.W. and V. Trommsdorff (1978): Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. Earth Planet. Sci. Lett. *40*, 333–348.

Evans, B.W., V. Trommsdorff and W. Richter (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. Amer. Mineral. *64*, 15–31.

Feather, C.E. and J.P. Willis (1976): A Simple Method for Background and Matrix Correction of Spectral Peaks in Trace Element Determination by X-Ray Fluorescence Spectrometry. X-Ray Spectrometry *5*, 41–48.

Frey, M. (1968): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF *137*, 160 S.

Frost, B.R. (1975): Contact Metamorphism of Serpentinite, Chloritic Blackwall and Rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. J. Petrol. *16*, 272–313.

Herrmann, A.G. (1970): Ytrium and Lanthanides. Handbook of Geochemistry (K.H. Wedepohl, ed.) Springer Verlag Berlin – Heidelberg.

Hey, M.H. (1954): A new review of the chlorites. Mineral. Mag. *30*, 277–292.

HOLDAWAY, M.J. (1972): Thermal Stability of Al-Fe Epidote as a Function of f_{O_2} and Fe-Content. Contr. Mineral. Petrol. *37*, 307–340.

HOSCHEK, G. (1969): The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. Contr. Mineral. Petrol. *22*, 208–232.

KEUSEN, H.R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafititkomplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen). SMPM *52*, 385–478.

KLEIN, H.-H. (1976): Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano-Decke). SMPM *56*, 457–471.

KUNZE, G. (1961): Antigorit. Strukturtheoretische Grundlagen und ihre praktische Bedeutung für weitere Serpentin-Forschung. Fortschr. Mineral. *39*, 206–324.

LENTSCH, G. (1968): Der normative Mineralbestand in Mafititen. N. Jb. Mineral. Mh. *1968*, 306–320.

NISBET, E.G., V.J. DIETRICH and A. ESENWEIN (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. Fortschr. Mineral. *57*, 264–279.

OTERDOOM, W.H. (1978): Tremolite- and diopside-bearing serpentine assemblages in the CaO-MgO-SiO_2-H_2O multisystem. SMPM *58*, 127–137.

PETERS, A. (1968): Ein neues Verfahren zur Bestimmung von Eisen (II) oxid in Mineralen und Gesteinen. N. Jb. Mineral. Mh. *1968*, 119–125.

PETERS, TJ. (1968): Distribution of Mg, Fe, Al, Ca, and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalp Serpentinite (Davos, Switzerland) and the alpine metamorphosed Malenco Serpentinite (N. Italy). Contr. Mineral .Petrol. *18*, 65–75.

PFEIFER, H.-R. (1979): Fluid-Gesteins-Interaktionen in metamorphen Ultramafititen der Zentralalpen. Diss. *6379*, ETH-Zürich.

VAN DER PLAS, L. (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. Leidse geol. Meded. *24*, 415–598.

STOUT, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. J. Petrol. *13*, 99–145.

TROMMSDORFF, V. and B.W. EVANS (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. SMPM *54*, 333–354.

TROMMSDORFF, V. and B.W. EVANS (1977a): Antigorite-Ophicarbonates: Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2. Contr. Mineral. Petrol. *60*, 39–56.

TROMMSDORFF, V. and B.W. EVANS (1977b): Antigorite-Ophicarbonates: Contact metamorphism in Valmalenco, Italy. Contr. Mineral. Petrol. *62*, 301–312.

TROMMSDORFF, V. and B.W. EVANS (1980): Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in Antigorite Rocks (Malenco, Italy). Contr. Mineral. Petrol., *72*, 229–242.

Manuskript erhalten 14. Januar 1980