

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 49

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

**Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner
Serpentiniten**

EIN BEITRAG ZUR KENNTNIS DER ALPINEN METAMORPHOSEN
UND DES GEBIRGSBAUES IM SÜDLICHEN GRAUBÜNDEN

VON

VOLKER DIETRICH

KOMMISSIONSVERLAG: KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1972

DRUCK: ASCHMANN & SCHELLER AG, BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU, ZÜRICH

Vorwort

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 15. Januar 1972 lag der Kommission ein Manuskript von Dr. V. Dietrich «Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen Metamorphosen und des Gebirgsbaues im südlichen Graubünden» vor. Es handelt sich um eine gekürzte Fassung seiner Habilitationsarbeit an der ETH Zürich. Die Studie geht von einer eingehenden Behandlung der bisher nur ganz lückenhaft bekannten Vererzungen in ultrabasischen Gesteinen des Oberhalbsteins aus. Besonders gründlich werden ihre silikatischen Begleitparagenesen, ganz speziell auch die Serpentinminerale und ihre Beziehungen zur regionalen Metamorphose, untersucht.

Die Kommission freut sich, die Arbeit, die sich zahlreichen heute im Vordergrund der Forschung stehenden Fragen widmet, für den Druck in der Geotechnischen Serie der «Beiträge zur Geologie der Schweiz» entgegenzunehmen. Sie dankt dem Autor vielmals für diesen wertvollen Beitrag zur Geologie Graubündens.

An die Druckkosten gewährte der Stefano-Frascini-Fonds der ETH einen namhaften Beitrag, für den auch die Kommission den besten Dank ausspricht.

Zürich, Oktober 1972.

Für die Schweiz. Geotechnische Kommission
Der Präsident: *Prof. F. de Quervain*

Inhalt

Vorwort	5
Zusammenfassung – Abstract – Résumé	7
Kapitel I: Die Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen	12
A. Geschichtlicher Überblick	12
B. Geologischer Überblick	19
C. Beschreibung der Erzvorkommen	21
Die Vorkommen der nördlichen Gruppe (Nr. 1 bis 4), Tiefencastel-Mühlen	21
Die Vorkommen der mittleren Gruppe (Nr. 5 bis 15), Mühlen-Bivio	25
Die Vorkommen der südlichen Gruppe (Nr. 16 bis 22), Bivio-Lunghinpaß	40
Weitere kleine Erzvorkommen (Pentlandit, Pyrit, Chromspinell, Ni-Vorkommen)	46
D. Zusammenstellung des erzmineralogischen Inhaltes aller Vorkommen und Ausscheidungsfolgen	48
Kapitel II: Petrographie und spezielle Mineralogie	52
Die Serpentine	52
A. Maschenserpentine (Lizardit/Chrysotil)	52
Olivin (Lizardit/Chrysotil-Maschen)	53
Diallag und Orthopyroxen	54
Kluftminerale (Calcit, Dolomit, Magnesit und Brucit)	55
B. Übergangsbildungen (Lizardit-Chrysotil-Serpentine – Antigorit-Serpentine).	56
C. Gitterserpentine (Antigorit/Chrysotil).	58
Kluftminerale	60
Chemismus der Serpentine	60
D. Ophicalcite und Ophidolomite	62
E. Die Serpentin-Mineralien	62
Chrysotil (Ortho- und Klinochrysotil)	64
6-layer Orthochrysotil	65
Lizardit	68
Antigorit	69
Kluft-Antigorite (Antigorit – Septochlorit – Greenalith)	71
F. Die Kalksilikate	74
Andradit	74
Ilvait	76
Diopsid	79
Aktinolith	82
G. Die Erzminerale	83
Chromspinell-Magnetit	83
Magnetit	88
Ilmenit	89
Sphalerit	90
Millerit	91
Heazlewoodit	92
Pentlandit	92
Linneitgruppe (Linneit, Violarit und Polydymit)	94
Bravoit	95
Pyrrhotin	96

Markasit	101
Pyrit	103
Chalkopyrrhotin	104
Chalkopyrit	104
Cubanit	105
Bornit	105
Idait	106
Covellin	106
Neodigenit	107
Chalkosin	107
Vallerit	107
Malachit	108
Goethit	108
Kapitel III: Die Genese der Vererzungen	109
A. Stellung der Vererzungen innerhalb der Oberhalbsteiner Ophiolithe	109
B. Genese der Serpentine	109
C. Orthomagmatische Oxid- und Sulfidausscheidungen	111
D. Oxid- und Sulfidausscheidungen während der Serpentinisierung	112
E. Die Kalksilikat-Antigorit/Greenalith-Phase in Zusammenhang mit den Hauptausscheidungen von Oxiden und Sulfiden	113
F. Postdeformative Mineralumwandlungen und Neubildungen	118
G. Stellung der Vererzungen zur Metamorphose und zum Gebirgsbau	118
Literaturverzeichnis	121
Historische Literatur	121
Geologisch-petrographisch-mineralogisch-kristallographische Literatur	121
Kartenverzeichnis	128

Vorwort

Zwei wichtige Probleme, der Gebirgsbau und die Metamorphose der Gesteine, beschäftigen die Geologen und Petrographen seit dem Beginn ihrer Forschungen in den Alpen.

Die Gebirge Graubündens, die aufgrund der geologischen, petrographischen und mineralogischen Vieltätigkeit zu den interessantesten Studienobjekten der Alpen zählen, stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit, welche auf der Grundlage der regionalen, geologischen Kartierung des Platta-Gebietes (etwa 100 km²) im Oberhalbstein in den Jahren 1963 bis 1968 beruht. Die geologisch-petrographische Karte wurde im Maßstab 1:10000 aufgenommen und auf die Neue Landeskarte der Schweiz 1:25000, Blatt 1256 (Bivio), und Blatt 1276 (Val Bregaglia) umgezeichnet. Sie ist bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert.

Zwischen Chur und St. Moritz verläuft im Gebirgsbau eine bedeutende Nord-Süd-Trennung. Eine Grenzzone (Totalpsersperntin-Aroser-Zone/Platta-Decke, Fig. 1), ausgefüllt mit Ophiolithen, jungen mesozoischen Sedimenten und vereinzelt Kristallinrelikten, trennt die liegenden, nach Südosten abtauchenden Kristallin- und Sedimentmassen der penninischen Decken von den überlagernden Gesteinsmassen der ostalpinen Decken.

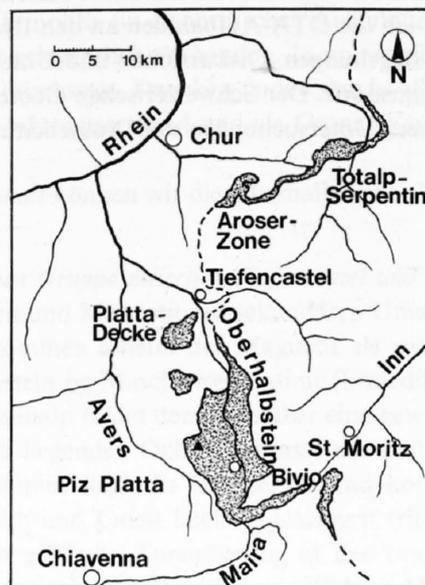


Fig. 1. Die Ophiolithe im südöstlichen Graubünden (Totalpsersperntin – Aroser-Zone – Platta-Decke).

Unter «Ophiolithen» versteht man eine genetische Einheit von Serpentiniten, Meta-Gabbros und Diabasen (Spilite), die nach ihren Chemismen, Mineralbeständen und Strukturen als Umwandlungsprodukte ehemaliger Basalte, Gabbros und Peridotite (Lherzolithe) gedeutet werden. Diese Gesteine gelangten ursprünglich als basische Magmen und ultrabasische Massen längs Bruch- und Schwächezonen aus größeren Erdtiefen (z. T. als partielle Schmelzen aus dem Oberen Mantel) in meist wenig mächtige, wahrscheinlich noch unverfestigte Sedimente eines sehr heterogenen submarinen Ablagerungsraumes. Möglicherweise war dieses Geschehen mit dem Beginn gebirgsbildender Vorgänge und einer Metamorphose verknüpft.

Die vorliegende Arbeit umfaßt vor allem die Petrographie und Mineralogie der Oberhalbsteiner Serpentinite und ihrer sulfidischen Vererzungen. Gerade die enge Verwachsung zwischen Sulfiden, Oxiden und Silikaten innerhalb dieser schwach metamorphosierten ultrabasischen Gesteine gibt uns wichtige neue Hinweise für die Interpretation der Serpentinisierung und der Metamorphose. Die regionale Verteilung der Serpentinminerale, insbesondere das verschiedenartige Auftreten des Antigorites im Oberhalbstein, läßt die Mg-Phyllosilikate als wichtige metamorphe Indexminerale erscheinen. Mit ihrer Hilfe können komplizierte tektonische Probleme in den Ophiolithen gelöst werden.

Auf Anregung und Wunsch des Präsidenten der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, Herrn Professor Dr. F. de Quervain, begann ich 1965 mit der detaillierten Aufnahme und erzmineralogischen Untersuchung der Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen, die im Gegensatz zu den Manganvorkommen in den Radiolariten völlig unbearbeitet geblieben waren. Die Feldaufnahmen erstreckten sich mit Unterbrüchen bis zum Sommer 1971. Alle Untersuchungen wurden am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich ausgeführt.

Herrn Professor de Quervain, dessen Mitarbeiter und Assistent ich bis 1970 war, möchte ich für seine hilfreichen Anregungen und Diskussionen herzlich danken. Mein bester Dank gilt auch Herrn Professor Dr. F. Laves, dessen Assistent ich seit 1970 bin, sowie den Herren Professoren Dr. M. Grünenfelder und Dr. R. Steiger. Sie standen meinen Arbeiten stets wohlwollend und hilfsbereit gegenüber und vermittelten mir eine interessante petrographische und mineralogische Lehrtätigkeit.

Folgenden Persönlichkeiten sei für die Hilfe und Mitwirkung an verschiedenen Arbeiten recht herzlich gedankt: Herr Professor Dr. M. Weibel und Herr R. Heusser fertigten sämtliche chemischen Gesteins- und Mineralanalysen an. Die Herren R. Gubser und J. Sommerauer halfen mir bei der Mineralbestimmung mit der Elektronenmikrosonde. Herr E. Schärli präparierte eine große Anzahl von Dünn- und Anschliffen. Eine große Hilfe bei kristallographischen und mathematischen Problemen war mir Fräulein Dr. R. Grieb. Herrn Dr. Müller-von Moos und seinem Mitarbeiter Herrn A. Rub sowie Herrn PD Dr. G. Bayer und seinem Mitarbeiter Herrn W. Hirsiger verdanke ich die DTA-Aufnahmen an den Ilvaiten und den Serpentinmineralien. Gern denke ich an viele gemeinsame Begehungen, Diskussionen und Untersuchungen mit den Herren Professoren Dr. Tj. Peters und Dr. V. Trommsdorff. Der Schweizerischen Geotechnischen Kommission schulde ich für finanzielle Hilfe bei Feldaufnahmen, Untersuchungen und Ausarbeitungen dieser Arbeit großen Dank.

Zusammenfassung

In den Oberhalbsteiner Serpentiniten (Ophiolithe der oberpenninischen Platta-Decke, s. 1.) finden sich an etwa zwei Dutzend Lokalitäten reichere oxidische und sulfidische Vererzungen. Durch ihre markante rostbraune Anwitterung heben sich diese Vorkommen gut von den umgebenden Serpentiniten ab. Von den sechs abbauwürdigen Vererzungen existieren geschichtliche Überlieferungen eines zeitweiligen Abbaues, der bis ins 14. Jahrhundert zurückreicht. Die teilweise verfallenen Stollen weisen auf eine recht beträchtliche Menge abgebauter Eisen- und Kupfererze hin, die am Abbauort in Pochhütten aufbereitet und in einigen kleinen Öfen im Tale verhüttet wurden.

Das *Kapitel I* behandelt die *Geschichte der Vererzungen* und ihre Erforschung sowie eine *geologisch-petrographisch-mineralogische Beschreibung der einzelnen Vorkommen*. Die Vererzungen liegen in stark tektonisierten Serpentiniten und Ophicalciten, vorzugsweise an Störungen gebunden, welche meist konkordant zu den größeren Überschiebungshorizonten verlaufen. Innerhalb der Störungszonen können die vererzten Horizonte sehr mächtig werden (max. 20–30 m), die Form von Boudins und Platten annehmen (horizontale Erstreckung max. 200 m), dann aber bis auf einige Millimeter auskeilen oder sich in unzählige, Millimeter mächtige Horizonte aufspalten. Meistens sind diese Horizonte noch von faserigem Chrysotil, spießigem Antigorit und Greenalith sowie von Aktinolith (in nephritischer Ausbildung), Diopsid, Talk und Chlorit ausgefüllt. Calcit ist reichlich, Dolomit gelegentlich vorhanden. In unmittelbarer Nähe der Vererzungen sind die Serpentinite von vielen Calcitadern durchsetzt. Daneben finden sich häufig gabbroide Dykes, welche vor allem im südlichsten Oberhalbstein stark tektonisiert sind und als Granat-Vesuvian-Diopsid-Pumpellyit-Felse vorliegen.

Nach dem *erzmineralogischen Inhalt* können wir die Oberhalbsteiner Vorkommen in drei größere Gruppen unterteilen:

1. Die *Vorkommen der nördlichen Gruppe zwischen Tiefencastel und Mühlen* enthalten eine sehr einfache Paragenese: Pyrit, Chalkopyrit und Magnetit mit sekundären Umwandlungen in Malachit und Goethit.
 - a) In den nördlichsten Vorkommen scheint der Magnetit als zweite Phase Pyrit und Chalkopyrit zu verdrängen. Das Nebengestein ist Maschenserpentinit (Lizardit und Chrysotil).
 - b) Das Vorkommen der Ochsenalp bildet demgegenüber eine gewisse Sonderstellung, obwohl es in der Kontaktzone zwischen der liegenden Ophicalcitmasse der Platta-Decke und einem eingeschuppten Granitgneis des Unterostalpins liegt. Es ist überwiegend körniger Pyrit vorhanden, der in einer Grundmasse von Ripidolith und Calcit liegt. Chalkopyrit tritt xenomorph im Pyrit auf. Daneben findet sich Chalkopyrit in größerer Anreicherung in den obersten Partien des Vorkommens, bei denen das Nebengestein aus einer mylonitisierten Chlorit-Muskovit-Quarz-Grundmasse besteht. Magnetit ist in diesem Vorkommen nicht vorhanden.
2. Die *Vorkommen der mittleren Gruppe zwischen Mühlen und Bivio* enthalten reichere Paragenesen. Sie liegen in der großen Serpentinittmasse zwischen den Schuppen der Oberen und der Unteren Platta-Decke, beiderseits des Marmorera-Stausees. Eine vererzte Zone zieht sich vom Hochwasserspiegel nach Westen bis auf 2260 m hinauf und erreicht dort die größte Mächtigkeit von 20–30 m.

Mineralbestand:

- a) Assoziation: Pyrrhotin (hex. + monokl. + Troilit), z. T. in Markasit-Pyrit umgewandelt, Linneit, Violarit, Bravoiit, Pentlandit und Chalkopyrit.
- b) Assoziation: Chalkopyrit, Cubanit, Valleriit und fraglicher Chalkopyrrhotin sowie Linneitgruppe.
- c) Assoziation: Bornit-Chalkopyrit mit Umwandlungen in Covellin, Neodigenit und Chalkosin.
- d) Assoziation: Magnetit, Ilvait und Sphalerit.
- e) Assoziation: Umwandlungen von Pyrrhotin, Markasit, Pyrit, Ilvait und Magnetit in Goethit, sowie Chalkopyrit in Malachit.

In der weiteren Fortsetzung der vererzten Hauptmasse treffen wir kleinere Erzvorkommen, in denen eher die Assoziation Magnetit, Ilvait, Andradit und Sphalerit gegenüber den Fe-Cu-Ni-Sulfiden überwiegt.

3. Die *Vorkommen der südlichen Gruppe zwischen Bivio und dem Lunghinpaß* liegen ebenfalls immer in Serpentinzonen, welche häufig stark gestört und tektonisiert sind.

Mineralbestand:

- a) Assoziation: Pyrrhotin und Bravoiit. Der Pyrrhotin ist oft in Markasit umgewandelt. Bravoiit und Violarit nur noch in Spuren vorhanden.
- b) Assoziation: Chalkopyrit (+ Cubanit) oder Pyrit + Magnetit idiomorph und poikiloblastisch.
- c) Assoziation: Bornit mit Covellin und Chalkosin sowie ? Neodigenit.
- d) Assoziation: Magnetit und Ilvait (vergesellschaftet mit Aktinolith, Diopsid und Antigorit).

Das *Kapitel II* umfaßt eine *petrographische Beschreibung der Oberhalbsteiner Serpentine, Ophicalcite und Ophidolomite* sowie *detaillierte Untersuchungen der Serpentinminerale*.

Außerdem werden die *Erzminerale* und *begleitenden Kalksilikate* beschrieben. Ilvait nimmt in diesen Paragenesen eine besondere Stellung zwischen Sulfiden, Oxiden und Silikaten ein, zumal er nicht nur in rhombischer, sondern auch in der neuen monoklinen Modifikation auftritt.

Die *Genese der Vererzungen (Kapitel III)* scheint recht komplizierter Natur zu sein. Eine *erste orthomagmatische Sulfidausscheidung* aus einem Iherzolitischem Magma kann angenommen werden. Außer den sicher primär entstandenen Chromspinellen fanden sich in einigen massigen Serpentiniten beispielsweise bis zu $\frac{1}{10}$ mm große, z. T. linsenförmige Pentlandite (siehe auch PETERS, 1963, im Augit-Serpentinit der Totalmasse bei Davos). Primäre Sulfidrelikte in den oben aufgeführten Mineralisationen sind nicht wahrscheinlich. Weitere Oxid- und Sulfidausscheidungen kamen während der Serpentinisierung der ultrabasischen Massen zustande. Die Magnetitbildung spielt dabei die wichtigste Rolle. Wieweit eine ältere, schwache Thermo-Dynamometamorphose während der Serpentinisierung begünstigend wirkte oder sie gar hervorrief, ist nicht zu entscheiden. Aus den gesteinsbildenden Mineralien und Strukturen der Serpentine, Meta-Gabbros und Diabase bis Grünschiefer kann gefolgert werden, daß während oder kurz nach einer frühen tektonischen Hauptphase der alpinen Orogenese (wahrscheinlich in der Oberkreide) Druck und Temperatur genügend hoch waren, um den ursprünglichen Mineralbestand und die Strukturen zu verändern.

In diese Zeit fielen wahrscheinlich die *Hauptausscheidungen* unserer Vererzungen. Lösungen, angereichert an Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, O₂ und CO₂ führten zur Bildung der Begleitminerale: Ilvait, Andradit, Aktinolith, farbloser bis grünlicher Diopsid, Antigorit, Greenalith und Magnetit. Mobilisate von S₂, Fe, Cu, Ni, Co und Zn der primären Sulfide gelangten während dieser Metamorphose und Durchbewegung aus den ultrabasischen Massen und ihren basischen Begleitgesteinen in geeignete Migrationszonen (Störungs- und Überschiebungshorizonte) und wurden als sekundäre Sulfide ausgeschieden. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und Gefüge müssen für die Vererzungen Bildungsbedingungen eines offenen Systems angenommen werden, in dem vor allem Sauerstoff- und Schwefel- sowie H₂O- und CO₂-Fugazitäten eine bedeutende Rolle spielten. Je nach Änderung dieser Freiheitsgrade konnten Silikate, Oxide und Sulfide stabil werden.

In einer *letzten tektonischen Phase* zerbrachen die Minerale teilweise und wurden durch neue Sulfide und Oxide verdrängt. Wir sehen darin die Umwandlungen von hexagonalem in monoklinen Pyrrhotin und Troilit, in Markasit-Pyrit-Gemenge sowie Bildungen von Neodigenit, Chalkosin, Covellin und Vallerit, eventuell auch Verdrängungen von Pentlandit und Linneit durch Bravoiit und Violarit. Die Kluftminerale Chrysotil (inkl. 6-layer Orthochrysotil), eisenfreier Kluftantigorit, Talk sowie Brucit, Magnesit, Dolomit und Calcit stellen ebenfalls jüngere Bildungen dar, da sie sowohl die Klüfte stark tektonisierter Serpentine ausfüllen als auch ältere Kluftsilikate, Oxide und Sulfide in den Vererzungen diskordant durchsetzen.

Die max. 30 Millionen Jahre alte zentralalpine Regionalmetamorphose wird im Penninikum postdeformativ, also nach der Bildung des alpinen Deckenbaues angenommen. In ihrer östlichen Fortsetzung im Bereich des heutigen Oberhalbsteins können Temperaturen zwischen 250 und 350 °C angenommen werden. Unter diesen Bedingungen laufen in Sulfidsystemen sehr viele Phasenumwandlungen ab. Aus diesem Grunde können nicht nur die postdeformativen Sulfidbildungen, sondern möglicherweise auch Kalksilikate, Oxide und Sulfide der Hauptausscheidungsphase Abbilder der jungen Regionalmetamorphose darstellen.

Abstract

The serpentinites of the Oberhalbstein ophiolite suite (Platta nappe) contain several localities of sulfide-oxide mineralizations (Plate I), which have been exploited for copper and iron from the beginning of the XIV century. The ore bodies, generally small fissures of millimeters to decimeters, in a few cases are developed in boudins and plates with max. dimensions of 200×20 –30 m. The thickness differs strongly.

The *history of these mineralizations* and their *22 occurrences* are described in *chapter I*.

Irregular developed fissure-zones are filled with pyrrhotite, chalcopyrite (incl. cubanite), linneite, bravoite, violarite, sphalerite and magnetite. These minerals are accompanied by ilvaite, ferroantigorite, greenalite, diopside, actinolite, andradite and chlorite.

Chapter II contains the *petrography* and *mineralogy* of the surrounding *serpentinites, ophicalcites and ophidolomites*. Detailed mineralogical descriptions of the serpentine group minerals, kalsilicates, oxides and sulfides are also given.

Chrysotile and lizardite are found as main constituents in all serpentinites of the northern and middle part of the Oberhalbstein. Rock forming antigorite, indicating a higher grade of regional metamorphism, occurs in the serpentinites south of Bivio. Throughout the whole region fissure-antigorite is found, often together with talc, calcite and dolomite or ferroantigorite and greenalite together with calcsilicates, sulfides and oxides in the ore veins, crosscutting the lizardite/chrysotile serpentinites.

These differences are important for the *genetic interpretation (chapter III)*. The only primary mineral are relicts of picotite which are mostly transformed into magnetite. It is concluded that the ore solutions were derived from the ultrabasics and gabbros during an earlier event of regional metamorphism and deformation (perhaps during a subduction-phase of some tectonic units of the Grisons ophiolite suite during Upper Cretaceous).

In tectonized zones the sulfide-oxide-silicate-parageneses described above were formed under variable f_{S_2} , f_{H_2} , f_{CO_2} and f_{H_2O} . During the young Central Alpine regional-metamorphism the sulfides reequilibrated and the fissure-silicates were formed.

Résumé

Dans les serpentinites de l'Oberhalbstein (ophiolites de la nappe du Platta penninique supérieur), distribuées dans une douzaine de localités, on trouve des minéralisations oxydées et sulfurées. Par leur surface brun-rouille marquante, ces gisements se révèlent nettement parmi les serpentinites environnantes. Des six minéralisations il existe des données historiques sur leur exploitation temporaire qui remonte jusqu'au 14^e siècle. Les galeries en partie démolies prouvent qu'une très grande quantité des minerais de fer et de cuivre ont été exploitée et bocardée sur place avant d'arriver dans les fonderies de la vallée.

Le *chapitre I* concerne l'*histoire des minéralisations* et leur *exploration* ainsi qu'une *étude géologique-pétrographique-minéralogique* des *gisements particuliers*.

Les minéralisations sont situées dans les serpentinites et ophicalcites fortement tectoniques, de préférence liées à des fractures qui correspondent avec les horizons de chevauchement. Dans les fractures, les zones minéralisées peuvent être très importantes (max. 20–30 m) et prennent des formes de boudins ou de plaques (extension maximale de 200 m); elles peuvent également se réduire à quelques millimètres on peuvent se diviser en d'innombrables zones minuscules. Ces zones sont en majeure partie complétées par du chrysotile fibreux, par de l'antigorite et de la greenalite pointue ainsi que par de l'actinolite (sous forme néphrétique), du diopside, du talc et de la chlorite. La calcite est fréquemment présente, la dolomite ne l'est que partiellement. Dans les alentours immédiats des minéralisations, les serpentinites sont remplacées par de nombreuses veines de calcite. En plus, on trouve fréquemment des dykes gabbroïques, particulièrement tectonisés dans la partie méridionale de l'Oberhalbstein, sous forme de roche à grenat, idocrase, diopside et pumpellyite.

D'après le contenu minéralogique, nous pouvons diviser les gisements de l'Oberhalbstein en trois catégories principales.

1. Les gisements du groupe septentrional entre Tiefencastel et Mühlen contiennent une paragenèse très simple: pyrite, chalcopryrite et magnétite avec des transformations secondaires en malachite et goethite.
 - a) Dans le plus au nord des gisements, il semble que la magnétite, comme phase secondaire, tend à supplanter la pyrite et la chalcopryrite. La serpentinite est formée par des mailles de chrysotile et lizardite.
 - b) Le gisement de l'Ochsenalp peut être considéré comme un cas particulier bien qu'il se situe dans la zone de contact de la masse d'ophicalcite de la nappe du Platta et d'un gneis granitique de l'austro-alpin inférieur. Il existe principalement de la pyrite granulaire incluse dans une matrice de ripidolite et de calcite. La chalcopryrite apparait sous forme xénomorphe dans la pyrite. On la trouve également en quantité plus importante dans la partie supérieure du gisement, dans lequel la roche secondaire est formée d'une matrice de chlorite mylonitisée, de muscovite et de quartz. La magnétite est absente dans ce gisement.
2. Les gisements du groupe central entre Mühlen et Bivio contiennent des paragenèses plus riches. Elles se situent dans une grande masse de serpentinite entre les écailles de la nappe du Platta supérieur et inférieur, de part et d'autre du lac artificiel de Marmorera. Une zone minéralisée s'étend dans la direction ouest du niveau du lac jusqu'à une altitude de 2260 m et atteint à cet endroit sa plus grande épaisseur (20-30 m).

Composition minéralogique:

(Le contenu est décrit dans le résumé allemand.)

Dans le prolongement de la masse principale minéralisée on observe quelques gisements plus petits dans lesquels l'association magnétite, ilvaite, andradite et sphalérite tend à supplanter les sulfures de Fe, Cu, Ni.

3. Les gisements du groupe septentrional entre Bivio et le col de Lunghin se situent également dans les zones de serpentinite souvent tectonisées.

Compositions minéralogique:

(Voir résumé allemand.)

Le chapitre II contient une description pétrographique des serpentinites de l'Oberhalbstein, des ophicalcites, des ophidolomites ainsi que des études détaillées des minéraux de serpentine.

En plus on décrit les minéraux et les silicates calcaires accompagnants dans ces paragenèses l'ilvaite occupe une position particulière entre les sulfures, oxides et silicates, non seulement dans la forme rhombique mais également dans la nouvelle modification monoclinique.

La genèse des minéralisations (chapitre III) semble être très compliquée. On peut admettre une première phase orthomagmatique à partir d'un magma lherzolitique. Outre les spinelles sans doute formés en premier lieu, on a trouvé dans les serpentinites de la pentlandite atteignant $1/10$ de millimètres (voir également PETERS, 1963, dans «Augit-Serpentinit der Totalpmasse bei Davos»). Des reliquats de sulfures primaires dans les minéralisations décrites précédemment sont improbables. D'autres séparations d'oxides et de sulfures accomplies durant la serpentinitisation de la masse ultrabasique. La formation de magnétite joue dans ce processus le rôle le plus important. Il est difficile de connaître l'influence d'une faible thermo-dynamometamorphose antérieure durant la serpentinitisation sur sa formation ou même sur son origine. A partir des minéraux et des structures de la serpentinite, des méta-gabbros et des diabases jusqu'aux schistes verts, on peut conclure que pendant ou directement après une phase principale tectonique de l'orogénèse alpine (probablement dans le crétacée supérieure) la pression et la température étaient suffisamment hautes pour transformer la composition minéralogique originelle.

C'est vraisemblablement durant cette période que s'accomplirent les phases principales de notre minéralisation. Des solutions enrichies par du Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, O₂ et CO₂ ont conduit à la formation des minéraux: ilvaite, andradite, actinolite, diopside (sans couleur jusqu'à verdâtre), antigorite, greenalite, magnétite et

sphalérite. «Mobilisats» de S₂, Fe, Cu, Ni et Co des sulfures primaires sont parvenues durant cette métamorphose et la mise en place à partir de la masse ultrabasique et de ses roches basiques accompagnantes dans les zones de fracture se sont séparés sous forme de sulfures secondaires. Pour les conditions des minéralisations et sur la base des textures, on doit admettre l'existence d'un système ouvert dans lequel la fugacité de l'oxygène du soufre, de l'H₂O et du CO₂ ont joué un rôle primordial. Suivant le changement de ces variables, des silicates, oxydes et sulfures pouvaient se stabiliser.

Dans une *dernière phase tectonique*, les minéraux se sont cassés en partie et furent remplacés par de nouveaux sulfures et oxydes. Dans ce processus, on considère les transformations de la pyrrhotine hexagonale en monocline et en troïlite, en markasite-pyrite ainsi que des formations de neodigénite, chalcosine, covelline et valleriite, éventuellement des remplacements de pentlandite et linneïte par de la bravoïte et violarite.

Les minéraux des fissures, chrysotile (incl. orthocrysotil à six couches), antigorite exempte de fer, talc ainsi que brucite, magnésite, dolomite et calcite représentent des formations plus récentes puisqu'ils remplissent aussi bien les fissures de serpentines fortement tectonisées que les fissures de silicates plus vieux, oxydes et sulfures. La jeune métamorphose régionale des Alpes centrales qui date de 30 millions d'années au maximum peut être considérée comme postdéformative dans le penninikum, c'est à dire après la formation des nappes penniniques. On peut admettre des températures de 250 à 350 °C dans la prolongation orientale (région de l'Oberhalbstein actuel). Sous de telles conditions, les systèmes de sulfures subissent de nombreuses transformations. Pour cette raison, non seulement les formations de sulfures postdéformatives mais également les calcosilicates et oxydes de la phase de séparation principale témoignent de cette jeune métamorphose régionale.

Kapitel I

Die Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen

A. GESCHICHTLICHER ÜBERBLICK

Das Studium der Lagerstätten im Oberhalbstein, jener historisch bedeutsamen Talschaft zwischen Alpen- und Alpensüdseite, brachte uns mit der faszinierenden Geschichte Graubündens in Berührung, die in erster Linie durch die besondere geographische Lage im Herzen der Alpen bedingt ist. So klein und unergiebig nach heutigen Gesichtspunkten fast alle Erzlagerstätten Graubündens gewesen sein mögen, so spielten sie im politischen Ringen mit den angrenzenden Ländern eine bedeutende Rolle (siehe J. A. v. SPRECHER, «Kulturgeschichte der Drei Bünde»). Noch bevor es zu irgendeiner naturkundlichen Erforschung dieses Alpenteiles kam, kannte man eine sehr große Anzahl von Lagerstätten, von denen heute viele in Vergessenheit geraten sind und sogar bei modernen geologischen Aufnahmen aufgrund ihrer Abbaunwürdigkeit nicht mehr beachtet wurden.

Vor dem 10. Jahrhundert fanden wir keine Hinweise auf irgendein Bergwerk Graubündens. In der Schrift «De Casibus Monasterii Sancti Galli, etc.» erwähnte Ekkehard der Jüngere einen Eisenbergbau am Julier, der zu Beginn des 10. Jahrhunderts von den Welsischen Grafen zu Altorf betrieben wurde (U. VON SALIS, 1806).

Quod et Rudolfus postea Wolfhardi Comitis pater, cum e jusdem quidem Prosapiae fuerint in Censu Calybum de Metallo faucium Jubilarum fecit.

Die Herren von Marmels (nach ihnen wurde der Ort Marmels, später Marmorera benannt) waren im südlichen Oberhalbstein schon im 12. Jahrhundert als Vasallen eingesetzt und hatten die wichtige Paßroute über den Septimer und Julier zwischen Chiavenna und Chur zu überwachen. Zeitweise übten sie dieses Amt nur beschränkt aus. So bestehen auch Überlieferungen einer Raubrittertätigkeit (KRANECK, 1837). Einzelne male- rische Ruinen (die Ruine Marmels oberhalb der Staumauer des Marmorera-Sees, welche zu den am frühesten urkundlich bezeugten Burgen Graubündens gehört, und die Ruine Spliatsch, zu deutsch Höhle oder Wirts- haus mit schlechtem Rufe) zeugen davon (POESCHEL, 1930). Die Art des Abbaues in den Kiesvererzungen beiderseits des heutigen Marmorera-Sees sowie alte Flurbezeichnungen (z. B. Cotschens – scharlachrot) deuten auf einen Abbau während dieser Zeiten. Der Name des kleinen Ortes Furnatsch, zu deutsch Ofen, weist auf eine frühere Lokalität hin, in der abgebautes Erz eingeschmolzen wurde.

Erst aus dem 14. Jahrhundert erfahren wir etwas Genaueres über den Bergbau im Oberhalbstein. Ein ganzes Kapitel widmete A. VON CASTELMUR (1922) dem «Bergwerksregal im Oberhalbstein» in seiner Disser- tation über «Conradin von Marmels und seine Zeit».

I. Das Bergwerksregal im Oberhalbstein.

Dieses hatten die Marmels schon in der ersten Hälfte des XIV. Jahrh. inne. Den Berg Emede bei Tinzen beuteten sie auf Eisenerz aus. Am 11. Mai 1338 kam Ritter Andreas v. Marmels namens seiner Neffen mit Simon v. Marmels und dessen Sohn über den gemeinsamen Betrieb der Bergwerke vertraglich überein. Es hatten sich anscheinend Kompetenzstreitigkeiten in der Aus- beute der Erzgruben ergeben. Auf Rat ihrer Verwandten, es waren einige Planta und Georg v. Castelmur, schlossen sie folgendes Abkommen: Simon v. Marmels durfte den Stollen («das loch»), den er zu graben begonnen hatte, weiterführen. Dem Ritter Andreas und seinen Neffen blieb das Recht reserviert, einen neuen Stollen anzulegen, der aber von jenem des Simon mindestens 30 Klafter (30 × 6 Fuß = 54 m) entfernt sein mußte. Der ganze Eisenberg wurde zu zwei gleichen Teilen unter die Vertrags- schließenden geteilt. Dem Simon blieb der Brunnen «Fontana Demede» und der von ihm dabei errichtete Hochofen ausbedungen. Andreas und seine Neffen hingegen durften am Bache «Ers» Brunnen und Schmelzöfen zur Ausscheidung des Erzes nach Belieben errichten. Des ferneren wurde vertraglich festgelegt, daß kein Teil seine Rechte ohne Konsens des andern Teiles außerhalb der Familie Marmels verpfänden oder verkaufen dürfe. Zum Schlusse nahm man noch die Klausel auf, daß Briefe und Urkunden, seien sie vom Bischof oder andern Personen ausgestellt, nicht fähig sein sollten, diesem Verträge entgegen zu wirken oder ihn gar außer Kraft zu setzen. Besonders aus den Schlußbestimmungen geht deutlich hervor, wie großen Wert die Marmels auf ihre Berg- werksrechte legten. Diese vererbten sich in der Familie weiter.

Aus der «Geschichte des Bergbau's der östlichen Schweiz» (PLATTNER, 1878) erfuhren wir, daß

im Jahre 1349, am 27. Dezember, König Karl IV., von Dresden aus, dem Bischof Ulrich und der Kirche zu Chur Freiheiten, Privilegien, Briefe, Rechte usw. . . . der früheren Kaiser und Könige bestätigte; das Gebiet von der Landquart bis zum Lufer im Bergell. . . . Der König gibt den Bischöfen die Münze, die Waage, . . . , alles Eisen, Blei, Kupfer, Silber, Gold und alle anderen Erze sowie alle freien Leute in dem erwähnten Gebiete. . . .

Am 4. Juli 1419 belehnte Bischof Johannes verschiedene Marmels mit dem Bergwerksregal im Oberhalbstein. Die Urenkel obgenannten Simons erscheinen uns hier als Mitbelehnte. Es sind dies Conradins Vater Johann und dessen Bruder, der Ritter Dietegen, sowie deren rechte Vettern Simon und Hans, Gebrüder von Marmels. Conradin gelang es später, den Erbteil genannter Vettern, von den Söhnen Simons: Dietegen und Hans, in seine Hände zu bringen. Diese Linie der Marmels war in der zweiten Hälfte des XV. Jahrh. dem Ruin nahe. Hans, der Vogt zu Aspermont, und sein Bruder mußten ein Lehen um das andere veräußern, in deren Besitz sich dann Conradin v. Marmels, der sozial höchstehende Vertreter des ganzen Geschlechtes, setzte. Von dem sozialen Tiefstand seiner Vettern können wir uns ein Bild machen, indem genannter Hans v. Marmels nicht in der Lage war, seinem Sohne eine Existenzmöglichkeit zu verschaffen. Da nahm sich die bischöfliche Verwaltung des Junkers an. Als er im April 1491 «gen Fürstenburg ging und ‚kuchebub‘ werden sollte», gab man ihm aus dem bischöflichen Fiskus 4 Kreuzer zur Zehrung mit.

Am 16. Juni 1484 resignierten Hans und Dietegen v. Marmels in die Hände des Bischofs ihre Rechte am Bergwerksregal, damit dieser es auf ihren Vetter, Conradin v. Marmels, übertrage. Nach Conradins Ableben kamen seine Rechte 1518 auf dem Erbwege an seine Söhne Hans und Rudolf. Die letzte Lehensbestätigung, die wir ausfindig machen konnten, stellte Bischof Luzius am 20. Mai 1543 für Rud. v. Marmels und dessen Neffen Hans, Herrn zu Rätzüns, aus. Von da an entbehren wir jeglicher Nachrichten über den Besitz von Eisenwerken in der Familie Marmels (CASTELMUR, 1922).

Trotz dieser Angaben können wir die genauen Lokalitäten der abgebauten Vererzungen nicht daraus ableiten. Nach unseren Beobachtungen vermuten wir, daß es sich um die Kiesvererzungen der Ochsenalp handelte.

Im Jahre 1588, am 14. Dezember, wurde vom Erzherzog Ferdinand von Österreich das Berg- und Blutrichteramt auf Davos in den acht Gerichten bestellt, in der Person des Christian Gadmer, dem am 30. Dezember auch die Verwaltung des kaiserlichen Bergrichteramtes in der Herrschaft Rhäzüns und St. Jörgenberg übertragen wurde. Dieser Davoser Bergrichter Christian Gadmer vermittelte uns aus den Jahren 1588–1618 sorgfältige Tagebuchaufzeichnungen über den «Bergbau in den X Gerichten und der Herrschaft Rhäzüns», die von BRUEGGER (1866) veröffentlicht wurden. Mit dem ausgedehnten Betrieb von 93 erwähnten Gruben zwischen den Flüssen Albula und Landquart scheint sich Christian Gadmer nicht begnügt zu haben. Er richtete sein Augenmerk auch auf die Bergwerke des Oberhalbsteins. Sein Tagebuch enthält Notizen über einen «Denkhzedel», den er einem gewissen Jacob am 25. Juli 1606 mit folgenden Aufgaben im Oberhalbstein anvertraute.

1. Zu Mon von Kupfferkyss cr. $3\frac{1}{2}$ ist schon gehauwet, thuets in Sack, der den ersten strich hatt.
2. Salux, soll 1 Gruoben sein, der Herr Landtvogt Gudenz und der Schmid wüssends beyde oder doch eina, bitt sy in meinem nammen, dass sy dir dazu anleytung gebend, nimb ein prob darvon cr. $3\frac{1}{2}$ und thun sy im sakli, dass 2 strich druff hat.
3. Zu Salux soll noch ein andere Gruoben sein, die weisst der Herr Landtvogt Johannes, gang zu ime und bitt, dass er dich wolle darzu verholffen sein und so sy dirs zeygendt, nimb auch ein prob und stäls im sakh mit den 3 strichen, wo du aber nit darzu kommen khontest, so trag disen sakh widerumb zuruckh.
4. Oberhalbstein in Andro de fora, so der Man Ream Walentin, der mitt euch am sonntag zu Abendt im tal gegangen ist, und schier zu ausserst im Tal euch gezeygt hatt, dieselbige prob stellendt in dem sakh der 4 strich hatt.

Offenbar unterstand den Landvögten Gudenz Stephan Sonder (Amtszeit 1575–1579) und Johannes Fontana de Marmels (Amtszeit 1601–1603 und 1618–1621) die Herrschaft über die Oberhalbsteiner Gruben, die vor allem auf Kupferkies ausgebeutet wurden. Aus den Aufzeichnungen Gadmers erfahren wir von zwei Gruben, die sich in der Umgebung von Salux befanden haben sollten, sowie eine Grube im Seitental Andro (heute: Val Nandrô) bei der Ortschaft Schweiningen (= Savognin). Aus jener Zeit stammen wahrscheinlich die noch recht gut erhaltenen Schmelzöfen in der Gemeinde Salux (Lokalität Flecs), deren Halden aus kupferkieshaltigem Serpentinitschutt bestehen.

Die Schmelzöfen von Flecs

Die Schmelzöfen der Lokalität Flecs liegen in der Gemeinde Salouf (Salux), etwa 800 m nordöstlich der Ortschaft Salouf am westlichen Ufer der Julia (Gelgia) auf 1100 m. Dieser Ort wurde wahrscheinlich wegen der günstigen Lage gewählt, da die Öfen einerseits direkt am Bach Balandegn, andererseits nur 150 m südlich von der früher wichtigsten Oberhalbsteiner Brücke (Punkt 1074) entfernt liegen.

Der gut erhaltene Schmelzofen (Fig. 2) hat eine kubische Form mit einer Seitenlänge von 3,5–4 m. Neben einem seitlichen schulterhohen Eingang weist er zwei Abzüge auf. Durch diese wurde wahrscheinlich einerseits das Feuer geblasen, um höhere Temperaturen zu erzeugen, andererseits, um nach dem Schmelzprozeß Schlacken und Metall schneller ausräumen zu können.

Im Dach des Ofens ist ein etwa 80 cm großes Loch (als Schornstein) eingelassen. Die Außenwand des doppelwandigen Ofens ist aus bunten dickplattigen Dolomitmarmoren (Typ: Schamser Trias) aufgebaut. Vereinzelt finden sich als Bausteine einige Grünschiefer-Typen. Leider ist dieser gut erhaltene Ofen völlig mit Schutt bis ans Dach ausgefüllt. Interessant wäre es, diesen Inhalt auszuräumen, um aus den Schlacken- und Metallresten den Schmelzvorgang zu rekonstruieren.

Vor dem Ofen liegt eine kleine Halde vererzter Serpentine (Pyrrhotin, Chalkopyrit mit Malachitanflügen und Magnetit). Nach makroskopischer Beurteilung entsprechen diese Stücke den Vererzungen von Gruba (Nr. 5), Marmorera (Nr. 7–10, 12) sowie Bivio–Sur al Cant (Nr. 16–19). Der zweite Ofen, südlich des Baches Balandegn, ist teilweise verstürzt und von der dahinterliegenden Halde verschüttet.

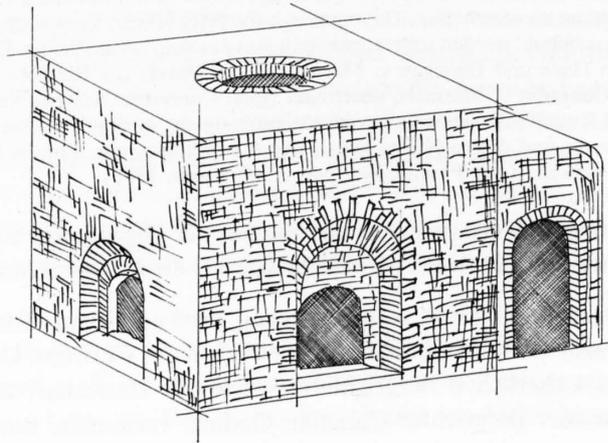


Fig. 2. Schmelzofen von Flecs.

In den folgenden 150 Jahren scheint es um den Oberhalbsteiner Bergbau wieder ruhiger geworden zu sein. Es war auch die Zeit der kriegerischen Wirren und der Pest (1629–1635). Nur die Bleiglanz-, Fahlerz-, Kupferkies- und Eisenminen des Schams wurden in dieser Zeit durch Zürcher und Bündner Herren ausgebeutet (aus Basler National-Zeitung «Bergbau im Averser Tale», Spezialausgabe zur Eröffnung der Schweizerischen Mustermesse 1917 sowie aus SCHEUCHZER «Alpenreisen» und «Naturgeschichte des Schweizerlandes» (1706) und ESCHER (1935). Vereinzelt Hinweise auf den Bergbau Graubündens enthält der erste «Atlas der alten Eidgenossenschaft in 20 Karten» aus dem Jahre 1769, der von dem reformierten Pfarrer GABRIEL WALSER entworfen und von den «Homannschen Erben in Nürnberg» herausgegeben wurde. Das Blatt «Rhaetia» enthält Eintragungen von Gold, Silber, Kupfer, Blei und Eisen. In der Oberhalbsteiner Region sind diese Zeichen allerdings nicht vermerkt.

Nach den Revolutionskriegen wurden durch Napoleon 1801 die freien Drei Bünde als 16. Kanton der Schweiz einverleibt. Um die nun folgenden Not- und Krisenzeiten in den Bündner Bergtälern etwas zu lindern, wurde der Bergbau in den alten, meist verfallenen Gruben wieder aufgenommen.

1804 erhielt der Landammann Peter Demenga vom «großen Rath» des Kantons Graubünden die Erlaubnis, die Erzgänge des Landes auszubeuten. C. U. VON SALIS, der offenbar von diesem Vorhaben sehr beeindruckt war, veröffentlichte im «Neuen Sammler» 1805 folgende Zeilen:

Unsere Gebirge liefern auch verschiedene sehr schätzbare mineralische Farben: aus unsern so äußerst reichen Bleierzen könnten wir Blei- und Schieferweiß in Menge bereiten sowie Bleigelb. Aus unseren Kupferminen könnten wir Grünspan liefern und unsere sehr beträchtlichen Eisengänge könnten uns rothe, rothbraune, braune und braungelbe Farben geben. Doch die Anzeige, wo wir unsere Mineralfarben finden, verspare ich auf eine andere Abhandlung.

Die Gründung der Bergwerk-Genossenschaft Tiefenkastral im Jahre 1805 durch Peter Demenga ließen C. U. VON SALIS 1806 im «Neuen Sammler» berichten:

Unser Vaterland hat es Hrn. Landammann Demenga zu verdanken, daß in demselben wieder an den Bergbau gedacht worden. . . . Er hat eine Gewerkschaft errichtet und wir haben gesehen, daß er an verschiedenen Orten, als zu Tiefenkastral, zu Ruis, am roten Horn und zu Obersaxen theils neue Gruben eröffnet, theils alte wieder aufgenommen.

Diese Schrift «Über den Bergbau in Bünden» vermittelt uns neben vielen historischen Quellen auch die erste Zusammenfassung vieler bis 1800 betriebener Bergwerke Graubündens. Für das Oberhalbstein seien folgende Zitate gegeben:

9. Zu Tiefenkasten wird nun seit einigen Jahren nach Erzen gegraben. Was man bis ize herausgefördert hat, scheint ein unbedeutender Kies in Serpentin zu seyn, der wenig Vortheile verspricht. Man muß wünschen, daß es besser kommen möge.
10. Bei Bivio gleich ob dem Dorfe, an der Straße die auf den Septmer führt, sieht man die Anzeige einer Grube, welche ein Herr Commissari Brügger vor verschiedenen Jahren mit eben nicht günstigem Erfolg hat bearbeiten lassen. Proben der herausgeförderten Erze zeigen, daß daselbst Berggrün und Kupferlasur bricht.

In der «Beschreibung des Hochgerichts Oberhalbstein nebst Stalla» von Bundesstatthalter J. A. VON PETRELLI (1806) finden sich ebenfalls einige Hinweise über den Oberhalbsteiner Bergbau:

Die Gebürge von Tinzen, Sur und Marmels enthalten sehr viel Eisen, und auf der Flixer-Alp sieht man noch Gruben und Schlacken eines ehemaligen Eisenbergwerkes. Von einem Kupferbergwerke sind auf dem Tinzener Ochsenberge, ganz ob Holz, Spuren dreier Öfen vorhanden. Von wem diese Bergwerke betrieben wurden, weiß man so wenig, als wann, und warum, sie eingegangen sind. Bei Ziteil werden etwas Silber- und Zinnstufen gefunden.

Nach mündlicher Mitteilung des über 90jährigen Herrn Florindo Dora aus Marmorera hatte C. U. von Salis selbst versucht, die Kupfererze von Gruoba bei Sur auszubeuten. Herr Dora kannte außerdem Ruinen eines alten Schmelzofens in der Nähe des im Stausee versunkenen Dorfes Marmorera.

Leider mußte die von Demenga gegründete Bergbau AG aufgrund der geringen Vorräte und des planlosen Abbaues schon nach kurzer Dauer im Jahre 1817 Konkurs anmelden (SCHNEIDER, 1951). Aus einer späteren Abhandlung WALKMEISTERS (1889) erfahren wir: «Professor Deicke schätzt die Ausgaben für Goldbergbau bei Tiefenkasten auf 30000 fl.» Durch die mit großem propagandistischem Aufwand vertriebenen Aktien kam die Unternehmung Demenga nach ihrem Zerfall in den Verdacht eines vorsätzlich inszenierten Bergwerksswindels (Schweizer Bote, Aarau, 18. März, 1. April und 8. April 1819). Protokolle dieser Gesellschaft aus den Jahren 1805–1813 finden sich in der Kantonsbibliothek und im Staatsarchiv in Chur.

1835 erschien von H. SCHOPFER die beachtenswerte Karte der «Rhätischen Erzgebirge oder neueste Übersicht aller derjenigen Berg-Revier im Umfange der Kantone Graubünden, St. Gallen und Glarus, wo ein oder mehrere Erzlager von Sachkennern für positiv od. relativ bauwürdig erklärt worden sind». Der Maßstab der Originalkarte beträgt etwa 1:400000. In der Region des Oberhalbsteins sind folgende Vorkommen eingetragen (Fig. 3):

1. *Fahlerz* (silberhaltiges Kupfererz), westlich oberhalb der Ortschaft Salux. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Grube im Schams (Taspin, siehe ESCHER, 1935), die vom Bergwerksverein der östl. Schweiz gepachtet und betrieben wurde.
2. *Kupferkies*, ostnordöstlich oberhalb Tinzen, wahrscheinlich das Vorkommen der Ochsenalp = Vorkommen Nr. 4.
3. *Kupferkies*, westlich oberhalb der Ortschaft Reams, wahrscheinlich im Serpentin. Diese Grube ist uns auch heute noch nicht bekannt.
4. *Fahlerz* (silberhaltiges Kupfererz), ostnordöstlich oberhalb Marmels, wahrscheinlich kleinere Kies-Vererzung im Serpentin der Alp Sess (Val Natons) = Vorkommen Nr. 14.
5. *Kupferkies*, in der Gegend des Val d'Agnelli, auflässiges Vorkommen. Diese Vererzung ist uns bekannt.
6. *Schwefliche Kupfer- und Eisenerze* von Gruoba oberhalb Marmorera = Vorkommen Nr. 5.
7. *Schwefliche Kupfer- und Eisenerze* bei Stalla = Vorkommen Nr. 16.

Die ersten geologischen Beschreibungen des Oberhalbsteins vermittelten uns A. ESCHER und B. STUDER (1839) in der «Geologie von Mittel-Bündten» mit einer ersten handkolorierten «Geologischen Karte des mittleren Theiles von Graubünden» im Maßstab 1:130000. Von vier Lokalitäten erhalten wir Hinweise über Vererzungen im Serpentin:

1. *Serpentin im Val Nandrò*

Auch sieht man Serpentinbreccien, in denen eckige Stücke von Serpentin und Kalk, theils scharf abgeschnitten, theils miteinander verwachsen sind. Im Serpentin, wo er in größeren Massen auftritt, bemerkt man Magneteisen in eingesprengten Körnchen, Adern von Asbest und Überzüge von Pikrolith.

2. Gruppe des Tinzenhorns

Der Serpentin der Flixalp setzt auch in dieser Gruppe, obgleich unterbrochen, mit dem Flysch gegen N fort. Man findet ihn zuerst, in beträchtlicher Höhe über Conters und Burwein, im Fuß des Promascel, und mit ihm größere Massen bunter Galesrogesteine. Eine zweite Masse, die wir nicht besucht haben, muß, unterhalb dem Stein, in der Nähe von Tiefenkasten vorkommen. Es zeigt sich hier Serpentinerschutt, zunächst an der Straße, im Walde; und noch in diesem Jahrhundert ist auf Kupfererze die in diesem Serpentin brechen, ein, wie es scheint fruchtloser Bergbau getrieben worden.

3. Gruppe der Cima di Flix

Auf dem Ochsenberge soll, in älterer Zeit, auf Kupferkies, oder andere Kupfererze Bergbau stattgefunden haben. In Chur und in anderen Schweizernsammlungen bewahrt man Stücke auf, von schön himmelblauem Allophan, der sich in den alten Gruben sekundär gebildet haben soll. – Auch Eisenerze sind, nach älteren Nachrichten, theils auf dem Ochsenberge, theils auf der Flixeralp gefördert worden.

4. Gruppe der Fallergebirge

Im Jahr 1819 besuchte C. ESCHER am Ausgang der Val Cavourgia gegen Stalla, Ausschürftungen von gelbem und buntem Kupferkies, eingesprengt in einer quarzig thonigen, sehr zersprengbaren Masse. Wir erhielten den Hinweis, daß diese Vorkommen von dem Commissari Brugger abzubauen versucht wurden.

Das Blatt XV (Davos–Martinsbruck) der Geologischen Karte der Schweiz von THEOBALD (1853) enthält die Vorkommen südlich Tiefencastel und der Ochsenalp. Notizen über die Ochsenalp finden sich in THEOBALDS «Naturbilder aus den Rhätischen Alpen» (1861). 1862 können wir vom gleichen Autor folgende Zeilen über Kiesvererzungen im Oberhalbstein lesen:

Tinzenzer Ochsenalp

Das Thal biegt sich nun mehr nördlich ein, einige starke Quellen kommen aus grünem Schiefer und Serpentin, dann erscheinen dicht vor dem scharfzackigen Grat, welcher die Ochsenalp von dem hintern Errthal scheidet, wieder etliche rothbraune = Schutthalden. Sie stammen von dem verlassenen Bergwerk. Man grub dort einen stark eisenhaltigen Kupferkies, der in vielen Fällen eigentlich nur ein kupferhaltiger Schwefelkies ist, ein eben nicht reiches Erz, das aber in großer Menge vorkam, leicht zu gewinnen war und besonders auf Vitriol benutzt wurde. Eine Wiederaufnahme der Grube wäre bei rationellem Betrieb vielleicht nicht unvorteilhaft. Man hatte so viel mir bekannt ist, nur Stollenbau und unbedeutende Gesenke. Das Erz steht in Serpentin an und streicht und fällt mit diesem. Str. hor. 5. Fall SO gegen den Berg. In einem alten Stollen fand sich ehemals als secundäres Erzeugnis sehr schöner Allophan, wovon sich Stücke in der Churer Cantonssammlung befinden. Der Eingang ist jetzt verschüttet. In geringer Entfernung von der Grube entspringt eine sehr starke Sauerquelle. Das Wasser hat einen zusammenziehenden Geschmack nach Eisenvitriol.

Gruoba bei Sur

Östlich vom Dörfchen ist eine tiefe Thalschlucht, anfangs in grünem Schiefer und Schutthalden, dann weiter oben in Serpentin. Dieser enthält dort viel Brauneisen, so wie auch etwas Kupferkies und Eisenkies. Das Brauneisen wurde ehemals ausgebeutet, muß aber wegen des beigemischten Schwefelkieses und Kupferkieses nur schlechtes Material gewesen sein. Doch ist die Grube immer noch für Mineralogen empfehlenswerth, indem dort schöner Tremolit, Asbest und Amianth und verschiedene andere Mineralien vorkommen. Von der Eisengrube aus senkt sich der Serpentin gegen Marmels herab und steigt auf der anderen Seite nach der Alp Salategnas.

Die Lokalität von Gruoba sowie ein weiteres Vorkommen auf der Alp Sess im Val Natons finden sich auch im Blatt XX (Sondrio–Bormio) der Geologischen Karte der Schweiz, welche von THEOBALD gezeichnet, 1865 erschien. Im Beitragsband zu dieser Karte (THEOBALD, 1866) kamen keine weiteren Beschreibungen der Kiesvererzungen hinzu. Hingegen fand der Bergbau Graubündens großes historisches Interesse. 1866 erschien von BRUEGGER «Der Bergbau in den X Gerichten und der Herrschaft Rhäzüns unter der Verwaltung des Davoser Berg-Richters, Christian Gadmer 1588–1618». 1878 verfaßte PLATTNER «Die Geschichte des Bergbaues der östlichen Schweiz». Auf Veranlassung des Schweizerischen Handels- und Landwirtschafts-Departements wurde von Ingenieur JULIUS WEBER und Oberförster A. BROSI für die Schweizerische Landesausstellung 1883 eine «Karte der Fundorte von Rohprodukten in der Schweiz» hergestellt. Auf ihr sind die bereits erwähnten Erzvorkommen des Oberhalbsteins mit Zeichen eingetragen:

Südlich von Tiefenkasten Eisen und Kupfer; östlich von Savognin und Tinzen Eisen, Kupfer und Mangan; westlich von Mulegns Kupfer; zwischen Mulegns und Marmorera Kupfer und Silber; etwa auf der Höhe der Alp Flix sowie südlich davon Eisen und Kupfer.

Leider existieren keine näheren Ortsangaben und detaillierte Schilderungen dieser Erzvorkommen. 1889 publizierte WALKMEISTER «Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Graubünden», um 1900 TARNUZZER, NUSSBERGER und LORENZ eine «Notice sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons, Suisse». Darin fanden wir über das *Erzvorkommen der Ochsenalp* folgende Zeilen:

La Furtschella conduit dans le vallon de l'Ochsenalp de Tinzen, petite vallée latérale du Val d'Err. Dans le fond rocheux de ce vallon, on a exploité le Fer limoniteux et le sulfure de Cuivre qui se trouvent dans la Serpentine. Le sulfure de Cuivre ainsi extrait a été surtout employé pour la fabrication du Vitriol, du reste le minerai était beaucoup plus riche en Fer qu'en Cuivre.

Und vom *Vorkommen Gruba bei Sur*:

Hématite dans les schistes grisons, verdâtre, serpentineux des vieilles mines de fer au-dessus de Sur (Oberhalbstein). Matériaux restants de l'ancienne exploitation. Fer = 21,55%, Oxyde de fer = 30,79%.

Um die Jahrhundertwende begann eine intensive geologische und mineralogische Erforschung Graubündens. Im Vordergrund der mineralogischen Arbeiten im Oberhalbstein und Avers standen die Eisen- und Manganvererzungen (siehe TARNUZZER, 1900; ALB. HEIM, 1900; MUELLER, 1916; FRIEDLAENDER, 1930; JAKOB, 1933; ED. ESCHER, 1935; EPPRECHT und GEIGER, 1946; GEIGER, 1948; P. NIGGLI, 1950; GRÜNENFELDER, 1956; und STUCKY, 1960).

Nur SCHMIDT zitierte 1907 und 1920 in den Erläuterungen zur «Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1:500000» die beiden Vorkommen der «Alten Eisengruben bei Sur» und der «Ochsenalp (Colm da Bovs)». Erst OTT (1925) erwähnte in der «Geologie der westlichen Bergünnerstöcke» wieder Erzlagertstätten im Serpentin:

Die stets im Serpentin vorhandenen Kiese (Kupferkies, Pyrit u. a.) können sich beträchtlich anreichern. Das ist z. B. der Fall im Serpentin von Tgiant Ladrung, wo im 19. Jahrhundert der dortige Kupferkies Gegenstand einer kurzatmigen Ausbeute war. Wertvolle Erze, wie platin- und goldhaltige, sind bisher in bündnerischen Serpentinorkommen nirgends in abbauwürdiger Menge gefunden worden.

In der mit Pillow-Laven und -Breccien verschuppten Serpentinmasse vom Bischtgiat beschrieb er eine weitere Imprägnation von Pyrit und Kupferkies. Möglicherweise liegt in diesen Aufschlüssen die von Christian Gadmer erwähnte Grube bei Mons. CORNELIUS (1935 und 1951) und STAUB (1920 und 1926) schenken den alten Erzgruben kaum Beachtung. Geologie, Stratigraphie und Tektonik standen im Vordergrund aller Interessen. Erst die «Übersichtskarte zu Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz (1:600000)» von KUENDIG und DE QUERVAIN (1953) enthält die Kiesvorkommen von Tiefencastel, der Ochsenalp und Gruba. Eintragungen der Vorkommen finden sich schließlich auch in der 2. Auflage der «Geotechnischen Karte der Schweiz, Blatt 4, Bellinzona-St. Moritz» im Maßstab 1:200000 von DE QUERVAIN, FREY, HOFMAENNER und JENNY (1967).

Diese Betrachtungen zeigen, daß die Kiesvererzungen in den Serpentiniten des Oberhalbsteins zwischen dem 15. und Anfang des 17. Jahrhunderts eine gewisse ökonomische Bedeutung hatten, später jedoch in Vergessenheit gerieten, zu Beginn des 19. Jahrhunderts ohne Erfolg kurzfristig wieder betrieben und bis heute nur cursorisch erwähnt wurden. Für uns steht nur ihr wissenschaftlicher Wert im Vordergrund. Aus den Vererzungen kannte man bisher nur wenige der wichtigsten Mineralien wie Kupferkies, Pyrit und Malachit. Die Vielfalt der neu hinzukommenden Mineralien und ihre Beziehung zu meist gestörten Serpentiniten lassen diese Vererzungen als einen sehr interessanten, bisher noch nicht beschriebenen Lagerstättentypus erscheinen.

Als Abschluß des geschichtlichen Überblicks seien einige Sätze von WALKMEISTER aus dem Jahre 1889 zitiert, die für die heutige Zeit immer noch Gültigkeit besitzen.

Statt Gold zu graben, ist schweres Geld und Gold in den Bergen des schönen Bündnerlandes vergraben worden und viele wohlhabende Familien hat das Goldfieber arm gemacht. Diese Thatsache weckt ein Gefühl in unserer Brust, das wir gern los sein würden, bevor wir nach Hause zurückkehren. Wir erheben unseren Blick von der Erde, deren Tiefen unseren Geist auf der langen Wanderung beschäftigt, zu dem Kranz der heimatlichen Berge, die im Golde der scheidenden Abendsonne strahlen. Es ist ein herrlicher Sommerabend. Reisewagen auf Reisewagen begegnen uns, um in der kühlen Sommernacht ihre Insassen an die Heilquellen zu bringen; die Post fährt uns vor und ist dicht besetzt mit Fremden, die an den Gesundbrunnen oder in der würzigen Alpenluft ihre angegriffenen Nerven gestärkt haben zum neuen aufregenden Kampfe um das Dasein.

Was willst du auch die Tiefen der Erde nach metallenen Schätzen durchwühlen, diesen Irrlichtern, die so große Opfer alle diejenigen gekostet, welche ihnen folgten? Siehst du nicht ein, daß unser Reichthum und unser Glück nicht im Boden, sondern im Wasser, das aus ihm hervorbricht, und in der Luft, die über ihn dahin streicht, liegt? spricht der Freund, der mit mir das bunte Treiben, das geschäftige Hin- und Herrennen vor dem Hotel Steinbock zu Chur betrachtet und dem Sprachengewirre lauscht! Wahrlich, die rauchenden Hochöfen, die ernsten Knappen würden nicht mehr in diese Welt passen. Darum würde man besser thun, von dem Bergbau in unseren Alpen gar nicht mehr zu reden; Gottlob und Dank, daß sie ein Ende genommen, diese holzfressende Bergwerksindustrie!

In der Geschichte des Bergbaues, so antworten wir, dürfen gegenwärtige und zukünftige Geschlechter lesen und wohl beherzigen die Mahnung, welche in diesen Blättern bündnerischer Culturgeschichte enthalten ist, die Mahnung: Die Natur öffnet nur demjenigen ihre Hand, der sie verstehen gelernt, und vernichtet jeden unbarmherzig, der durch Gründung oder Schwindel dieser oder jener Art sich an ihr versündigt!

Ob die Schätze an edlen oder unedlen Metallen nach der Tiefe zu ab- oder zunehmen, das wissen wir freilich nicht, daß sie vorhanden sind, das ist sicher, und ebenso sicher ist es, daß unser Land alle Ursache hat, die Schätze seines Bodens nicht zu ignorieren. Und ist die Annahme wohl zu gewagt, daß noch eine Zeit erscheinen könnte, wo die Elektrizität in den Dienst der Metallgewinnung treten dürfte?

Mögen dann die Menschen aus der Geschichte des Bergbaues gute Lehren ziehen, wie man es nicht machen soll und nicht machen darf – dann haben die Altvordern nicht umsonst geirrt!

B. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Nach der höchsten Erhebung des Oberhalbsteins, dem Piz Platta (3392 m), benannte STAUB (1916) die oberpenninische Platta-Decke, die den kretazischen bis alttertiären Arblatsch-Flysch-Massen (Oberhalbsteiner Flyschdecken) und den Averser-Bündnerschiefern (Suretta-Decke = Oberpenninikum) aufliegt. Das Hangende der Platta-Decke bilden die noch nicht sicher datierbaren Roccabella-Schiefer (Roccabella-Serie s. l.) und die darauf liegenden unterostalpinen Klippreste der Err-Decke am Piz Scalotta. Innerhalb der Platta-Decke können wir zwei große Teildecken unterscheiden (Untere und Obere Platta-Decke), die durch einen in sich verschuppten Serpentin-Gabbro-Diabas-Sediment-Komplex (Mazzaspitz-Marmorera-Serpentin-Schuppen) getrennt werden (Taf. I: *Vererzungen in den Ophiolithen des Oberhalbsteins*). Drei weitere tektonische Einheiten, die Martegnas-Serie im nördlichen Oberhalbstein, der Livigung-Zug südlich der Val Natons und Val d'Err sowie die südlichst gelegene Forcellina-Schuppe werden aufgrund ihrer lithologischen Zusammensetzung und tektonischen Lage von der Platta-Decke s. str. abgetrennt, obwohl sie neben Sediment- und Kristallinrelikten im wesentlichen Ophiolithe enthalten. Die Martegnas-Serie (STREIFF, 1939 und 1969) und der Livigung-Zug (ZIEGLER, 1956) liegen eingeschuppt in den Oberhalbsteiner-Flyschdecken, während die Forcellina-Schuppe mit dem Mantel der Obersten Platta-Serpentinite (= Cuolmens-Serpentinite) in die Vulkanite der südlichen Unteren Platta-Schuppen eingefaltet ist.

Unter Ophiolithen verstehen wir die Trilogie von Gesteinen (STEINMANN, 1926): Diabase (Spilite), saursuritisierte Gabbros und Serpentine, die wahrscheinlich als basische Magmen und ultrabasische Massen längs Bruch- und Schwächezonen in die meist wenig mächtigen, z. T. unverfestigten Sedimente eines sehr heterogenen, heute noch nicht näher definierbaren marinen Ablagerungsraumes eindringen. Die zugehörigen Sedimente, d. h. Kieselschiefer, Phyllite, Kalkmarmore und schwachmetamorphe Kalkarenite haben oberjurassische bis oberkretazische Alter (DIETRICH, 1967, 1969 und 1970).

In den Platta-Teildecken herrscht eine intensive Schuppentektonik vor, wobei die ehemaligen Abscherungshorizonte meist an Serpentine, Diabag-Gabbros und Ophicalcite gebunden sind. Primäre Kontakte zwischen basischen und ultrabasischen Ophiolithen konnten nicht erkannt werden. Mögliche Kontakte wurden durch eine intensive Schuppentektonik vollkommen verwischt. Auffallend ist, daß sich in den Schuppenzonen eher ältere Sedimentreste (Trias bis Jura) finden, während mit den basischen Vulkaniten meist jüngere Sedimente (oberer Jura bis Kreide) zusammenhängen. Diese Ablagerungen setzen sich aus oberjurassischen, grünen und roten Radiolariten und Kieselschiefern, kieseligen, verschieferten Kalkmarmoren, unterkretazischen Kalkphylliten und Phylliten (durch Formaminiferen belegtes Aptian-Albian-Alter) sowie einer oberkretazischen Kalkphyllitserie mit eingeschalteten Kalkareniten zusammen. Die letzteren Sedimente weisen oft normalstratigraphische Kontakte mit basischen Ophiolithen (Diabasen, Pillow-Laven und -Breccien) auf.

Drei verschiedene Vererzungstypen treten in den Ophiolithen auf:

1. *Eisen-Kupfer-Nickel-Vererzungen* (Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Bravoi-Pentlandit und Ilvait-Magnetit) in «gestörten Serpentiniten».
2. *Kleinere Hämatit-, Magnetit- und Pyrit-Chalkopyrit-Vorkommen* in metamorphen Vulkaniten, meist an Störungszonen gebunden.
3. *Mangan-Vererzungen* (Braunit, Psilomelan, Mangansilikate und -karbonate) in den Radiolariten und Kieselschiefern, gebunden an Vulkanite.

In den Serpentinitschuppen der Platta-Decke und der Forcellina-Schuppe finden sich an 21 Lokalitäten (Nr. 1 bis 22; das Vorkommen Nr. 4, Colm da Bovs, bildet eine Ausnahme) *sulfidische Vererzungen*. Diese liegen vorzugsweise in stark gestörten Serpentiniten und Ophicalciten, wobei die Störungszonen meist konkordant zu den Überschiebungshorizonten verlaufen. Chromvererzungen (Chromit, Chromspinelle und Magnetit) treten nicht auf. Vereinzelt kommen Chromspinelle und Magnetitanhäufungen in den Serpentiniten vor.

Die *kleineren Hämatit-, Magnetit- und Kiesvorkommen* in den metamorphen Vulkaniten sind eher unbedeutend und werden in dieser Arbeit nicht näher behandelt.

Die *Manganvererzungen* sind an die Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe der oberpenninischen Platta-Decke und an die unterostalpine Carungas-Decke (z. T. selbständige tektonische Einheit der Err-Decke) gebunden. Wir deuten sie mit GEIGER (1948) als submarin-exhalative und zugleich sedimentäre Vererzung, die auf den basaltischen Vulkanismus der Platta-Ophiolithe zurückzuführen ist. Die einzelnen, z. T. abbauwürdigen Vorkommen sind nur der Übersicht halber in der Tafel I «Vererzungen in den Ophiolithen des Oberhalbsteins» eingetragen.

Die Oberhalbsteiner Ophiolithe wurden während der alpinen Gebirgsbildung des Bündner Raumes überprägt, so daß aus den ehemaligen Basalten Diabase (Spilite?), aus den Gabbros saussuritisierte Gabbros und Rodingite, und aus den Peridotiten Serpentine entstanden. Innerhalb der heute recht gut überschaubaren Schuppentektonik der bis zu 700 m mächtigen Platta-Decke konnten wir (DIETRICH, 1969) vom Hangenden zum Liegenden sowie von Norden gegen Süden bis Südwesten eine fortschreitende regionale Metamorphose von der schwach metamorphen Pumpellyit-Zone (Albit, Pumpellyit, Chlorit, Aktinolith, Epidot und Titanit \pm Lawsonit, Alkalihornblenden und Stilpnomelan in basischen Gesteinen sowie Quarz, Albit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Pumpellyit, Aktinolith, Epidot und Stilpnomelan in Sedimenten oder sporadisch auftretenden Kristallinrelikten) bis in den Grünschiefer-Fazies-Bereich (Verschwinden von Pumpellyit und vermehrtes Auftreten von Aktinolith und Epidot verfolgen. Dieser Übergang zeigt sich bei den basischen Vulkaniten besonders deutlich, da deren primäre Strukturen in den Oberen Platta-Schuppen makroskopisch und mikroskopisch noch gut erkennbar sind, während sie in den Unteren Platta-Schuppen durch allmähliche Ausplättung und Fältelung in reine Grünschieferstrukturen übergehen. Aber auch die Serpentine zeigen charakteristische Änderungen. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung können wir im Oberhalbstein zwei Varietäten unterscheiden: Lizardit-Chrysotil-Serpentine und Antigorit-Serpentine. Die Lizardit-Chrysotil-Serpentine treten vor allem im nördlichen und mittleren Teil des Oberhalbsteins auf, während die Antigorit-Serpentine nur südlich der Linie Sur al Cant-Julierpaß anzutreffen sind (DIETRICH und PETERS, 1971, «Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins»).

Zusammenstellung der Eisen-Kupfer-Nickel-Vererzungen in gestörten Serpentiniten der Platta-Decke

Vorkommen (DV)	Koordinaten	Höhen
1. Tgant Ladrung (südlich Tiefencastel)	764.550/168.270	bei Punkt 1241.9,
2. Eine Grube bei Mon (Bistgat)?	(nach Angabe von Chr. Gadmer, 1606, in BRUEGGER, 1866) etwa 760.250/169.000	bei Punkt 1727
3. Eine Grube bei Salouf?	(nach Angabe von Chr. Gadmer, 1606, in BRUEGGER, 1866 und SCHOPFER, 1835)	
4. Colm da Bovs (Tinzener Ochsenalp)	771.850/159.250	auf 2460–2480 m
5. Gruba (südöstlich Sur)	769.200/153.790	auf 1880 m
6. Cuas (Westufer Marmoreraee)	768.000/152.700	auf 1770 m
7. Cuas (Westufer Marmoreraee)	767.880/152.470	auf 1880 m
8. Val Starschagns (Westufer Marmoreraee).	767.750/152.270	auf 1970 m
9. Cotschens (Westufer Marmoreraee)	767.600/152.070	auf 2090 m
10. Cotschens (Westufer Marmoreraee)	767.140/152.040	bei Punkt 2276.1
11. Muttans (Val da Faller).	765.925/152.755	auf 2280 m
12. Ostufer Marmoreraee (nördlich Marmorera)	769.030/152.190	auf 1680 m
13. Oberhalb Marmorera (Ostufur Marmoreraee)	769.260/152.110	auf etwa 1810 m

14. Val da Natons (Alp Sess) (östlich Marmorera)	771.300/152.450	auf 2280 m
15. Pardeala (südöstlich Marmorera)	769.580/151.700	auf 1830 m
16. Crap Fess (südlich Bivio)	769.900/146.700	auf 2100 m
17. Sur al Cant – Fuorcla	768.570/144.700	auf 2560 m
18. Curt Eta (südlich Sur al Cant)	768.670/144.380	bei Punkt 2510
19. Alp Tgavretga (südlich Sur al Cant)	768.960/144.270	auf 2340 m
20. Sur al Cant (nördlich Forcellina-Paß)	767.120/144.000	auf 2780 m
21. Leg Curegia (östlich Forcellina-Paß)	767.540/143.575	auf 2600 m
22. Lunghinpaß	770.920/142.560	auf 2620 m

Lokalisierung der Vorkommen: Tafel 1 «Vererzungen in den Ophiolithen des Oberhalbsteins».

C. BESCHREIBUNG DER ERZVORKOMMEN

Die Vorkommen der nördlichen Gruppe (Nr. 1 bis 4), Tiefencastel–Mühlen

Die Vererzung Nr. 1 (Tgant Ladrung) liegt in einem noch zur oberpenninischen Platta-Decke gehörenden Serpentinzug, welcher südlich Tiefencastel zwischen den mächtigen Dolomitmassen der ostalpinen Aela-Decke im Hangenden und den Sedimenten der penninischen Schamser-Decken im Liegenden auskeilt (Tafel I). Eine Fortsetzung der Ophiolithe findet sich erst nördlich des Albulatales oberhalb Brienz in den Sedimenten der Arosler-Zone (FREI und OTT, 1926). Da man dort im Hangenden ebenfalls typisch ostalpine Sedimente antrifft, ist eine Korrelation zwischen der südlichen Arosler-Zone und der nördlichen Platta-Decke wahrscheinlich. Dieser Auffassung schloß sich auch STAUB (1958) an. Wir fanden während unserer Untersuchungen (DIETRICH, 1969 und 1970) darin keine Widersprüche.

Das nicht genau lokalisierte Vorkommen Nr. 2 (Bistgat) gehört nach STAUB (1958) sowie STREIFF (1969) zu den Ophiolithen der Martegnas-Serie, die sich an der Basis der Oberhalbsteiner Flyschdecken (nach ZIEGLER, 1956, und STAUB, 1958) im Norden zwischen Oberer und Unterer Flysch-Schuppe, im Süden an der Basis des Arblatsch-Flysches (zwischen den mesozoischen Serien der Schamser-Decken einschaltet). Wir sehen die Martegnas-Serie aufgrund ihrer mesozoischen Sedimente und Ophiolithe als ein Element der Platta-Decke an, das während der ersten großen tektonischen Phasen der alpinen Orogenese in die Flyschablagerungen der Schamser-Decken gelangte (DIETRICH, 1970).

Das ebenfalls unauffindbare, aber wahrscheinlich existente Vorkommen Nr. 3 (bei Salouf) gehört tektonisch in eine Serpentin-Zone, die mit den obersten Ophiolith-Schuppen der Platta-Decke zu korrelieren wäre (STAUB, 1958, sowie STREIFF, 1969 = Decke des Piz Curvèr = Platta-Decke, s. I.).

Das Vorkommen Nr. 4 (Colm da Bovs) liegt dagegen eindeutig im Hangenden des obersten Serpentin-Ophicalcit-Zuges der Platta-Decke am tektonischen Kontakt zum Kristallin der Carungas-Decke, einer nördlichen Digitation der unterostalpinen Err-Decke.

1. Tgant Ladrung

(südlich Tiefencastel), Koord. 764.55/168.27

Einen Kilometer nördlich des «Steins» (Crap Ses) zweigt ein kleiner Fahrweg von der heutigen Autostraße ab, auf dem man in wenigen Minuten zu dem 1240 m hoch gelegenen Vorkommen gelangt. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts dürfte der ehemalige 3 km lange Fahrweg direkt von Tiefencastel zu dem Erzvorkommen (auf der neuen Landeskarte bei Punkt 1241.9) geführt haben. Die Vererzung liegt in der zur Platta-Decke gehörenden Serpentinmasse, die gesamthaft etwas versackt zu sein scheint. Das Streichen der vertikal einfallenden vererzten Störungszone verläuft nämlich E–W. Gegen Norden schließt an den völlig mylonitisierten Serpentin ein etwa 3–5 m breiter Talk-Magnesitschiefer-Zug an, der ebenfalls vertikal einfällt. Die vererzte Störungszone wird im unteren Teil auf etwa 1200 m 4–5 m breit. Sie keilt im oberen Teil auf 1240 m jedoch aus. Gegen Süden wird der verruscelte Serpentin wieder kompakt. Leider sind die vor 160 Jahren betrie-

benen Stollen völlig verschüttet, so daß wir über ihre Länge keine Aussage machen können. Einige reich vererzte Handstücke fanden wir unterhalb der alten Verladerampe im Schutt.

Das *Erz* liegt völlig unregelmäßig (schlierig) in der Grundmasse (Maschenserpentinit: Lizardit, Chrysotil, Magnetit und vereinzelt Chromspinellrelikte [Fig. 4]) verteilt. Die Kontakte Erz-Maschenserpentinit sind durch millimeterbreite Zonen von Kluft-Antigorit ausgefüllt. Eine letzte Generation Kluft-Antigorite und Chrysotile füllt die das Erz und den Serpentinit durchsetzenden Zerrklüfte.

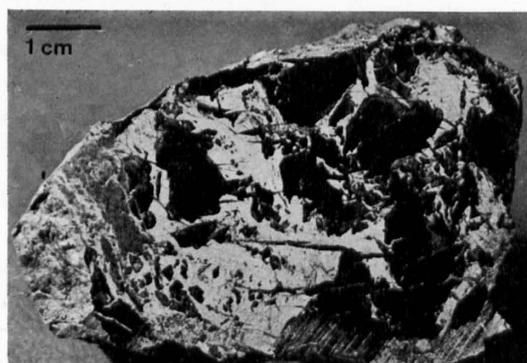


Fig. 4. Vererzte Probe (etwa 30% Pyrit, inkl. Chalkopyrit) des Vorkommens Nr. 1 (Tgant Ladrung). Metallgehalte durch Röntgen-Fluoreszenz bestimmt (Tab. 1). Chalkopyrit ist sehr fein im Pyrit verteilt, so daß man ihn makroskopisch kaum erkennen kann.

Die hohen Titangehalte weisen auf Ilmenit hin. Co und Ni dürften größtenteils im Pyrit gebunden sein.

Der erzmineralogische Inhalt ist sehr einfach: Pyrit, Chalkopyrit und Magnetit mit sekundären Umwandlungen in Malachit und Goethit. Der Magnetit scheint als eine spätere Phase Pyrit und Chalkopyrit zu verdrängen. In den reich vererzten Handstücken konnten wir aufgrund von mehreren Anschliffen die durchschnittlichen Gehalte der Erzminerale bestimmen: Pyrit etwa 25%, Chalkopyrit etwa 4%, Magnetit etwa 65%, Chromspinell bis Magnetit etwa 1% und Goethit etwa 5%. Malachit ist nur als Anflug vorhanden. Einige fragliche Ilmenite wurden festgestellt.

2. Bistgat

Aus den Angaben des Davoser Bergrichters Christian Gadmer (1606) erfuhren wir von einer chalkopyrit-führenden Grube bei Mon. 1925 beschrieb OTT an der gleichen Lokalität Chalkopyrit- und Pyritimpregnationen. Wahrscheinlich ist die ehemalige Grube verstorzt und unter Schutt vergraben. Das Serpentinitvorkommen von Bistgat ist gegenüber demjenigen von Tgant Ladrung wesentlich größer. Nach FREI und OTT (1926) liegt es in den Sedimenten der Curvèr-Nivaigl-Serie, nach STAUB (1958) und STREIFF (1969) in der Martegnas-Serie. Beide Serien lassen sich jedoch unserer Meinung nach mit der Platta-Decke, s. I., verbinden.

Wir untersuchten die Serpentinmasse auf Erzimpregnationen. Die Aufschlüsse im Bach nördlich der Alp Plang digl Bistgat geben ein vollständiges Profil wieder. Es können zwei Horizonte Serpentine ausgeschieden werden, die durch ein etwa 10 m mächtiges Schieferpaket (graue Kalkphyllite bis Phyllite) getrennt werden. Der untere Serpentin (auf Kote 1660 m) ist völlig tektonisiert und von vielen Talk- und Karbonatlinsen durchsetzt. Der obere schwarze Maschenserpentinit (Beginn auf Kote 1680 m) ist dagegen eher massig ausgebildet. Neben Calcitklüften enthält er Edelserpentin- (ein Kluft-Antigorit = x-ray, Tab. 6, und chem. Analyse, Tab. 3) und Dolomit-Klüfte. Vereinzelt finden sich zwischen Kote 1720 und 1740 einige Meter mächtige Pyroxenit- und Gabbrolinsen. Die Kontakte zum umgebenden Serpentin sind mit Talk-Chlorit-Schiefer ausgefüllt. Die basischen Boudins sind stellenweise mit Pyrit (meist idiomorph, Würfel und Pentagondodekaeder), Ilmenit, Hämatit und Titanit vererzt. Leider konnten wir keine mit Chalkopyrit vererzten Serpentine finden.

3. Eine Grube bei Salouf?

Christian Gadmer erwähnte in seinen Aufzeichnungen um 1600 eine Grube bei Salouf, in der Chalkopyrit gewonnen wurde. Nun sind auf der westlichen Oberhalbsteiner Talseite in der Gemeinde Salouf keine Serpentinite aufgeschlossen. Das einzige größere Ophiolithvorkommen von Cre digl Lai (Punkt 2066.2) südlich des Piz Toissa (vergleiche Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt Piz Michel von FREI und OTT, 1926) besteht nur aus einer größeren Masse variolitischer Meta-Pillow-Laven. Wir konnten in der Umgebung von Salouf keine größeren Serpentinitaufschlüsse entdecken. Das gesamte Gebiet ist von Moränen- und Bergsturzmaterial bedeckt. Dennoch ist es möglich, daß um 1600 irgendwo vererzter, tektonisierter Serpentin anstehend war. So fanden wir in einem neuen Anschnitt des Weges von Salouf nach Mundaditsch auf der Kote 1525 (Lokalität: Got da Laresch, Koord. 762.74/165.87) größere Linsen und Blöcke eines stark tektonisierten Serpentinits, der stellenweise mit Chalkopyrit vererzt ist. Die Proben sind jedoch stark verwittert, so daß keine brauchbaren Präparate hergestellt werden konnten. Sie wurden deshalb nicht näher untersucht. Tektonisch wären diese Serpentinivorkommen mit den obersten Ophiolith-Schuppen der Platta-Decke zu korrelieren (STAUB, 1958, sowie STREIFF, 1969 = Decke des Piz Curvèr = Platta-Decke, s. 1.).

4. Tinzener Ochsenalp

(Colm da Bovs), Koord. 771.85/159.25 auf 2470 m

Das Vorkommen der Ochsenalp (Colm da Bovs) liegt im hintersten Winkel eines südlichen Seitentales der Val d'Err. Südwestlich unterhalb der alten Abbaue (Lokalität: Avagna) entspringen die Quellen der wichtigsten Zuflüsse des Err-Baches. Das Tal verläuft in der Richtung des Oberhalbsteins (NNW–SSE) und dürfte demnach eine recht alte Talgeschichte besitzen. Aus dem Abkommen der Familie Marmels im Jahre 1338 über das Bergwerksregal im Oberhalbstein geht hervor, daß beim Brunnen «Fontana Demede» ein Schmelzofen errichtet wurde. Diese Lokalität dürfte sich bei den heutigen Alphütten «Demat» am Ausgang des Tales befinden haben (erwähnt auch durch PETERELLI, 1806). Von dort führt auch heute noch der einzig größere Weg nach Tinzen hinunter. Bemerkenswert ist, daß die Waldgrenze heute in diesem Tale auf 1800 m endet, während



Fig. 5. Übersichtsaufnahme der Tinzener Ochsenalp. Die Schneereste rahmen die rostbraunen Schutthalden ein, welche die vier verfallenen Stollen (I–IV) bedecken. Im Vordergrund die Reste einer alten Pochhütte. S (Serpentin bis Ophicalcit), GM (Gneismylonit), U (Überschiebungshorizont).

sie normalerweise bis etwa 2000 m hinaufreichen sollte. Dies deutet darauf hin, daß in früheren Jahrhunderten erhebliche Mengen Holz für die Schmelzöfen geschlagen wurden.

Die Vererzung liegt auf 2460–2490 m im Hangenden des obersten Serpentinzugs der Platta-Decke. Darüber folgen mit einer sehr markanten Störungsbreccie (Komponenten: Gneis, Serpentin, Ophicalcit und Phyllit) Phyllite und teilweise mylonitisierte Gneise (auch grüne Granitgneise). Das gesamte Vorkommen scheint an zwei etwa E–W verlaufenden vertikalen Störungen 10–20 m versackt zu sein. Es erstreckt sich auf eine Länge von etwa 60 m, eine Breite von 30–40 m, und eine Höhe zwischen 10 und 20 m.

Das Erz ist schon von weitem durch charakteristische Anwitterungsfarben sichtbar. Alle alten Stollen, die schon im 14. Jahrhundert und später betrieben wurden, sind heute eingestürzt und verschüttet. Wahrscheinlich lagen 4 Stollen vor: ein nördlicher auf 2460 m gelegener Stollen und drei höhere, auf 2480 m beginnende Stollen. Über die Länge der Stollen können wir nichts aussagen. Im westlich vorgelagerten Tälchen finden sich noch die Grundmauern einer Pochhütte (Fig. 5).

Die Lagerung der Kiesvorkommen über der Ophicalcitmasse ist meist horizontal. Reine Mylonitzonen finden sich nur im hangenden Kontakt direkt unter der Störungsbreccie. Neben den vererzten Partien enthält der verschieferter Ophicalcit Schlieren, Knollen und Linsen von schwarzen Phylliten und eines hellgrauen quarzitisches Gesteins. Leider ist das Liegende des Vorkommens nicht eindeutig aufgeschlossen. Westlich der verfallenen Stolleneingänge liegt eine kleine, überwachsene Halde. Lediglich gegen Norden können wir die Fortsetzung des Vorkommens verfolgen. Nach etwa 200 m keilt die nur noch 1 m mächtige verruschelte und vererzte Zone zwischen dem liegenden Ophicalcit und dem hangenden Granitgneis aus.

Die auf den alten Halden herumliegenden *Gesteinsbrocken* sind ungewöhnlich reich vererzt. Sie wittern dunkelrotbraun bis schwarz, z. T. violett an.

Zwei Varietäten konnten wir im Feld unterscheiden:

1. Die liegenden Partien des Vorkommens enthalten eine sehr kompakte Masse, die überwiegend aus körnigem Pyrit besteht. Die Pyritkörner bilden meist haselnußgroße Zusammenballungen. Sie liegen in einer dichten chloritisch-calcitischen Grundmasse (Fig. 6).

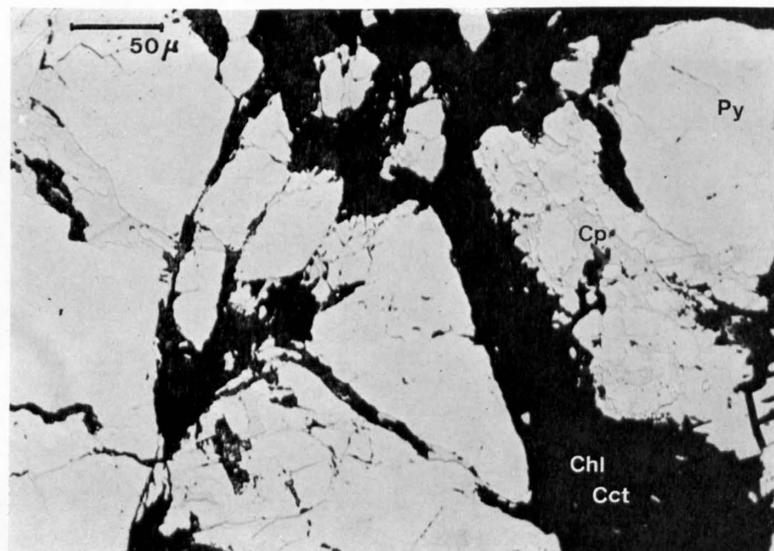


Fig. 6. In einer chloritisch-calcitischen Grundmasse (schwarz) liegen z. T. zerbrochene Pyritkörner (weiß), die xenomorphen Chalkopyrit (hellgrau) enthalten. Metallgehalte (Tab. 1). Vergr. 224×, Öl, ohne Nicols.

2. In den hangenden Partien des Vorkommens findet sich Chalkopyrit in größerer Anreicherung. Als feine Fetzen und Schlieren durchsetzt er eine feinkörnige, mylonitische Grundmasse, die aus einem Gemisch von Chlorit, Muskovit und Quarz besteht.

Außer Pyrit und Chalkopyrit konnten makroskopisch keine weiteren Erzminerale beobachtet werden. Magnetit, welcher sonst in allen Vorkommen sehr reichlich vertreten ist, wurde nicht gefunden. Einige reich vererzte Proben enthielten durchschnittlich 88% Pyrit und 12% Chalkopyrit. Goethit ist nur an der Oberfläche der verwitterten Proben vorhanden sowie auf feinsten Klüften. Ilmenit scheint in feinverteilter Form in der calcitischen Grundmasse vorzuliegen.

Die Vorkommen der mittleren Gruppe (Nr. 5 bis 15), Mühlen-Bivio

Die Erzvorkommen Nr. 5 bis 14 liegen innerhalb der großen Serpentinittmasse der Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen, welche die zwei großen Teilecken (Untere und Obere Platta-Schuppen) voneinander trennt (Tafel I). Bis auf drei kleinere Ausnahmen (Nr. 11, 12 und 13) kommen alle Vererzungen in unmittelbarer Nähe der Kontaktzonen zu den Vulkaniten (Meta-Pillow-Laven und Meta-Hyaloklastite, s. 1.) der Platta-Schuppen vor. An die nördliche, zwischen Gruba-Marmorera-See und Cotschens, steil einfallende, gestörte Kontaktzone zu den Meta-Pillow-Laven der Unteren Platta-Schuppen sind die Vererzungen Nr. 5 bis 10 gebunden (Fig. 7, Westufer des Marmorera-See).

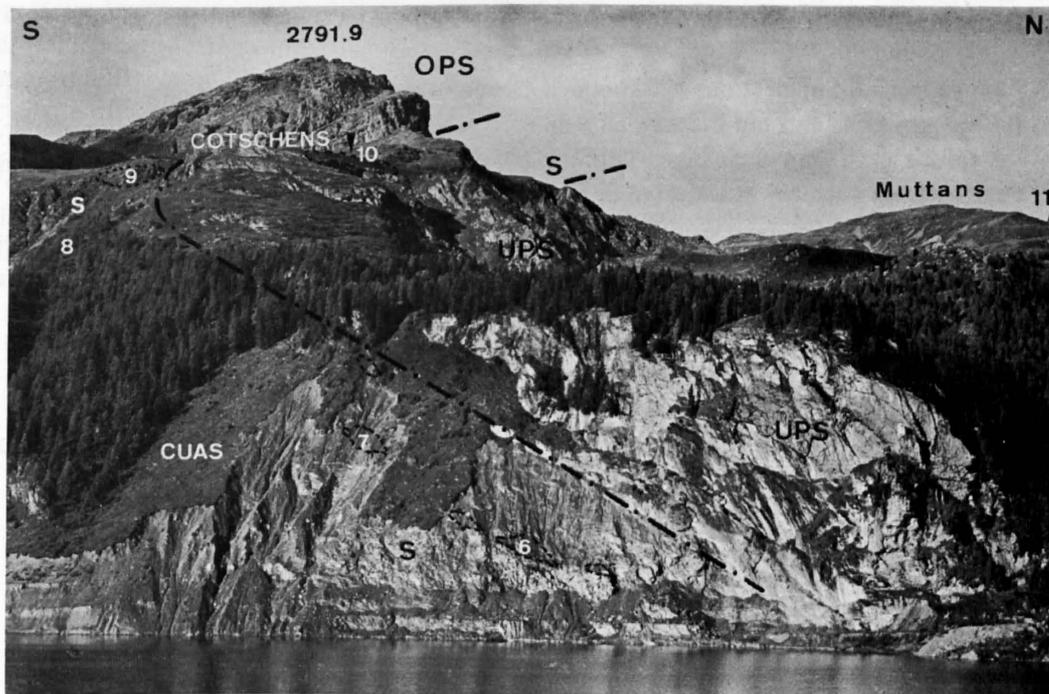


Fig. 7. Das Westufer des Marmorera-See. S (Marmorera-Mazzaspitz-Serpentinite), UPS (Untere Platta-Schuppen), OPS (Obere Platta-Schuppen). Lage der Vererzungen 6, 7, 8, 9, 10 und 11 innerhalb der Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinite.

Das Vorkommen Nr. 11 Muttans findet sich in der westlichen Fortsetzung der Vererzungszone der Vorkommen Nr. 5 bis 10 innerhalb der Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen (Profil Muttans-Val da Faller, Fig. 19), die dort ein schwaches Einfallen ($10-20^\circ$) gegen SE zeigen. Die Vorkommen Nr. 12 und 13 liegen ebenfalls innerhalb der Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinite, allerdings mehr gegen die südlicheren, hangenden Kontakte zu den Oberen Platta-Schuppen, in denen auch das kleine Vorkommen Nr. 15 von Pardeala auftritt.

Bei den Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen handelt es sich um sehr heterogene, in sich verschuppte Serpentinitt-Gabbro-Diabas-Sediment-Serien, bei denen der überwiegende Anteil aus Serpentinitt- und Opicalcitmassen besteht (DIETRICH, 1969). Innerhalb dieser Serpentinitt-Schuppenzone, deren Mächtigkeit gegen Norden beiderseits des Marmorera-See erheblich zunimmt (max. 200-300 m) finden sich eingeschuppte Sedimentreste,

die stratigraphische Zusammenhänge erkennen lassen (DIETRICH, 1970). Auffallend ist, daß eher ältere Sedimente (Trias bis Jura) vorliegen, während mit den basischen Vulkaniten der Unteren und Oberen Plattaschuppen meist jüngere Sedimente (Oberer Jura bis Kreide) zusammenhängen. Neben den Sedimentresten, die meist eingeschuppt und völlig isoliert in den Serpentiniten liegen, sind vor allem größere Gabbrokörper und dykeartige Gänge sowie deren tektonisierte Abkömmlinge in Form von Boudins und Linsen vorhanden. Vor allem im nördlichen Bereich der Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinite sind in diesen Ganggesteinen oft noch primäre gabbroide, porphyrische oder intersertale Plagioklas-Gefüge zu beobachten (Mineralbestand: Albit, Chlorit, Pumpellyit, Augit, Titanit, Calcit). Sehr oft liegen auch Diopsid-Pumpellyit-Chlorit- ± Aktinolith-Gemenge vor. Randlich und auf Klüften kann häufig Granat (Grossular, evtl. Hydrogrossular) und Vesuvian beobachtet werden. In den südlichen Cuolmens-Serpentiniten (C: Die Erzvorkommen der südlichen Gruppe) sind die Gänge, Linsen und Boudins fast völlig in Chlorit-Diopsid- oder Diopsid-Granat-Vesuvian-Felse (Rodingite s. str.) umgewandelt. Sehr häufig liegen sowohl die Vererzungen der mittleren wie auch der südlichen Gruppe in unmittelbarer Nähe dieser Ganggesteine. In einem Fall (Nr. 10, Cotschens) konnte die Vererzung bis in einen solchen basischen Gang verfolgt werden. Ein gewisser genetischer Zusammenhang zwischen den Vererzungen und den Ganggesteinen könnte aus diesem Grunde vorliegen.

5. Gruba

(südöstlich Sur), Koord. 769.20/153.79 auf 1880 m

Etwa 1,5 km südöstlich Sur liegt das Vorkommen Gruba in einer kleinen Waldlichtung auf 1860 m. Von Salategnas auf der Alp Flix führt ein Fußweg an den alten Abbauen vorbei nach Furnatsch hinunter, ein anderer Weg von Gruba nach dem ehemaligen Dorfe Marmorera. Wahrscheinlich lagen die alten Schmelzöfen sowohl bei Furnatsch als auch bei Marmorera in unmittelbarer Nähe der Julia.

Die *Vererzung* ist an eine größere Serpentinitmase gebunden, die relativ isoliert aufgeschlossen ist. Das Liegende und Hangende sind durch Quartär (meist Hangschutt) überdeckt. Aufgrund der Kartierung kann

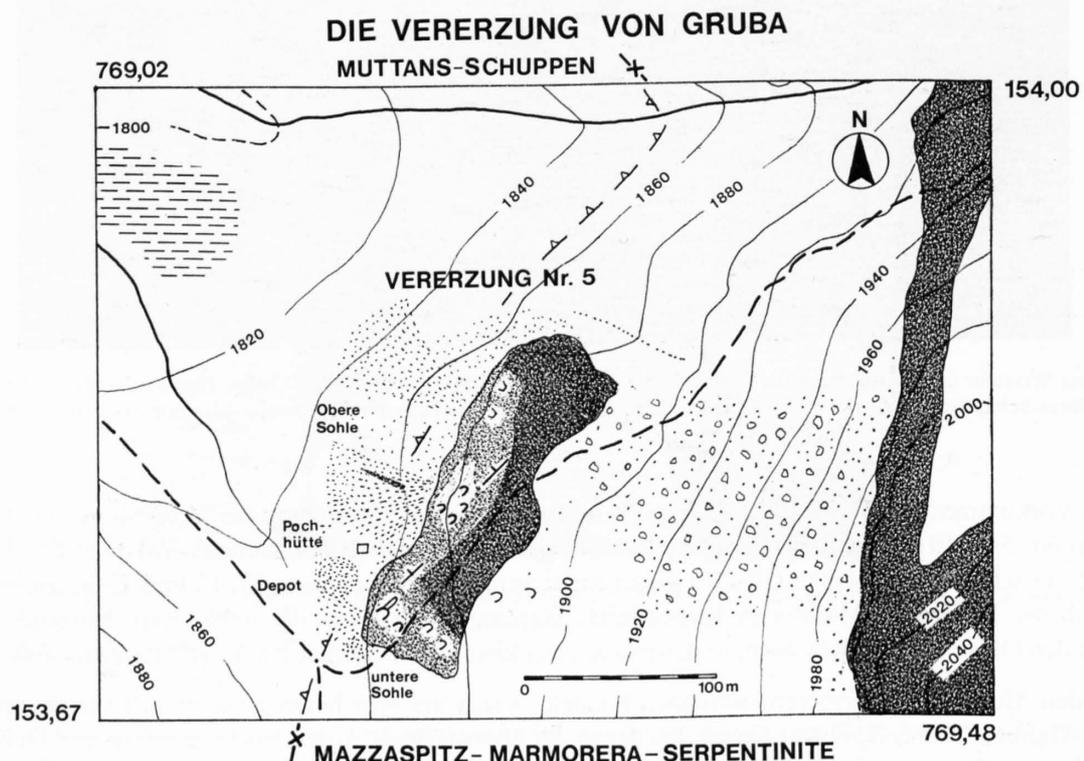


Fig. 8. Die Vererzung von Gruba.

jedoch angenommen werden, daß die vererzten Serpentinpartien die nördlichste, sehr steil einfallende Kontaktzone zu den Vulkaniten der Unteren Platta-Schuppen darstellen. Das gesamte erzführende Areal dürfte, nach der aufgeschlossenen Serpentinmasse zu urteilen, 150 m lang und 30–40 m breit sein. Über die Tiefe läßt sich keine genaue Aussage machen. Bauwürdig vererzt sind jedoch nur eine Schar von Störungszonen.

Die Lage der Haupterzhorizonte ist bestens durch den Verlauf der alten Stollen gekennzeichnet. Danach streichen die vererzten Horizonte etwa N 60–80° E und fallen mit 50–60° nach Nordosten ein. Sie liegen konkordant zu den tektonischen Grenzen der Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinite.

Die heute noch erkennbaren Stollen deuten auf einen Abbau in zwei Sohlen hin. Man begann wahrscheinlich auf der unteren Sohle (Kote 1860 m) nördlich der Wegkreuzung. Dieser Stollen hat eine Breite von etwa 2 m, eine Höhe von 1,5 m und eine Länge von 6–7 m. Ein zweiter, unterer Stollen ist z. T. verfallen. Es scheint, daß südlich des kleinen Fußweges zur Alp Flix (Fig. 8) noch zwei bis drei weitere Stollen gelegen haben, die heute von Schutt bedeckt und völlig überwachsen sind. Vor dem Stolleneingang liegt eine größere Schutthalde, an deren Fuße sich eine Deponie befindet. Daneben sind Mauerreste einer alten Pochhütte erhalten. Die obere Abbausohle liegt 50–60 m nördlicher auf der Kote 1880 m. Drei (evtl. sogar vier), z. T. verfallene Stolleneingänge zeugen von einem intensiveren Abbau als auf der unteren Sohle. Wie weit man auf diesen Stollen bis ins Innere vordrang, ist aufgrund des verfallenen Zustandes nicht mehr zu sagen. Gegen Norden scheinen die vererzten Zonen abzuklingen. Es finden sich nur noch zwei unbedeutende Schürfstellen.

Die gesamte Vererzung enthält gegenüber den Vorkommen Nr. 1–4 eine sehr reichhaltige *Erzmineralisation*. Auf der oberen Abbausohle konnten wir an den noch bestehenden Stolleneingängen makroskopisch zwei Abfolgen feststellen:

- a) Chalkopyrit ± Pyrrhotin (Fig. 10) am nördlichen Kontakt der vererzten Zone gegen den massigen, schwarzen Serpentin. Die eigentliche Kontaktzone ist sehr stark verruscht.
- b) Vorwiegend Pyrrhotin (Fig. 9) auf den internen Partien der vererzten Zone. An einigen Blöcken konnten bis zu 10 cm breite Pyrrhotin-Schlieren beobachtet werden. Diese Zonen enthalten geschätzt bis zu 80% Pyrrhotin.

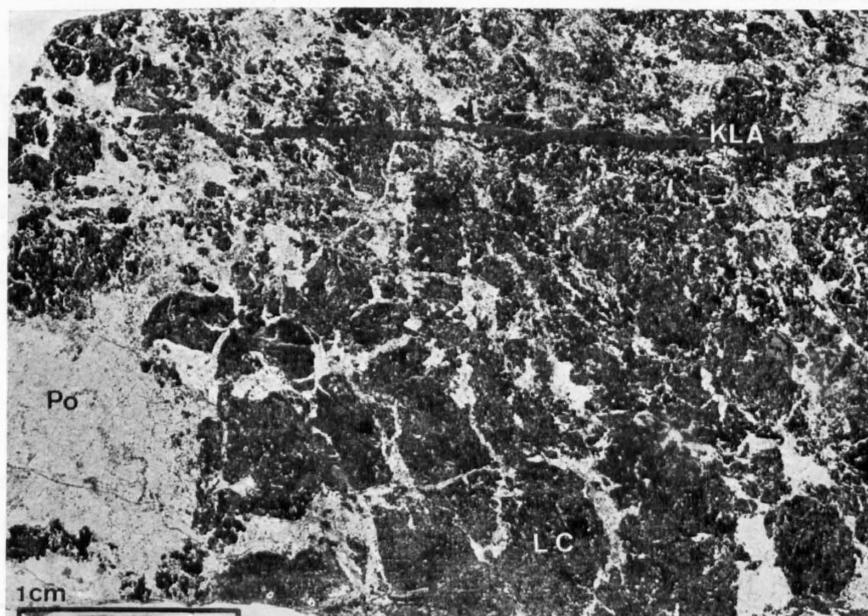


Fig. 9. Pyrrhotinprobe des Vorkommens Nr. 5 (Gruba) aus der oberen Abbausohle (Zone b, der Analyse 5a, Tab. 1). Die Probe ist zu etwa 30% durch Pyrrhotin (Po, weiß) vererzt (Pulverdiagramm dieser Pyrrhotine siehe Tab. 13). Chalkopyrit ist stark untergeordnet. Er liegt als feinste Zwickelfüllung zwischen den Pyrrhotinkörnern (siehe z. B. Fig. 68). Ilvait ist in feinsten Aggregaten nur spärlich an den Kontakten zu der serpentinitischen Grundmasse (Lizardit/Chrysotil, schwarz) vorhanden. Neben Fe (mit 44%) und Cu (mit 0,52%) ergab die Röntgenfluoreszenzanalyse Ni (0,56%) und Zn (0,42%). Ni dürfte wahrscheinlich im Pyrrhotin oder in den reliktsch auftretenden Bravoit-Pentlandit-Aggregaten gebunden sein. Sphalerit wurde in einem Anschliff dieser Probe nicht beobachtet, was jedoch für die gesamte Probe nicht repräsentativ ist. Ausschnittvergrößerung etwa 3×.

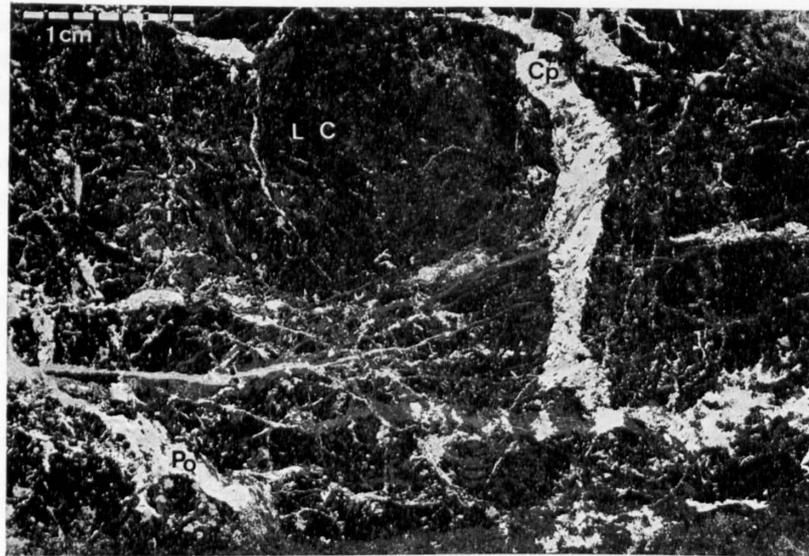


Fig. 10. Vererzte Probe des Vorkommens Nr. 5 (Gruba) aus der oberen Abbausohle (Zone a, der Analyse 5b, Tab. 1). Die Probe ist zu etwa 30% vererzt, wobei der Hauptanteil auf die feinverteilten Ilvaitaggregate (ILV, dunkelgrau) entfällt. Die Sulfide Chalkopyrit (Cp, weiß) und Pyrrhotin (Po, hellgrau) liegen meist in dem Ilvait-Kluftantigorit-(z. T. + Fe und sogar Greenalith)Gemeinschaft. Die eigentliche Grundmasse (LC, schwarz) besteht aus einem, z. T. mylonitisierten Lizardit/Chrysotil-Serpentinit. Die gesamte Probe ist stark durchbewegt, aber außerordentlich kompakt, da alle Mineralien eng miteinander verwachsen sind. Das Porenvolumen ist annähernd Null. Vergrößerung etwa $2,1\times$.

Sowohl die pyrrhotinvererzten internen Partien als auch die randlich geringer vererzten Zonen enthalten schwarze Schlieren, Adern (max. 3 cm mächtig) und Aggregate von Ilvait. In einzelnen Partien konnten bis zu 2 cm lange Ilvaitprismen beobachtet werden. Neben Ilvait finden sich noch feinste weißliche Aggregate von Andradit und Diopsid. Drei reich vererzte Proben wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz auf ihre Metallgehalte (Tab. 1, Nr. 5a-c) untersucht.

Folgende *Erzmineralparagenesen* wurden in Anschliffen beobachtet:

1. Assoziation: Pyrrhotin (z. T. in Markasit-Pyrit umgewandelt), Bravoit (z. T. Violarit), Pentlandit, Linneit und Chalkopyrit.
2. Assoziation: Chalkopyrit, Valleriit und fraglicher Chalkopyrrhotin.
3. Assoziation: Chalkopyrit, Covellin, Neodigenit und Chalkosin.
4. Assoziation: Magnetit, Sphalerit und Ilvait.
5. Assoziation: Umwandlungen von Pyrrhotin, Markasit, Pyrit und Ilvait in Goethit, sowie Chalkopyrit in Malachit.

6. und 7. Cuas

(Westufer Marmorera-See) auf 1770 m und 1880 m

In der gleichen tektonischen Lage wie die abbauwürdigen Vorkommen von Gruba liegen die vererzten Horizonte von Cuas. Vom normalen Niveau des Marmorera-Stausees auf 1680 m zieht sich die vererzte Störungszone die Val Starschagns bis zum Punkt 2276.1 hinauf (siehe Fig. 7), wo sie die größte Mächtigkeit erreicht. Die Vorkommen Nr. 6 und 7 stellen weit auseinandergezogene Lagen dar, die vereinzelt max. 1 m Breite erreichen und darum kaum abbauwürdig erscheinen.

Die *Erzmineralparagenesen* sind nicht so reichhaltig wie in den Vorkommen von Gruba (Nr. 5) und Cotschens (Nr. 9 und 10). Magnetit und Ilvait sind die überwiegenden Anteile. Auf 100% Erzmineralgehalt konnten wir in allen Anschliffen nur 3-5% Pyrrhotin, 1-2% Markasit, Spuren von Pyrit, Bravoit (Violarit) und Pentlandit/Linneit sowie 1-3% Chalkopyrit (+ Cubanit, Covellin) feststellen. Bemerkenswert ist das Auftreten von Magnetit mit Sphalerit (Fig. 11).

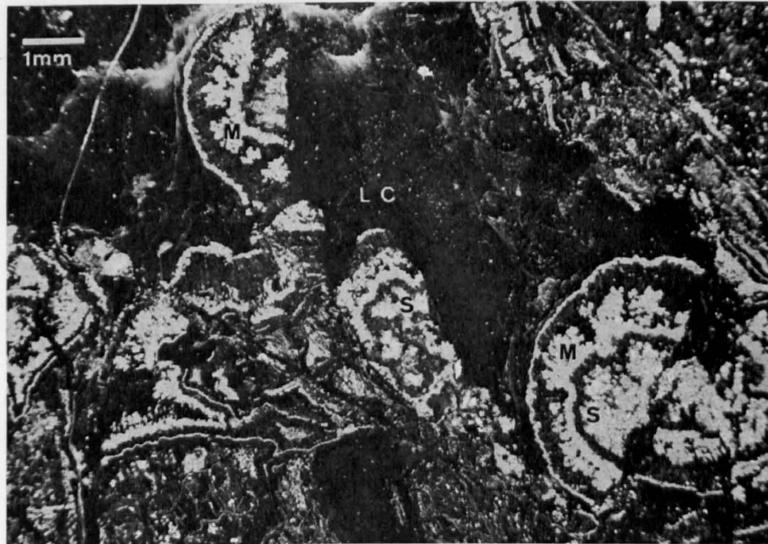


Fig. 11. Handstückpartie, angeschliffen. Vergrößerung etwa $8\times$, Vorkommen Nr. 6. In einer gestörten schwarzen Grundmasse (Serpentinminerale: Lizardit/Chrysotil sowie auf Klüften Antigorit, Greenalith und Diopsid) liegen Magnetit (M) und Sphalerit (S) mit kokardenartigen Strukturen. Das Bild zeigt Bewegungen nach der Ausscheidung von Magnetit und Sphalerit, da die Strukturen abgeschnitten und verschoben sind. Sphalerit wurde in dieser Probe mit Hilfe der Elektronenmikroskopie eindeutig nachgewiesen. Er ist jedoch mit Magnetit so fein verwachsen, daß eine FeS-Bestimmung im ZnS mit zu großen Unsicherheiten verbunden gewesen wäre.

8. Val Starschagns

(Westufer Marmoreraee), Koord. 767.750/152.270 auf 1970 m

Westlich des Fußweges, der die Alpen Pra Miez und Starschagns verbindet, findet sich auf der Kote 1970 m nördlich der Val Starschagns ein weiterer kleiner Aufschluß der am Stausee beginnenden vererzten Störungzone. Auch dieses Vorkommen ist nur auf einen Quadratmeter reichhaltiger vererzt. Es hat den Anschein, daß es sich um eine alte Schürfstelle handelt.

Magnetit stellt mit max. 63% aller Erzminerale den Hauptanteil dar, gefolgt von Chalkopyrit (20%), Goethit (5%), Pyrrhotin (3%) sowie Markasit (2%) und Sphalerit (3%). Folgende *Assoziationen* konnten beobachtet werden:

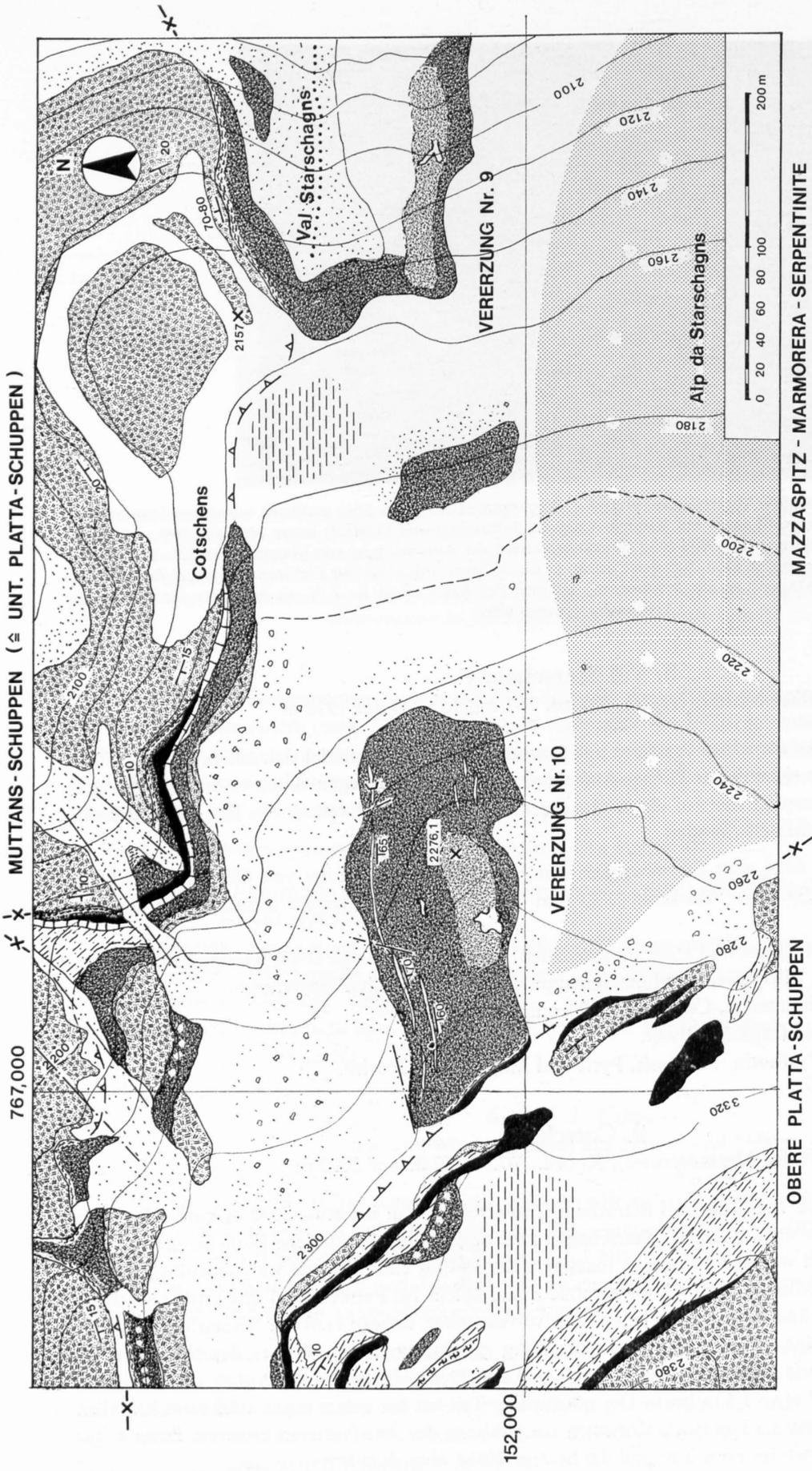
1. Pyrrhotin (häufig in Markasit und Pyrit umgewandelt), Bravoit-Pentlandit sowie Linneit und Violarit.
2. Chalkopyrit, Vallerit, Mineralien der Linneitgruppe und fraglicher Chalkopyrrhotin.
3. Bornit mit Chalkopyritlamellen, Covellin und Neodigenit.
4. Magnetit, Sphalerit und fraglicher Ilvait.
5. Umwandlungen von Pyrrhotin, Markasit, Pyrit und Magnetit in Goethit.

9. Cotschens

(Westufer Marmoreraee), Koord. 767.60/152.07 auf 2090 m

Durchsteigt man das steile Tobel der Val Starschagns, so erreicht man bei etwa 2090 m kurz unter dem Absatz gegen die flachen Wiesen der Alp da Starschagns zwei enge, nahezu verfallene Stolleneingänge. Der *obere Stollen*, der schon nach wenigen Metern in massigem Serpentin endet, wurde wahrscheinlich nur als Sondierstollen vorgetrieben. Man hoffte wohl, die vererzte Zone, welche bei Punkt 2276.1 ihre größte Mächtigkeit erreicht, auch hier vorzufinden. Es wurde jedoch nur verruselter, nahezu erzfreier Serpentin angefahren. Der *untere Stollen* scheint dagegen einer Erzausbeutung gedient zu haben. Wie es der schematisierte Grundriß (Fig. 13) zeigt, gabelt sich der Stollen in zwei Äste auf. Der südlichere Teil ist etwa 11 m lang, im Durchschnitt 1,8 m breit und etwa 1,5 m hoch. Der nördlichere Teil hat bei einem etwas stärkerem Einfallen von $10-15^\circ$ eine Länge von etwa 15 m (wahrscheinlich nach Abzug des verschütteten hinteren Teiles sogar 20 m und mehr). Die Breite beträgt etwa 3 m und die heutige Höhe über dem Schutt 1-2 m.

DIE EISEN-KUPFER-NICKEL VERERZUNGEN VON COTSCHENS
 MUTTANS-SCHUPPEN (≅ UNT. PLATTA-SCHUPPEN)



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Radiolarit (z. T. verschiefert) und Kieselschiefer | | Talkschiefer in Überschiebungshorizonten |
| | Chlorit-Serizit und Kalk-Phyllit | | Serpentin |
| | verschiefter Kalkmarmor | | Stollengrundrisse der Vererzungen Nr. 9 und 10 |
| | Chlorit-Muskovit-Schiefer | | Sumpf |
| | überprägte Meta-Pillow-Laven und Meta-Hyaloklastite | | feiner und grober Hang- und Blockschutt |
| | Diabaseinschlüsse und deren Umwandlungsprodukte im Serpentin | | Moränengebiet |
| | Ophicalcit | | Störungen |

MAZZASPITZ - MARMORERA - SERPENTINITE

OBERE PLATTA-SCHUPPEN

Fig. 12.

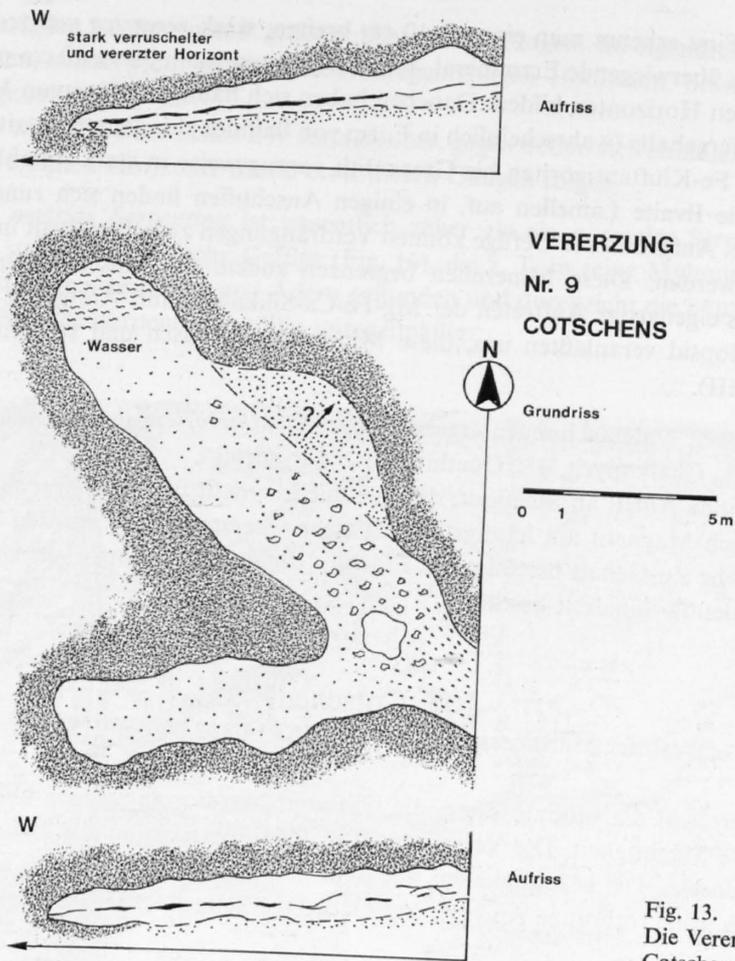


Fig. 13.
Die Vererzung Nr. 9,
Cotschens.



Fig. 14. Vorkommen Nr. 9 (Cotschens). Die Aufnahme zeigt den unteren Stollen sowie den fast verfallenen Stolleneingang. Man erkennt in der Mitte des Bildes den verzerrten Horizont, der als Nebengestein meist verruschelten Serpentin (S) enthält. Gegen das Hangende wird der Serpentin hingegen wieder massiger.

Zwischen Sohle und First erkennt man einen 3–10 cm breiten, stark *vererzten und verruschelten Horizont* (Fig. 14). Magnetit ist das überwiegende Erzmineral. Es kann in Aggregaten bis zu 10 cm mächtige Linsen und Adern in den verruschelten Horizonten bilden. Daneben haben sich häufig Anflüge von Malachit ausgeschieden, die auf gewisse Kupfergehalte (wahrscheinlich in Form von Sulfiden) hindeuten. Ilvait ist neben Magnetit, Sphalerit, Andradit und Fe-Kluftantigoriten bis Greenalith vorzugsweise in stark durchbewegten Partien zu finden. Häufig weisen die Ilvaite Lamellen auf, in einigen Anschliffen finden sich runde und abgerundete rhombische Querschnitte. Aufgrund der Gefüge können Verdrängungen zwischen Ilvait und Magnetit (Fig. 49 und 59) angenommen werden. Diese Mineralien begrenzen zudem die Maschen der Lizardit-Chrysotil-Aggregate (Fig. 50). Das eigenartige Auftreten der Mg-Fe-Ca-Silikate: Kluft-Antigorite (\pm Fe), Greenalith, Ilvait, Andradit und Diopsid veranlaßten uns, diese Mineralien chemisch und strukturell näher zu untersuchen (Kapitel II und III).

Die erzmikroskopischen Untersuchungen ergaben folgende *Mineralverteilung*: etwa 50% Magnetit, 23% Ilvait, 10% Sphalerit, 5% Chalkopyrit, 4% Goethit und 2% Pyrrhotin.

Erstaunlich ist der hohe Anteil an Sphalerit, der nur mit Magnetit und Ilvait verwachsen ist. Ilvait ist in diesem Vorkommen nach Magnetit am häufigsten. An einer vererzten Probe wurden die Metallgehalte bestimmt (Tab. 1). Der hohe Zn-Gehalt bestätigt das Ergebnis der erzmikroskopischen Untersuchung. Röntgenographisch wurde eindeutig Sphalerit bestimmt.

10a. Cotschens

(Westufer Marmoreraese), Koord. 767.14/152.04 auf 2280 m

Bei Punkt 2276.1 erreicht die vererzte Zone, die sich vom Marmorera-Stausee über die Val Starschagns hinaufzieht, ihre größte Mächtigkeit. Die Vererzung ist in E–W-Erstreckung auf 250 m Länge und auf etwa 100 m Breite aufgeschlossen. Die Mächtigkeiten wechseln von 20–30 m. Schon von größerer Entfernung ist das Vorkommen durch seine rotbraune Anwitterungsfarbe zu erkennen. Vor den zwei Stolleneingängen, von

VERERZUNG Nr. 10 COTSCHENS

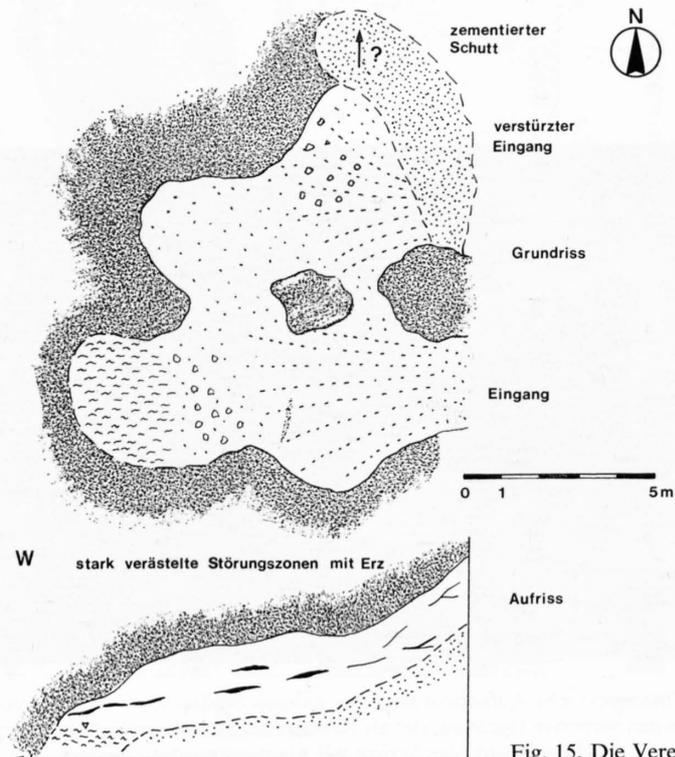


Fig. 15. Die Vererzung Nr. 10, Cotschens.

denen einer heute verfallen ist, finden sich größere Schuttanhäufungen. Im eigentlichen Sinne handelt es sich nicht um einen Stollen, sondern um einen großen unregelmäßigen Hohlraum, dessen Dimensionen in einer Skizze (Fig. 15) dargestellt sind.

Das Vorkommen wird von einer Schar EW verlaufender, gegen Süden steil einfallender Diabasgänge durchsetzt. Die Lage der vererzten Horizonte dürfte etwa diesen Gängen folgen.

Der *feinvererzte, massige Serpentin* ist wesentlich zäher als ein normaler Serpentin. Im Dünnschliff erkennt man jedoch stark kataklastische Gefüge (Fig. 16), die z. T. in reine Mylonitpartien übergehen können. Das Erz ist meist an feinste Klüfte und Adern gebunden und durchzieht die häufig noch zu erkennenden Paralleltexturen der Maschenserpentinite völlig unregelmäßig.

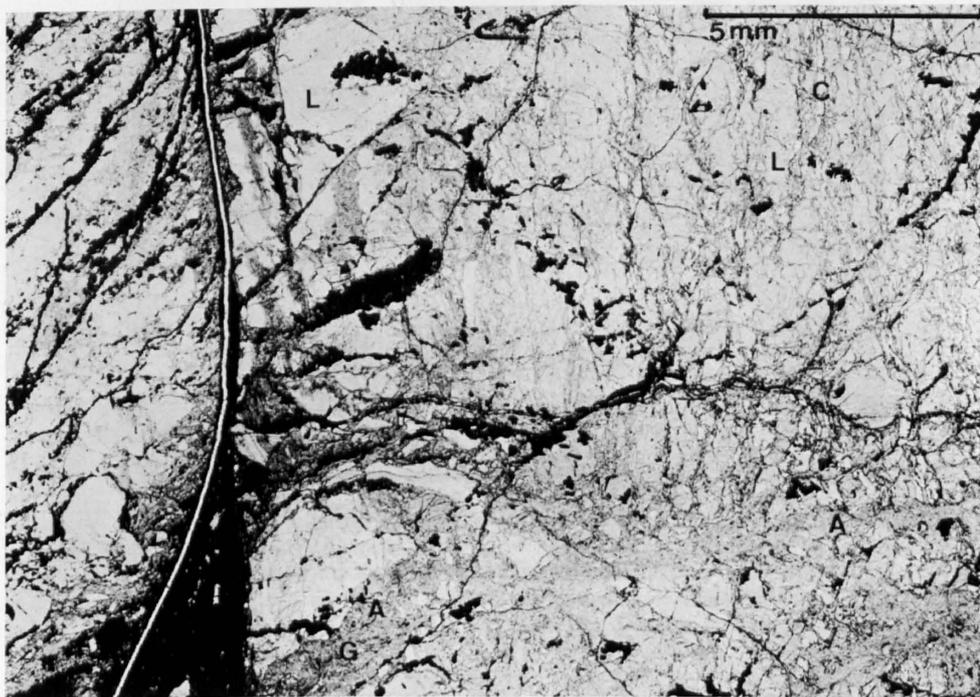


Fig. 16. Übersichtsaufnahme eines Dünnschliffs aus dem Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Die hellgraue Grundmasse (Lizardit, L) wird von einer Schar parallel verlaufender Klinochrysotiladern (C) durchzogen. Die opaken Mineralien (Sulfide und Oxide), welche diese Serpentinminerale völlig unregelmäßig durchsetzen, werden auf breiteren Klüften von einer jüngsten Generation Serpentinminerale (Antigorit und Greenalith, A) begleitet. Metallgehalte einer solchen Probe in Tabelle 1. Vergrößerung etwa $7\times$, ohne Nicols.

Der umgebende Serpentin besitzt meist ausgesprochene Maschenstrukturen (Lizardit/Chrysotil), teilweise aber auch fein mylonitische Strukturen (in Vorkommen Nr. 9). Reliktische Chromspinnelle, die randlich mehr oder weniger unregelmäßig durch Magnetit verdrängt werden (Fig. 53) sind häufig. Charakteristisch ist die Abfolge einer erzführenden Klüftfüllung (vom Rand zum Zentrum): Klüft-Antigorit (meist senkrecht zur Klüft stehend – Fe-reicher Klüft-Antigorit bis Greenalith in feinsten oder radialstrahligen Aggregaten – vereinzelte Chloritansammlungen – Gemenge von Diopsid, Andradit, Aktinolith und Ilvait (\pm Magnetit und Sphalerit) – Sulfide (Pyrrhotin, Chalkopyrit usw.). Daneben können feinste Klüftfüllungen auftreten, die nur Antigorite oder Kalksilikate enthalten.

Der *Mineralbestand* ist sehr reichhaltig. Folgende Assoziationen wurden beobachtet:

1. Assoziation: Pyrrhotin (umgewandelt z. T. in Markasit-Pyrit), Bravoiit, Pentlandit und Chalkopyrit sowie Linneit und Violarit.
2. Assoziation: Chalkopyrit, Cubanit, Valleriit und fraglicher Chalkopyrrhotin sowie Mineralien der Linneitgruppe.

3. Assoziation: Bornit mit Chalkopyrit-Entmischungen.
4. Assoziation: Magnetit, Sphalerit und Ilvait.
5. Umwandlungen von Pyrrhotin, Markasit, Pyrit und Magnetit in Goethit.

Am Gesamtterzgehalt nimmt der Pyrrhotin mit durchschnittlich 40% den Hauptanteil ein, gefolgt von Ilvait (14%), Bravoiit (13%), Chalkopyrit (12%), Markasit (10%), Magnetit (3%) und Cubanit (2%). Besonders schön treten in diesem Vorkommen Verdrängungen von Kalksilikaten (insbesondere Ilvait) durch die Sulfide auf. Dies soll vor allem die folgende Abbildung eines Erzanschliffes (Fig. 17) darstellen.

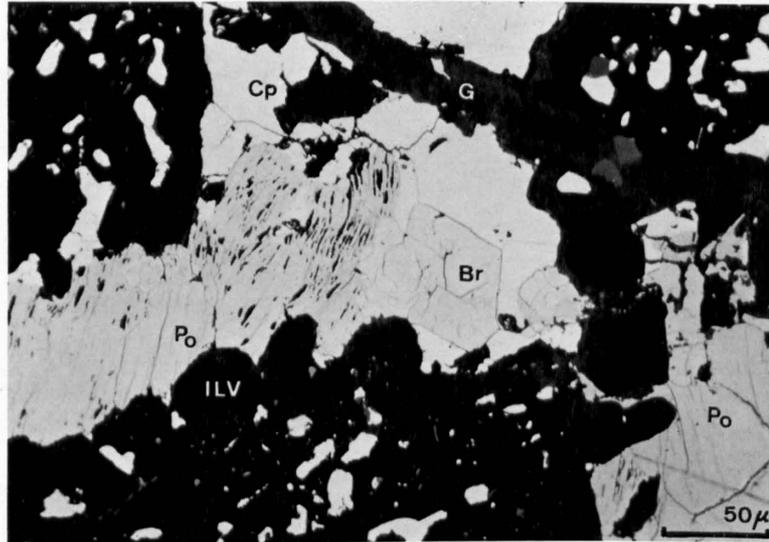


Fig. 17. Formen der Verdrängung. Die Sulfide: Chalkopyrit (Cp, weiß), Pyrrhotin (P, hellgrau und lamelliert) und Bravoiit (B, hellgrau mit oktaedrischer Spaltbarkeit) verdrängen Ilvait (ILV, dunkelgrau bis schwarz). Dies wird besonders unter polarisiertem Licht deutlich, da der Ilvait gleich auslöscht und daher als ein Mineralkorn anzusprechen ist und nicht als ein Mineralaggregat. Die Sulfide sind dagegen völlig unregelmäßig orientiert. Daher können der Ilvait als erste Ausscheidung, die Sulfide als zweite Ausscheidung interpretiert werden. Vergrößerung 280 \times , Öl, ohne Nicols. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens).

10b. Kleine Schürfstelle Koord. 767.200/152.100

Am nordöstlichen Ende der vererzten Zone befindet sich noch eine kleine Schürfstelle mit einem kurzen Stollen. Diese Vererzung scheint unmittelbar mit einem umgewandelten Diabasgang (dyke, meist aus Aktinolith und Pumpellyit bestehend) zusammenzuhängen. Sowohl die Serpentinite als auch der Diabasgang weisen viele Malachit-Anflüge auf. Allerdings können diese auch sekundärer Natur sein. Im Serpentin ist Chalkopyrit meist an feine Klüfte gebunden. Pyrrhotin liegt nur sporadisch vor. Eine Diabasprobe wurde erzmikroskopisch genauer untersucht:

Sehr unregelmäßig verteilt liegen Covellinaggregate (in lockeren Netzen als Verdrängungsprodukte von Chalkopyrit) zwischen meist idiomorphen Aktinolith- und Pumpellyitkristallen. Chalkopyrit wurde nur noch in zwei kleinen Körnern beobachtet. Dagegen fanden sich Bornit-, Covellin- und Magnetit-Aggregate. Malachit ist sehr diffus und äußerst feinkristallin verteilt. Pyrrhotin und Ilvait fehlen.

11. Muttans

(Val da Faller), Koord. 765.925/152.755 auf 2280 m

Die vererzte Zone, die sich im Serpentin vom Marmorera-See nach Cotschens mit Unterbrechungen erstreckt und dort die größte Mächtigkeit (jedenfalls an der Oberfläche) erreicht, findet ihren Abschluß in einem

kleinen Vorkommen am nordwestlichen Abhang (Kote 2340 m) gegen die Val da Faller. In einem zerklüfteten Grat ist ein sehr schönes Profil (Fig. 19) durch die Marmorera-Mazzaspitz-Serpentinite aufgeschlossen. Es beginnt bei 2120 m in der Val da Faller und endet auf dem Plateau von Muttans bei 2440 m.

Der *vererzte Horizont* liegt in einer Zone stark verschieferter, gelblich-grün anwitternder Serpentine. In näherer Umgebung zu den vererzten Partien liegen einige Meter mächtige Boudins von sehr massivem schwarzem Serpentin sowie hell gelblich-graue Diabase und deren Umwandlungsprodukte (Granat-, Vesuvian- und Pumpellyit-Felse). Im frischen Bruch ist der vererzte Serpentin (Metallgehalte einer Probe, Tab. 1) tief-schwarz und unterscheidet sich kaum von den umgebenden Gesteinen. Mit bloßem Auge können in der serpentinischen Grundmasse (eindeutige Maschenstruktur, Paragenese: Lizardit > Chrysotil) feinste Sulfidaggregate beobachtet werden. Im Gegensatz zu den anderen Vererzungen liegen die Sulfide nicht auf feinsten Klüften oder in Schlieren zwischen z. T. mylonitisierten Maschenserpentinaggregaten, sondern vollständig regellos in der Grundmasse verteilt. – Verruschelte, mit Erz und Kluft-Antigorit (bis Greenalith) verheilte Klüfte treten nicht auf. Es liegen nur einige Antigorit-Klüfte vor.

Chemische Analysen wurden sowohl von einer fein vererzten Probe (Analyse A 4) der Vererzung als auch von den umgebenden Serpentinitten (Analysen A 1–A 3) angefertigt (Tab. 2).

Es traten keine großen Unterschiede in den Hauptkomponenten auf. Die Analysen entsprechen den Durchschnittsanalysen relativ pyroxenarmer Serpentine. Der Chemismus könnte eher dunitisch als lherzolitisch sein, was jedoch zu den Al_2O_3 -Gehalten im Widerspruch steht. PETERS (1963) diskutierte dieses Phänomen eingehend.

Dem *erzmineralogischen Inhalt* und Gefüge nach unterscheidet sich das Vorkommen Nr. 11 sehr von den anderen Sulfidvorkommen. Es treten prismatische Sulfidaggregate auf, die z. T. nadelig gekreuzt, intersertal oder büschelig miteinander verwachsen sind (Fig. 18 und 62). Sie sind ähnlich den Lizarditzentren der Maschenserpentine von Chrysotiladern umgeben, d. h. von Chrysotiladern diskordant abgeschnitten. Feinverteilter Magnetit liegt in den Chrysotiladern. Die Sulfide sind weder mit den Magnetitkörnern verwachsen noch zwischen den Rissen der Chromit-Magnetit-Aggregate eingelagert. Die auftretenden Chromit- und Ilmenit-Aggregate sind ebenfalls durch Chrysotilmaschen abgeschnitten. Es liegt daher nahe, die Sulfide als primäre Ausscheidungen zu betrachten. Als Besonderheit kommen lappige Ilmenit-Relikte vor (Fig. 60), die

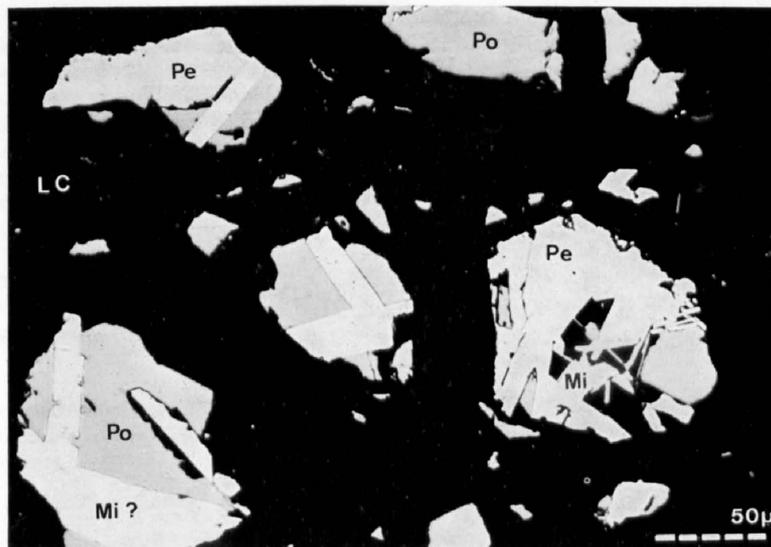


Fig. 18. Nach optischen Eigenschaften und Reflexionsvermögen handelt es sich um Pyrrhotin-Millerit-Pentlandit-(evtl. Linneit)Aggregat, wobei sich der Millerit vor allem durch sein höheres Reflexionsvermögen, einen helleren, gelblichen Farbton, geringere Härte und höhere Anisotropieeffekte vom Pyrrhotin unterscheidet. Die Röntgenanalyse einer an Sulfiden angereicherten Probe bestätigte teilweise diese optische Bestimmung. Pentlandit überwiegt gegenüber Pyrrhotin. Millerit und Linneit sind fraglich. Es scheint, daß entweder Pentlandit und Pyrrhotin den Millerit verdrängt haben oder Millerit aus Pentlandit entstanden ist. Letzteres ist aufgrund experimenteller Daten eher wahrscheinlich. Vergrößerung $310\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols. Vorkommen Nr. 11 (Muttans).

in ihren zerbrochenen und unregelmäßigen Formen den Chromspinellen gleichen. Die grau-rötlichbraunen Farbtöne, Anisotropie und Reflexionsvermögen (16–19%), lassen eine sichere Ilmenit-Diagnose zu. Hinzu kommt als Bestimmungsfaktor der anormal hohe Ti-Gehalt von 0,12%. Besonders deutlich werden in Anschliffen Chromspinelle (Fig. 57), welche durch Magnetit verdrängt werden. Mit Hilfe der Mikrosonde wurden quantitative Bestimmungen durchgeführt. Legen wir für diese vererzte Probe eine Ausscheidungsfolge fest (Fig. 26), so müssen wir die Sulfide Pentlandit, Pyrrhotin, evtl. Linneit und den damit verwachsenen Magnetit einer ersten Phase zuordnen. In diesen Rahmen gehört auch die Ausscheidung von Chromspinell und Ilmenit. Die zu den Chrysotilmaschen konkordant eingelagerten Magnetite betrachten wir als Produkt einer zweiten Phase während der Serpentinisierung.

In einer anderen Probe des Vorkommens Nr. 11 liegen Sulfide wieder an Klüfte gebunden vor. Dort treten die Sulfide nicht in den Serpentinmaschen auf, sondern sind wie der Magnetit (zweite Phase) in die Chrysotilmaschen eingelagert. Überwiegender Gemengteil ist Pyrrhotin. Untergeordnet treten Chalkopyrit sowie Linneit oder Pentlandit auf. Demnach könnten in dieser Probe die Sulfide in einer zweiten und sogar in einer dritten Ausscheidungsphase vorliegen.

Das Mengenverhältnis der in Anschliffen untersuchten Erzminerale der Vererzung Nr. 11 beträgt: Pyrrhotin (~ 30%), Millerit + Pentlandit (~ 20%), Chromspinell-Magnetit (~ 40%, Verhältnis 1:3), Pentlandit (inklusive Bravoit oder fragliche Linneitminerale, ~ 5%) und Ilmenit (~ 5%).

In der Tabelle 1 wird der Erzgehalt einer Klüftfüllung aus den unmittelbar umgebenden Serpentiniten aufgeführt. Sie enthält etwa 85% reinen Magnetit (durch chemische Analysen bestimmt sowie Gitterkonstanten, Tab. 12), 7% Chromspinell-Magnetit-Aggregate, 5% Pyrrhotin, 3% Pyrit sowie Spuren von Millerit, Bravoit, Chalkopyrit und Ilmenit.

Zum Vergleich sei noch das Mengenverhältnis der Erzminerale eines unvererzten Serpentinits (Profil Nr. 35) gegeben: etwa 80% Magnetit und 20% Chromspinell sowie Spuren von Pentlandit, Linneit-Mineralien, Millerit, sehr fraglichen Heazlewoodit-Awaruit und Ilmenit.

Die umgebenden, erzfreien Serpentinite weisen neben den typischen Chromspinell-Magnetit-Aggregaten sporadisch Pentlandit und fragliche Mineralien der Linneitgruppe auf. Vereinzelt treten eher unregelmäßige, skelettartige Sulfidaggregate (Pentlandit, Millerit, Linneit und Magnetit) auf, welche durch Chrysotil und Magnetit abgeschnitten sind. Beachtenswert ist, daß in diesen Serpentiniten Chalkopyrit nur in Spuren vorhanden ist. Die Pentlanditaggregate sind 0,1 bis max. 0,3 mm groß. Pyrrhotin ist sehr selten. Heazlewoodit (Ni_3S_2), Awaruit ($\text{Ni}_{70-75}, \text{Fe}_{30-25}$) und gediegenes Kupfer könnten möglicherweise in sehr kleinen Körnern vorliegen, welche hohes Reflexionsvermögen besitzen. Eine genaue Diagnose ist jedoch aufgrund der Korngröße schwierig.

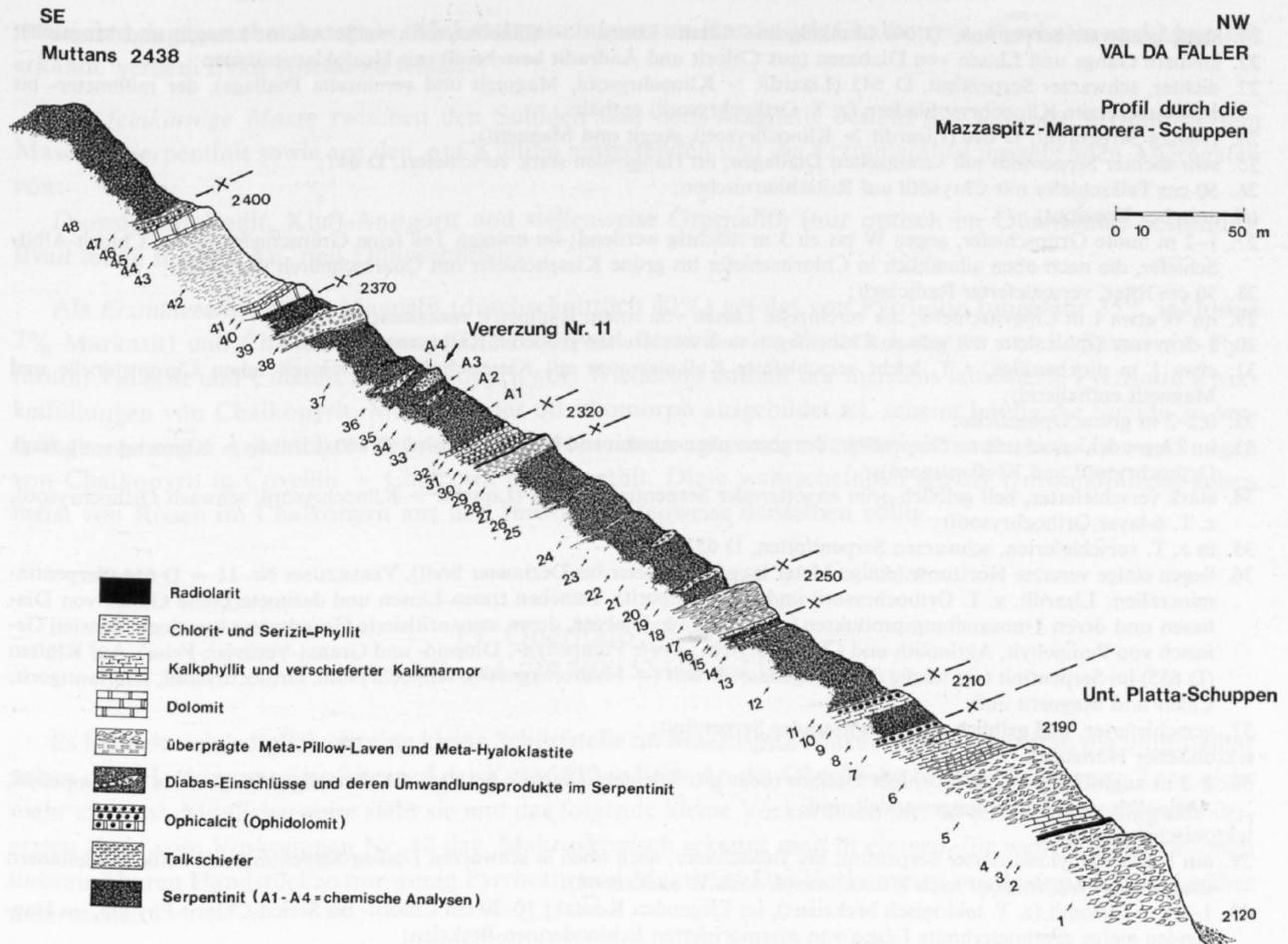


Fig. 19. Das Profil Val da Faller-Muttans.

Profil Val da Faller-Muttans, Koord. 765.90/153.08-766.00/152.63:

1. Bei 2120 m bunte Grünschiefer (überprägte Meta-Pillow- bis Diabas-Breccien);
 2. an der Basis rote Radiolaritschiefer, darüber grüner Radiolarit bis Kieselschiefer;
 3. 2-3 m quarz-, albit-, serizit- und chloritführende Kalkmarmore;
 4. dunkelgraue, schwach marmorisierte Kalkphyllite bis Kalkmarmore;
 5. bei 2160 m Chlorit-Albit-Schiefer (Meta-Pillow-Breccien, die z. T. grünen Pumpellyit führen);
 6. im Liegenden: feinplattige, kieselige verschieferte Kalkmarmore, die nach oben in grüne, schwach kalkige Serizitphyllite übergehen. Vereinzelt treten darin Kalkmarmorlinsen auf;
 7. grüner Ophicalcit, z. T. mylonitisiert;
- tektonischer Horizont;
8. verschieferter Serpentin;
 9. feinplattige, verschieferte Kalkmarmore;
 10. grüner bis grauer Ophicalcit;
 11. Talkschiefer;
- tektonischer Horizont;
12. grüner bis schwarzer, relativ diallagerner Serpentin, gegen oben z. T. stark verschiefert bis mylonitisiert;
 13. 50 cm bunte, hämatitreiche Grünschiefer (wahrscheinlich Meta-Hyaloklastit);
 14. verschieferter Serpentin;
 15. 1 m Talkschiefer;
- tektonischer Horizont;
16. 50 cm grüne verschieferte Kalkmarmore, leicht ophicalcitisch (stilpnomelanführend);
 17. bunte Grünschiefer (wahrscheinlich Meta-Hyaloklastit);
 18. Epidot-Chlorit-Albit-Schiefer (Meta-Pillow-Lava); in der Kontaktzone gegen den hangenden Serpentin viel Diopsid, Dolomit und Chlorit enthaltend;
- tektonischer Horizont;
19. mylonitisierter, schwarzer Serpentin, der auf Rutschharnischen neben grünen und weißen Klinochrysofilfasern (z. T. auch Orthochrysofil), Talk und verschiedene Chlorite enthält;
 20. in diesem Serpentin stecken ausgequetschte Gänge und Linsen von Diabasen (Chlorit sowie feinstkörnige Aggregate von Grossular und Vesuvian führend) und deren Umwandlungsprodukten (Granat - Vesuvian - Diopsid-Felse);

21. stark geaderter Serpentin, D 644 (dunkelgrüne Adern: Lizardit > Klinochrysoil, weiße Adern: Lizardit und Magnetit);
22. kleinere Gänge und Linsen von Diabasen (aus Chlorit und Andradit bestehend) mit Hyaloklastitsäumen;
23. dichter, schwarzer Serpentin, D 645 (Lizardit > Klinochrysoil, Magnetit und vereinzelte Diallage), der millimeter- bis zentimeterbreite Klinochrysoiladern (z. T. Orthochrysoil) enthält;
24. Diallag-Serpentin, D 646 (Lizardit ≧ Klinochrysoil, Augit und Magnetit);
25. sehr dichter Serpentin mit vereinzelt Diallagen, im Hangenden stark verschiefert, D 647;
26. 50 cm Talkschiefer mit Chrysoil auf Rutschharnischen;
tektonischer Horizont;
27. 1–2 m bunte Grünschiefer, gegen W bis zu 3 m mächtig werdend; im unteren Teil feine Grünschiefer; 1–2 m Chlorit-Albit-Schiefer, die nach oben allmählich in Chloritschiefer bis grüne Kieselschiefer mit Quarzschneuren übergehen;
28. 50 cm roter, verschieferter Radiolarit;
29. im W etwa 1 m Chloritschiefer, die vereinzelte Linsen von rotem Radiolarit enthalten;
30. 1–3 m rote Ophicalcite mit grünen Chloritlagen und vereinzelt größeren Kalkmarmorlinsen;
31. etwa 1 m dickbankige, z. T. leicht verschieferte Kalkmarmore mit Kieselschneuren (vereinzelte schon Chromspinelle und Magnetit enthaltend);
32. 0,2–2 m grüne Ophicalcite;
33. im Liegenden verschieferter Serpentin, der gegen oben zunehmend kompakter wird, D 650 (Lizardit > Klinochrysoil, fragl. Orthochrysoil und Klufantigorit);
34. stark verschieferter, hell gelblich-grün anwitternder Serpentin, D 651 (Lizardit > Klinochrysoil, schwach Orthochrysoil, z. T. 6-layer Orthochrysoil);
35. in z. T. verschieferten, schwarzen Serpentin, D 652,
36. liegen einige vererzte Horizonte (einige Meter lang, Zentimeter bis Dezimeter breit). VERERZUNG Nr. 11 = D 654 (Serpentinminerale: Lizardit, z. T. Orthochrysoil und Klufantigorit). Daneben treten Linsen und dezimeterbreite Gänge von Diabasen und deren Umwandlungsprodukten (augitführende Diabase, deren saussuritisierte Grundmasse aus einem feinsten Gemisch von Pumpellyit, Aktinolith und Chlorit besteht; sowie Pumpellyit-, Diopsid- und Granat-Vesuvian-Felse). Auf Klüften (D 655) im Serpentin tritt häufig die Paragenese: Brucit (+ Hydromagnesit), Klinochrysoil, Orthochrysoil, Klufantigorit, Calcit und Magnetit auf;
37. verschieferter, hell gelblich-grün anwitternder Serpentin;
tektonischer Horizont;
38. 2–3 m augitführender, feinkörniger Gabbro (oder grobkörniger Diabas), bei dem die ehemaligen Plagioklase in Pumpellyit, Aktinolith und Chlorit umgewandelt sind;
tektonischer Horizont;
39. am Kontakt mylonitisierter Serpentin bis Talkschiefer, nach oben in schwarzen Diallag-Serpentin mit weißen Calcitadern übergehend (Mächtigkeit nach E zunehmend, nach W auskeilend);
40. 1–1,5 m Dolomit (z. T. tektonisch brekziert), im Liegenden Kontakt 10–20 cm Chlorit- bis Sericit-Chlorit-Phyllite, im Hangenden einige zentimeterbreite Lagen von marmorisierten Echinodermen-Brekzien;
41. 0,5–1 m Kieselschnurkalkmarmore;
42. Phyllit- bis Kalkphyllitserie, im Liegenden allmählich aus den verschieferten Kieselschnurkalkmarmoren hervorgehend;
43. gegen das Hangende erscheinen grünliche Sericit-Chlorit-Phyllite;
44. 20 cm verschieferte, relativ viel sericitführende Kalkmarmore;
45. dunkelgrauer Dolomit (schwach marmorisiert), der von feinsten Chloritlagen durchsetzt wird;
46. Ophidolomit bis Ophicalcite;
47. Kontaktgesteine gegen den hangenden Serpentin:
a) Sericit-Chlorit-Phyllit,
b) feingebänderter Stilpnomelan-Aktinolith-Garbenschiefer (Quarz, Stilpnomelan, Epidot, Aktinolith, Titanit und Hämatit),
c) Pumpellyit-Epidot-Aktinolith-Chlorit-Schiefer (rot-grün gebändert);
48. Diallag-Serpentin (Lizardit < Klinochrysoil).

12. Ostufer Marmoreraee, Koord. 769.030/152.190 auf 1680 m

Ein weiterer zerfallener Stollen (von max. 3 m Durchmesser und wahrscheinlich 10 m Länge) findet sich unterhalb der Autostraße auf dem Hochwasserspiegel-Niveau (1680 m), etwa 100 m nördlich der kleinen Straßenbrücke vor der neuen Ortschaft Marmorera. Der Stollen ist in einer vererzten Zone der mächtigen Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinmasse angelegt worden. Aus der geologischen Karte der Err-Julier-Gruppe (Westblatt) von CORNELIUS (1932) können wir entnehmen, daß dieses kleinere Vorkommen unmittelbar oberhalb des Weges liegen muß, der von der alten Ortschaft Marmorera über Gruba nach Salategnas auf die Alp Flix führte.

Die *vererzte Zone*, die von einigen geringmächtigen Erzlagen durchzogen wird, streicht, nach dem Verlauf des verfallenen Stollens zu urteilen, etwa N 70° E und fällt nahezu senkrecht ein. Die Breite dieser Zone schwankt zwischen 3 und 4 m. Im nördlichen Teil scheint sie sich gelegentlich aufzuspalten. Die Kontakte zu den umgebenden massigen schwarzen Serpentin sind stark verruschelt. Die diffus schlierig vererzten Hori-

zonte sind dagegen eher kompakt. Makroskopisch kann im Handstück Chalkopyrit, Pyrrhotin und Magnetit erkannt werden. Ilvait scheint zu fehlen.

Die *feinkörnige Masse* zwischen den Sulfiden und dem Magnetit besteht aus teilweise mylonisiertem Maschen-Serpentinit sowie aus den, auf Klüften auftretenden und die Erzminerale umgebenden Aggregaten von:

Diopsid, Andradit, Kluft-Antigorit und stellenweise Greenalith (nur optisch im Dünnschliff bestimmt). Ilvait fehlte in allen An- und Dünnschliffen.

Als *Erzminerale* liegen Magnetit (durchschnittlich 40%) gefolgt von Pyrrhotin (ungefähr 35% inklusive 7% Markasit) und Chalkopyrit (ungefähr 10%) vor. Bravoiit oder Violarit kommen nur in Spuren im Pyrrhotin, Valleriit und Cubanit im Chalkopyrit vor. Wiederum enthält der meistens lamellierte Pyrrhotin Zwickelfüllungen von Chalkopyrit. Magnetit, der oft idiomorph ausgebildet ist, scheint häufig die Sulfide zu verdrängen. In einem Anschliff aus der randlichen Kontaktzone gegen den Serpentinit fanden sich Umwandlungen von Chalkopyrit in Covellin + Chalcosin und Goethit. Diese wahrscheinlich letzten Umwandlungen gehen meist von Rissen im Chalkopyrit aus und verdrängen teilweise denselben völlig.

13. Oberhalb Marmorera, Koord. 769.260/152.110 auf 1810 m

Es handelt sich lediglich um eine kleine Schürfstelle im Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinit, die unmittelbar neben dem Hochspannungspfeiler auf der Kote 1810 m liegt. An der Oberfläche beträgt die vererzte Zone nicht mehr als 1 m². Möglicherweise stellt sie und das folgende kleine Vorkommen Nr. 15 eine Fortsetzung der vererzten Zone vom Vorkommen Nr. 12 dar. Makroskopisch erkennt man in einigen, für weitere Präparationen unbrauchbaren Handstücken nur wenig Pyrrhotin und Magnetit. Das Vorkommen wurde deshalb nicht näher untersucht.

14. Val Natons (Alp Sess), Koord. 771.30/152.45 auf 2280 m

Diese Vererzung ist auf Blatt 20 (Sondrio-Bormio) der Geologischen Karte der Schweiz (THEOBALD, 1865) verzeichnet sowie im Beitragsband (THEOBALD, 1866) kursorisch erwähnt. Tektonisch gehört das Vorkommen zu den Faller-Furka-Serpentiniten, also der höchsten Serpentineinheit im Liegenden der kretazischen Roccabella-Schiefer. Als kleine Schürfstelle aufgeschlossen liegt das Vorkommen oberhalb der Alp Sess am Kontakt zu den Vulkaniten der oberen Platta-Schuppen.

15. Pardeala (südöstlich Marmorera), Koord. 769.580/151.700 auf 1830 m

Wie bereits erwähnt, dürfte es sich bei dieser kleinen Vererzung um eine Fortsetzung der Vererzungszone des Vorkommens Nr. 12 handeln, die sich entlang der südlichen, d. h. hangenden Kontakte der großen Mazzaspitz-Marmorera-Serpentinit-Masse erstreckt. Einige Meter oberhalb eines kaum noch erkennbaren Pfades ist in einer tektonisierten Zone zwischen Serpentinit und einem eingeschuppten Grünschiefer ein, wenige Millimeter breiter, vererzter Horizont aufgeschlossen. Erkennbar ist vor allem Pyrrhotin, etwas Chalkopyrit, Magnetit und Goethit. Diese sehr kleinen vererzten Horizonte wurden nicht näher untersucht. Der Serpentinit zeigt an mehreren Stellen sehr eigenartige konglomeratische Texturen. In einer feinkörnigen serpentinitischen Grundmasse liegen abgerundete Komponenten gut erhaltener Maschenserpentinite (Lizardit/Chrysotil ± Magnetit). Das gesamte Gestein wird von vielen kleinen Adern und Rissen, die mit Kluft-Antigorit ausgefüllt sind, durchsetzt.

Die Vorkommen der südlichen Gruppe (Nr. 16 bis 22), Bivio–Lunghinpaß

Die Vererzungen Nr. 16 (Crap Fess), Nr. 17 (Sur al Cant-Fuorcla) und Nr. 20 (Sur al Cant) liegen innerhalb der Cuolmens-Serpentinite, die eine sehr komplizierte tektonische Stellung einnehmen (Tafel I):

1. Im nördlichen Bereich gegen die Valetta da Beiva trennen Serpentine die Meta-Vulkanite der Unteren Platta-Schuppen von denen der südlichen Oberen Platta-Schuppen = Sur al Cant-Schuppen ab. Charakteristisch für die gesamten Vulkanitmassen südlich der Linie Stallerberg–Bivio ist das sporadische Auftreten von mesozoischen Sedimenten. Es handelt sich fast ausschließlich um mächtige Massen stark ausgeplätteter Meta-Pillow-Laven und Meta-Hyaloklastite s. I).
2. Im südlichen Bereich ist in die Cuolmens-Serpentinite eine sehr komplexe Ophiolith-Sediment-Kristallinserie eingefaltet, die sogenannte Forcellina-Schuppe. Die Ophiolithe (Grünschiefer bis Prasinite und Serpentine) weisen einen sprunghaft höheren Kristallinitäts- und Metamorphosegrad auf, d. h. sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch können wir in den feingebänderten und gefältelten Grünschiefern keine primären, z. T. reliktsch erhaltene Vulkanitstrukturen erkennen. Pumpellyit ist verschwunden, dagegen ist Aktinolith, Epidot, Glaukophan und poikiloblastischer Albit enthalten. Die in allen Platta-Serpentiniten charakteristische Maschenstruktur der Paragenese Lizardit-Chrysotil ist verschwunden. Die Serpentine bestehen aus gitterigen Antigorit- und Brucit-Antigorit-Aggregaten. Obwohl die triadischen Sedimente (Dolomitmarmore) sowie fragliche liasische gebänderte Kiesel-schnurkalkmarmore noch denen der Platta-Decke gleichen, entspricht das Kristallin (sehr heterogene Quarzit-Gneise, Amphibolite und schwarze Phyllite bis Quarzphyllite) eher gewissen Kristallinserien der tieferen, am Septimerpaß ausgeilenden Margna-Decke.

Die gesamte Forcellina-Schuppe ist von den Cuolmens-Serpentiniten umhüllt, wahrscheinlich auch teilweise mit ihnen verschuppt. Nach unseren Kartierungen und Profilen stellt die Forcellina-Schuppe eine liegende Falte (z. T. zerschert) in der südlichsten Platta-Decke dar. Ob sie nun dem ehemals südlicheren Margna-Raume (d. h. tektonisch eher Margna-Decke) oder dem nördlicheren Platta-Raume angehört, erscheint uns belanglos und wird nicht näher diskutiert.

Die Vorkommen Nr. 18 (Curt Eta), Nr. 19 (Alp Tgavretga), Nr. 21 (Leg Curegia) und Nr. 22 (Lunghinpaß) gehören Serpentiniten an, die zwischen die Grünschieferkomplexe und Kristallinzüge innerhalb der Forcellina-Schuppe eingelagert sind.

16. Crap Fess

(südlich Bivio), Koord. 769.90/146.70 auf 2100 m

Fährt man die alte Septimerpaßstraße von Bivio bis zum ersten Boden zu den Häusern von Prevostign (Punkt 1915) hinauf, so erblickt man zur Rechten etwa 200 m höher den Felsen Crap Fess. 150 m südlich davon liegt auf der Kote 2100 eine kleine Vererzung im Serpentin am tektonischen Kontakt zu den tieferen Grünschiefern der Unteren Platta-Decke. Eine kleine Schutthalde sowie einige quadratmetergroße Aushöhlungen bezeugen den Versuch eines früheren Abbaues, der wohl nur von kurzer Dauer war und wegen Unergiebigkeit auch aufgegeben wurde. Aufgrund unserer Kartierung dürfte sich das Vorkommen auch unter der Oberfläche kaum großräumig ausbreiten, da die Cuolmens-Serpentinite an dieser Lokalität relativ geringmächtig sind und auch keine weitere Erzführung zeigen. Dagegen finden sich in gewisser Nachbarschaft zu der Vererzung Linsen von Diallag-Gabbros sowie von Rodingiten.

Makroskopisch erkennt man in den *vererzten Proben* Pyrit und Magnetit. Die Sulfide und Magnetite werden von Aktinolith- und Kluft-Antigorit-Büscheln durchsetzt. Der umgebende Serpentin weist einerseits noch Maschenstrukturen mit schönen Diallageinsprenglingen, andererseits reine Antigorit-Serpentinite auf.

In Anschliffen fanden wir einen durchschnittlichen Gehalt von etwa 70% Pyrit, 25% Magnetit, 3% Goethit und 2% Chalkopyrit. Im Gegensatz zu den Paragenesen der «mittleren Vererzungsgruppe» beiderseits des Marmorerauses tritt, ähnlich wie an der Ochsenalp (Vorkommen Nr. 4), nur Pyrit, Chalkopyrit und Magnetit

auf. Allerdings war der Magnetit dort abwesend. Pyrit liegt meist in körnigen, z. T. abgerundeten Aggregaten vor, die in den Zwickeln Chalkopyrit enthalten. Häufig zeigen diese Pyrite charakteristische Goethitsäume (Fig. 76), die wahrscheinlich sekundärer Natur sind und auf die Oberflächennähe der untersuchten Proben zurückzuführen ist. Magnetit tritt neben den Pyriten randlich xenomorph und idiomorph auf.

17. Sur al Cant-Fuorcla, Koord. 768.57/144.70 auf 2560 m

Auf der Kote 2560 findet sich südöstlich unterhalb der Fuorcla eine vererzte Zone im Serpentin. Sie liegt annähernd horizontal und wird max. 1–2 m mächtig. In unmittelbarer Nähe wird der Serpentin (ein grauer, massiger Antigorit-Serpentin, der neugebildeten Diopsid führt) von einer Anzahl, dezimeter- bis meterbreiten Rodingit-Linsen und -Adern durchzogen. Makroskopisch konnten wir in vererzten Handstücken Spuren von Chalkopyrit und Magnetit erkennen. Erzmikroskopisch untersuchten wir das Vorkommen nicht näher. Hingegen sind beiderseits der Sur al Cant-Fuorcla zwei petrographische und erzmineralogische Besonderheiten zu erwähnen.

A. Südlich der Fuorcla (Koord. 768.46/144.68 auf 2600 m) tritt in besonders schöner Anwitterung ein monogenes Serpentinikonglomerat auf (Fig. 20). Abgerundete und runde, gelblich-braun gefärbte Serpentinikomponenten liegen in einer grünen, dichten serpentinitischen Grundmasse (meist Antigorit, Chrysotil und Chlorit sowie stellenweise Brucit und Karbonat). Nahezu alle Komponenten weisen randlich gegen diese Zwischenmasse einige Millimeter breite Chloritaggregate sowie einen 1–5 mm breiten Magnetitsaum auf. Die inneren Randpartien bestehen aus einer feinen Maschenserpentingrundmasse (fraglicher Lizardit, röntgenographisch aber schon Antigorit sowie Chrysotil und Magnetit), in der 0,2 bis 2 mm große, z. T. zerbrochene und abgerundete, meist ovale Klinopyroxene liegen. Zudem finden sich vereinzelt kleine, abgerundete Pentlanditkörner und -aggregate (\varnothing 0,005–0,2 mm) sowie fragliche, max. 0,1 mm lange Linneit-Leisten. Zahlreiche feinste, regellos verteilte Äderchen, gefüllt mit Magnetit, durchziehen sowohl die fluidal struierte Grundmasse als auch die Pyroxene. Neben diesen feinen Äderchen existieren Klüfte, in denen sehr eigentümliche konzentrische (evtl. kugelige oder säulige) Antigorit/Chrysotil-Aggregate (Fig. 45) neben Brucit und Calcit beobachtet wurden. Die Zentren der Serpentinikomponenten bestehen aus einer feinsten Grundmasse (Korn-



Fig. 20. Serpentinikonglomerat, Fuorcla Sur al Cant (Koord. 768.46/144.68) auf 2600 m. Abgerundete und runde, gelblich-braun anwitternde Serpentinikomponenten liegen in einer grünen, dichten serpentinitischen Grundmasse (meist Antigorit ? L-A, Chrysotil und Chlorit sowie Brucit und Karbonat); randlich feinste Magnetitaggregate (Mgt).

durchmesser $< 2 \mu$), die röntgenographisch als Antigorit diagnostiziert wurde. Diese Strukturen lassen die Serpentinittkomponenten als mylonitisierte Peridotite erscheinen (ähnlich den Peridotit-Myloniten der Totalp, PETERS, 1963). Zwei chemische Analysen (Tab. 2) wurden von dieser feinkörnigen Grundmasse angefertigt. Verglichen mit dem Peridotit-Mylonit, der auf der Totalp auch nur reliktsch auftritt, enthalten die feinblättrigen Antigoritgrundmassen den typisch durchschnittlichen Wassergehalt von Antigorit (PAGE, 1968) sowie geringere F_2O_3 -Gehalte. Das Fehlen von CaO ist durch die Abwesenheit von Pyroxen in den Zentren zu erklären.

Einige Meter oberhalb des Serpentinikonglomerates, direkt an der Fuorcla, stehen gründlich-weiß anwitternde, im Bruch tiefschwarze Maschenserpentinite an. Die Maschenstruktur, welche normalerweise nur im mikroskopischen Bereich sichtbar wird, ist hier makroskopisch ausgeprägt, d. h. mit Maschen von 1 bis 5 cm Durchmesser (Fig. 30). Die Adern bestehen meist aus «slip-fiber»-Chrysotil, während das Innere ein Antigoritgemenge darstellt. Zwischen diese Serpentinite und ihren konglomeratischen Partien sind Linsen und Gänge (max. 1 m breit) von Granat-Vesuvian- und Granat-Vesuvian-Diopsid-Felsen (Rodingite s. str.) eingeschaltet.

B. Nördlich der Fuorcla (Koord. 768.46/144.17) liegt in den Cuolmens-Serpentiniten eine kompakte Masse (50×100 m), die sich von den bröckeligen und schiefrigen Serpentiniten durch eine glatte bucklige Oberfläche abhebt. Das Gestein ist außerordentlich zäh und felsig, beinahe als ein Hornfels zu charakterisieren. Im frischen Bruch ist es grau mit schwarzen, millimeter- bis zentimetergroßen Sprengeln übersät, in denen man mit der Lupe zahlreiche kleine Sulfidkörner erkennen kann. Die graue Grundmasse besteht aus einem feinsten Gemisch von Diopsid und Chlorit, in der sehr erzeiche Maschenserpentinitkomponenten liegen.

Die *Erzminerale* bestehen vorwiegend aus Magnetit und Pentlandit. Magnetit findet sich nur in den Serpentinittkomponenten, nicht in der diopsidischen Zwischenmasse. Kleine Oktaeder liegen girlandenartig in den Chrysotilmaschen oder auf feinsten Klüften. Pentlandit ist einerseits idiomorph (Oktaeder von $\sim 0,005$ mm \varnothing) oder linsenförmig mit Korngrößen von 0,15–0,2 mm \varnothing ausgebildet. Als Serpentinmineral wurde nur Chrysotil beobachtet. Eine chemische Analyse dieses Gesteines lieferte entsprechend dem Mineralbestand höhere SiO_2 - und CaO- sowie tiefere H_2O - und MgO-Gehalte:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summe
45,1	–	3,6	3,45	1,85	0,09	29,7	9,0	–	–	7,2	99,99

Analytiker: R. Heusser, 1970

Der Chemismus ist demnach pyroxenitisch. Es handelt sich daher um eine große, z. T. umgewandelte Pyroxenitmasse. Allerdings treten hier keine größeren Pyrrhotin- und Chalkopyritanreicherungen auf, wie es beispielsweise bei einem Pyroxenit aus dem Gebiet des Totalp-Bergsturzes am «Grünbödeli» (PETERS, 1963) der Fall ist.

18. Curt Eta

(südlich Sur al Cant), Koord. 768.67/144.38 bei Punkt 2510 m

Etwa 70 m nordöstlich des kleinen Seeleins bei Punkt 2510 (südlich der Sur al Cant-Fuorcla) ist ein wenige Meter mächtiger, nach NE stellenweise ausgeilender Serpentinitt aufgeschlossen. Er ist in ein Paket schwach prasinitischer Grünschiefer eingeschuppt, die zwischen den «malojagneis»artigen parakristallinen Serien der Forcellina-Schuppe liegen.

Die vererzte Partie ist relativ klein, 1–2 m lang und 10–50 cm breit. Sie fällt mit 10 bis 20° nach Nordwesten ein. Magnetit ist makroskopisch das überwiegende Erz. In Aggregaten kommen davon bis zu 10 cm breite Linsen vor. Chalkopyrit und Pyrrhotin treten sporadisch in feinsten Adern auf. Charakteristisch sind Malachitanflüge. Bei einer reich vererzten Probe wurden die Gehalte (in Prozent) von: Cu = 0,052, Ni = 0,175, Co = 0,045, Mn = 0,115, Cr = 0,275, Ti = 0,050, V = – und Ag = –, mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz bestimmt. In der Annahme, daß die massigen Magnetitaggregate reliktsch noch Chromspinelle, evtl. sogar Chromit enthalten könnten, wurde eine chemische Analyse angefertigt und vom gleichen Pulvergemenge Röntgenaufnahmen hergestellt. Es lag nur reiner Magnetit (Pulverdiagramm mit Gitterkonstanten siehe

Tab. 12) von Idealzusammensetzung ungefähr 70% Fe_2O_3 und ungefähr 30% FeO vor. Hauptgemengteil ist Magnetit mit etwa 67%, gefolgt von Chalkopyrit (ungefähr 10%), Pyrrhotin(3%)-Markasit(4%)-Gemenge und Pyrit (ungefähr 7%). In diesem Vorkommen der südlichen Vererzungsgruppe tritt zum ersten Mal wieder Ilvait (ungefähr 2%) auf, allerdings in sehr feinen Kristallaggregaten und mit Chalkopyrit verwachsen. Violarit oder Bravoit sowie isolierte Pentlandite liegen in Spuren vor. Pyrit tritt entweder nur mit Magnetit oder als Umwandlungsprodukt aus Pyrrhotin mit Markasit koexistierend auf. Vereinzelt sind Bornitkörner zu beobachten sowie fragliche Mineralien der Linneitgruppe. Goethit liegt als Umwandlungsprodukt von Pyrrhotin-Markasit und Pyrit vor. Die serpentinitische Grundmasse besteht aus feinen Antigoritblättchen (Fig. 21), die stellenweise Aktinolith und Andradit-Aggregate einschließen. Chromspinelle, verdrängt von Magnetit, sind relativ häufig.

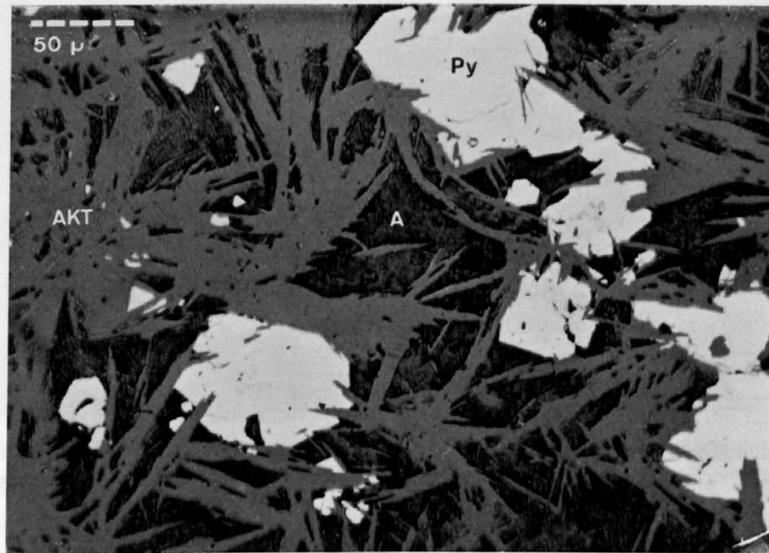


Fig. 21. Vererzter Antigorit-Serpentinit (DV 18, Curt Eta). Py = Pyritkörner (z. T. idiomorph), die von Aktinolith (Akt) durchwachsen zu sein scheinen. Grundmasse: feinblättriger Antigorit (A). Vergrößerung 240 \times in Luft, ohne gekreuzte Nicols.

19. Alp Tgavretga

(südlich Sur al Cant), Koord. 768.96/144.27 auf 2340 m

Östlich der Alp Tgavretga liegt zwischen zwei Grünschieferpaketen der Forcellina-Schuppe ein max. 10 m mächtiger Serpentinzug, der mit 5–10° gegen Nordwesten einfällt. Tektonisch könnte dieser Serpentinzug mit jenem des Vorkommens Nr. 18 zusammenhängen. Er würde zum liegenden Schenkel der großen, flachgelagerten Forcellina-Antiklinale gehören, die mit der Umhüllung der Cuolmens-Serpentinite zwischen die Vulkanite (Meta-Pillow-Laven und Meta-Hyaloklastite s. l.) der südlichen und Unteren und Oberen Platta-Decke eingefaltet ist.

Die *vererzte Zone* im unteren Serpentinzug weist die größten Mächtigkeiten der südlichen Vererzungsgruppe auf. Schon von fern wird ihre Lokalität durch zwei große rostbraune Hangschuttkegel markiert. Das Vorkommen ist über eine Distanz von 50 m verfolgbar und wird stellenweise 3 bis 5 m mächtig. Die erzführenden Horizonte liegen wiederum in einer verruschelten Zone. Zwei alte Schürfstollen (Länge etwa 3 m, Höhe 1 m und Tiefe 3 m) sind vorhanden, von denen einer ziemlich verfallen ist und evtl. tiefer in den Serpentin hinein gereicht haben könnte. Aus der Beschreibung «Über den Bergbau in Bünden» von C. U. VON SALIS (1806) geht hervor, daß um 1800 an der Septimerstraße von einem Herrn Commissar Brügger ein kupferkiesführendes Vorkommen ohne großen Erfolg abgebaut wurde. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um diese Vererzung. Auch der Flurname «Plang Campfer» (deutsch: Eisen-Feld) beidseits der Septimerstraße deutet auf einen Abbau in früherer Zeit hin.

Die vererzten Partien liegen in verruschelten Serpentiniten, die aus Antigorit-Gittern und kleinen Aktinolithaggregaten bestehen. In unregelmäßigen Partien sind diese Serpentinite von einer parallelen Schar millimeterbreiter Chrysotil-Klüfte (Querfasern, Fig. 22) durchsetzt, die bei bräunlich-gelber Anwitterung den «Tigeraugen» ähneln.

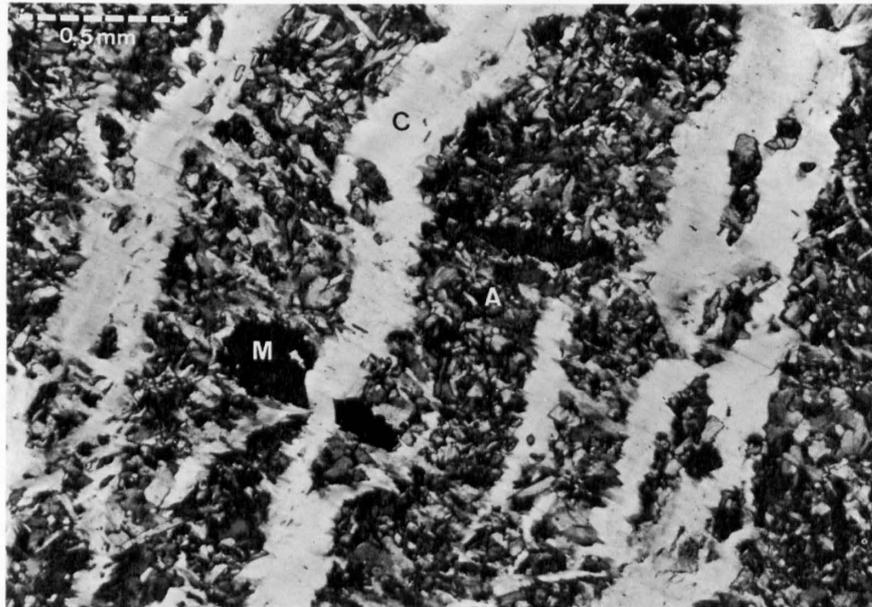


Fig. 22. Antigorit-Serpentinit (DV 19, Alp Tgavretga), der von Scharen millimeterbreiter Querfaser-Chrysotil-Klüften (C) durchsetzt wird. In Richtung der Querfasern sind oft Magnetitaggregate (M) und Sulfide eingeregelt. Vergrößerung $45\times$ mit gekreuzten Nicols.

Zwei chemische Analysen der Antigorit-Serpentinite finden sich in Tabelle 2, Nr. 5 und 6, ihre Metallgehalte in Tabelle 1.

Die *Erzminerale* setzen sich aus Magnetit ($\sim 55\%$), meist idiomorph ausgebildet, gefolgt von Markasit-Pyrrhotin-Aggregaten (Verhältnis 2:1, d. h. 10% und 5%), Chalkopyrit und Cubanit ($\sim 12\%$), Ilvait ($\sim 10\%$), Chromspinell-Magnetit-Aggregate ($\sim 5\%$), Goethit ($\sim 3\%$) sowie Spuren von Linneit und Violarit, Pentlandit-Bravoit und Covellin zusammen. Markasit und Pyrit stellen eine letztere Umwandlung aus lamellierten Pyrrhotinen, Covellin-Goethit aus Chalkopyrit dar. Ilvait ist sehr fein mit Magnetit, Chalkopyrit und Aktinolith verwachsen. An dieser Lokalität wurde die größte Ilvait-Monoklinität festgestellt.

20. Sur al Cant

(nördlich Forcellina-Paß), Koord. 767.12/144.00 auf 2780 m

Ein kleines Vorkommen, wiederum an die Cuolmens-Serpentinite gebunden, liegt auf dem südöstlichsten Ausläufer des Höhenzuges Sur al Cant, etwa 330 m NNE des Gipfelpunktes 2847.8 auf 2780 m. Die Kontaktzone der schwach nach Norden einfallenden Serpentinite zu den hangenden Vulkaniten der Sur al Cant-Schuppen ist stellenweise stark verruschelt und vererzt. Außer Serpentiniten sind in diesen Zonen noch Ophicalcite, vereinzelt kleine Dolomitmarmorlinsen und Rodingitadern eingelagert. Die vererzten Horizonte werden einige Dezimeter mächtig und erstrecken sich über einige Meter Länge.

Der die *Erzhorizonte* umgebende Serpentinitt ist sehr inhomogen. Wahrscheinlich handelt es sich um verschiedene serpentinitische Glieder, die ähnlich wie in der Sur al Cant-Fuorcla miteinander verschuppt sind. Partien reiner Antigorit-Serpentinite treten auf; graue, massige pyroxenitische Lagen liegen vor (Orthopyroxen ist meist in Talk und Calcit umgewandelt, Klinopyroxen einerseits noch erhalten, andererseits schon in Aktino-

lith-Chlorit umgewandelt), zum Teil aber noch Maschenserpentine (mit Paragenesen: Lizardit/Chrysotil). Auf Klüften liegt Kluft-Antigorit, Chrysotil und 6-layer Ortho-Chrysotil (Fig. 42) vor.

Die vererzten Horizonte fallen sowohl durch braune Goethitkrusten als auch durch grüne Malachitanflüge auf. Magnetit kann in Aggregaten 1 bis 5 cm mächtige Linsen und Adern (Metallgehalte einer Probe in Tab. 1) bilden, die randlich gegen die Serpentine durch ein feinfilziges Gemenge von Kluft-Antigorit, Greenalith, Aktinolith und Diopsid abgegrenzt werden. Sporadisch können Talk und Chlorit auftreten. Die Sulfide liegen meist in feinen Klüften und Schlieren, wobei sie ebenfalls von Aktinolith-Diopsid-Ilvait-Säumen umgeben werden. Als Besonderheit konnten prismatische Verwachsungen von Klinopyroxen und Aktinolith erkannt werden. Dem optischen Charakter nach findet sich im Zentrum ein Diopsid, während Aktinolith den Rand bildet (Fig. 52).

Bei den *Erzmineralien* überwiegt Magnetit mit $\sim 95\%$. Er tritt teilweise in großen Oktaedern auf, die merkwürdigerweise im Zentrum oft xenomorphe Ilvaitrelikte ($\sim 2\%$) aufweisen. Hier scheint eine Verdrängung durch Magnetit eindeutig vorzuliegen. Chromspinell-Magnetit-Aggregate machen etwa 1% der Gesamt-erzmineralemenge aus, während der Goethitanteil bei diesen oberflächennahen Proben etwa 2% beträgt. Die Sulfide Pyrrhotin (+ Markasit/Pyrit), Chalkopyrit-Cubanit, Pentlandit-Bravoit sowie Bornit treten nur in Spuren auf. Sie finden sich häufig als feinste xenomorphe Einlagerungen in größeren Magnetit-Aggregaten. Chalkopyrit ist z. T. mit Cubanit verwachsen und weist vereinzelt Bornitränder auf. Sekundär treten Digenit-Chalkosin-Covellin-Goethit-Gemenge auf.

21. Leg Curegia

(östlich Forcellina-Paß), Koord. 767.54/143.575 auf 2600 m

Ein weiteres Erzvorkommen liegt in den Serpentiniten östlich des kleinen Seeleins Leg Curegia, 500 m östlich des Forcellina-Passes. Der Serpentinit gehört tektonisch zur Forcellina-Schuppe und ist zwischen zwei Grünschiefer-Komplexen eingelagert. Die wenigen Meter Serpentinit (~ 20 m) sind im Bereich der erzführenden Horizonte stark verruscht. In unmittelbarer Nähe der Vererzungen liegen wieder geringmächtige Rodingitadern sowie Ophicalcite.

Der umgebende Serpentinit besteht meist aus Gitter-Antigoriten. Reliktisch ist Klinopyroxen enthalten. Als Neubildungen treten Aktinolith und Diopsid auf. Die ophicalcitischen Partien enthalten neben Serpentinitenkomponenten Calcit und teilweise Ansammlungen von blauen Alkali-Amphibolen (optisch Riebeckit).

In den *vererzten Horizonten* sind wiederum Magnetit- und Chalkopyritaggregate zu erkennen, welche meist von einem Kluft-Antigorit-Aktinolith-Kluft-Chrysotil-Gemenge umgeben sind. Hauptgemengteil ist Magnetit ($\sim 75\%$); meist xenomorph ausgebildet und von vielen Rissen durchzogen. In Aggregaten liegen xenomorpher Chalkopyrit ($\sim 25\%$) sowie Spuren von Pyrrhotin (Markasit) und Pyrit vor. Chalkopyrit ist randlich teilweise in Covellin umgewandelt. Ilvait wurde in feinsten Körnern festgestellt.

22. Lunghinpaß

(150 m südwestlich Lunghinpaß), Koord. 770.92/142.56 auf 2620 m

In der Serpentinitschuppenzone, welche die Gipfelpartien des Piz dal Sasc und des Piz Lunghin aufbaut, liegen neben Ophicalcitlinsen, Alkalihornblende-Stilpnomelanschiefern und Rodingiten lokale Erz-anreicherungen vor. Besonders entwickelt sind sie in der Fortsetzung eines boudinierten Rodingitzuges, 150 m südwestlich des Lunghinpasses. Das größte Vorkommen ist recht unregelmäßig an der Kontaktzone zum Serpentinит verteilt und wird max. 2–3 m mächtig.

Die *vererzten Partien* werden sowohl durch braune Goethitkrusten als auch durch Malachitanflüge gekennzeichnet. Aufgrund der geschlagenen Proben können drei verschiedene Erztypen ausgeschieden werden: Erzproben mit überwiegend Magnetit, meist unregelmäßig und schlierig verteilt mit lokalen Anreicherungen von Chalkopyrit, Bornit und Chalkosin; gemischtes Erz aus Magnetit und feinverteilten Sulfiden sowie erzarmer Partien, die nur unregelmäßig verteilte Chalkopyritadern enthalten.

Die Grundmasse besteht meist aus feinen Antigoritgittern, die stellenweise mylonitisiert erscheinen. Die Erzanreicherungen, seien es Magnetit- oder Sulfidaggregate, werden von dichten, makroskopisch weißen Adern und Schlieren von Diopsid umgeben. Nach Brechungsindizes und Pulveraufnahmen handelt es sich um schwach eisenhaltige Diopside, nicht aber um Hedenbergit. Neben diesem einzigen Kalksilikat tritt auf Klüften eisenarmer Kluft-Antigorit (in verschiedenen morphologischen Ausbildungen) und Chrysotil auf.

Die drei *verschiedenen Erztypen* enthalten:

1. Assoziation: Chromspinnell-Magnetit, reinen Magnetit und Ilmenit (z. T. mit Magnetit verwachsen).
2. Assoziation: Heazlewoodit (z. T. fragliche Verwachsungen mit Pentlandit, Awaruit und Millerit).
3. Assoziation: Chalkopyrit mit Cubanitentmischungen, reliktsch (?) Pyrrhotin, meist in Markasit umgewandelt.
4. Assoziation: Chalkopyrit und Bornit, der in $\beta\text{-Cu}_2\text{S}$ (Chalkosin) und Covellin entmischt ist.
5. Assoziation: Umwandlungen von Chalkopyrit in Goethit und Malachit sowie Markasit und Magnetit in Goethit.

Die durch Magnetit verdrängten Chromspinnelle weisen randliche Chloritaggregate mit anomalen Interferenzfarben auf. Reiner Magnetit scheint oft Chalkopyrit zu verdrängen. Die Sulfide sind meistens von Kluft-Antigorit und Diopsid, ähnlich Figuren 47 und 51, durchsetzt.

Weitere kleine Erzvorkommen

Als kleiner Anhang seien weitere isolierte Pentlandit- und Pyritanhäufungen in Serpentiniten, Ni- und Cr-Vorkommen in Begleitgesteinen der Serpentinite erwähnt. Diese Vorkommen haben für die genetische Interpretation der beschriebenen Erzvorkommen eine gewisse Bedeutung.

1. Pentlandit-Vorkommen in Serpentiniten

a) D 1425, Koord. 769.60/148.52 (Bivio-Schlucht Valetta da Beiva). Erzmineralogischer Inhalt: Magnetit und Pentlandit.

Magnetit umrandet in feinsten Aggregaten die Lizardit-Chrysotil-Maschen des massigen schwarzen Serpentinites. Pentlandit kommt in xenomorphen Körnern (z. T. Entmischungsformen, Fig. 23) und in einzelnen langstengeligen Prismen vor. Die Korngrößen variieren von 0,005 bis 0,1 mm \varnothing .

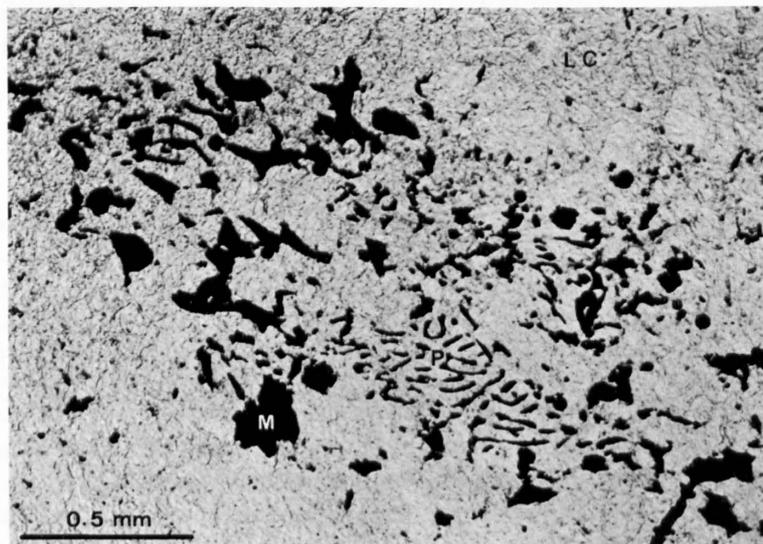


Fig. 23. Entmischungsformen von Pentlandit (P) im Lizardit/Chrysotil-Maschenserpentinit. Daneben Magnetit (M). Vergrößerung 45 \times , ohne gekreuzte Nicols.

b) Z 9207 (Druckstollen, Ausgang Marmorerasee bei Meter 9207).

Erzmineralogischer Inhalt: Pentlandit in tektonisiertem, schwarz-grünem Serpentin (C > L) mit vielen Rutschharnischen. Pentlandit ist nicht von Auge sichtbar. Die Bestimmung konnte im Binokular und mit Röntgenpulverdiagrammen erfolgen. Korngrößen wie bei Vorkommen D 1425.

2. Pyrit-Vorkommen

D 1192, Koord. 766.77/155.40 (Sblocs, Val da Fallar)

In verschieferem Serpentin (Lizardit > Chrysotil) finden sich neben Magnetit und feinen Calcitadern 0,1–0,2 mm große Pyritwürfel (vom Auge sichtbar). Sie wurden nicht näher erzmikroskopisch untersucht.

3. Chromspinell-Vorkommen

D 1023, Koord. 765.57/155.43 (bei Punkt 2337, Sblocs nördlich Val da Fallar)

Am westlichen Serpentincontact zu den liegenden ausgequetschten schwarzen Phylliten der Val Gronda-Serie ist eine mehrere Meter mächtige Linse eines zelligen Dolomites aufgeschlossen. Der Dolomit wittert schokoladebraun an. Im frischen Bruch sind viele bis millimetergroße Pyritwürfel sowie Chromspinellrelikte zu erkennen. Die Chromspinelle weisen im Gegensatz zu denen innerhalb der Serpentine keinen Magnetitrand auf. Sie liegen völlig isoliert im homogenen körnigen Dolomitmarmor. Feinste randliche Chloritaggregate treten selten auf. Als Besonderheit finden sich xenomorphe Quarzkörner neben feinsten hellgrünlichen Chloritaggregaten (evtl. Greenalith oder sogar Chamosit).

4. Ni-Vorkommen

a) D 639, Koord. 765.10/154.79 Crap (Val da Fallar).

In der kleinen Furka liegen zwischen feinkörnigen Epidot-Chlorit-Albit-Schiefern (\triangleq ausgeplättete Meta-Pillow-Laven) kleinere Linsen von sandigen Kalkschiefern und eine 2–3 m mächtige gelbbraune Bank, die grasgrüne Partien aufweist. Es handelt sich um einen spätigen Dolomit, der von vielen quarzitägen Lagen durchzogen wird. Zudem ist brauner Siderit und ein grasgrüner Ni-haltiger Klinochlor (Bestimmung durch Röntgenaufnahmen) enthalten. Die chemische Analyse ergab folgende Werte:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O \pm	CO ₂	Summe
80,9	–	3,2	0,25	1,1	Sp	3,4	4,8	–	0,5	1,4	4,3	99,85

Analytiker: Heusser, 1970.

Im Dünnschliff wurde ein feinstes mosaikartiges Quarzgefüge beobachtet, das sich mit Karbonataggregaten verzahnt. Randlich an den Karbonaten (meist Dolomit) finden sich flaserige Chloritpartien. Weitere Ni-Vorkommen, die mit Serpentin in Verbindung stehen, sind uns durch FEHLMANN (1919) vom Piz Martegnas (Val Nandrô im Oberhalbstein) und aus der Clemgiaschlucht (südlich Schuls im Unterengadin) näher bekannt geworden.

b) Südwestlich Punkt 2363, Murter, findet sich auf etwa 2400 m eine weitere kleine Ni-Vererzung als Imprägnation in einem Dolomitboudin, welche nicht im direkten Kontakt mit den Serpentin (Martegnas-Serie), sondern von bunten Grünschiefern und Kalkphylliten umgeben ist. Die Nickelerz-Imprägnation (als ein Ni-Silikat) liegt in:

1. Bändern des gelben, z. T. spätigen Dolomitmarmors;
2. körnigen, z. T. quarzitägen, gestreiften Dolomitlagen;
3. dünn-schieferigen, gebänderten Kalkschiefern mit dolomitischen Zwischenlagen.

Das Vorkommen von Crap (D 639) ist demnach mit den obigen Ni-Imprägnationen gut zu vergleichen.

D. ZUSAMMENSTELLUNG DES ERZMINERALOGISCHEN INHALTES ALLER VORKOMMEN UND AUSSCHIEDUNGSFOLGEN



Erzmineralogischer Inhalt der Fe-Cu-Ni Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten

Fig. 24.

Tabelle 1

Zusammenstellung aller durch Röntgenfluoreszenz analysierten Metallgehalte
der Fe-Cu-Ni-Vererzungen

<i>Vererzte Proben (inkl. Serpentinminerale, Ilvait, Andradit usw.)</i>											<i>Serpentinit (unvererzt)</i>	
Vorkommen Nr.	1	4	5a	5b	5c	9	10	18	19	20	11	19
Fe	37,1	31,9	44,3	34,4	33,2	45,2	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	8,92	3,58
Cu	0,12	0,66	0,52	7,31	1,53	4,61	0,920	0,052	0,165	0,136	< 0,01	< 0,01
Ni	0,12	< 0,002	0,56	0,21	0,18	0,004	0,168	0,175	0,063	0,053	0,21	0,22
Co	0,30	0,10	0,10	0,03	0,02	0,004	0,112	0,045	0,050	0,166	0,007	0,006
Mn	0,13	0,14	0,08	0,10	0,08	0,10	0,07	0,115	0,1	0,120	0,14	0,11
Cr	0,04	0,01	0,09	0,07	0,17	0,05	0,140	0,275	0,205	0,2	0,24	0,26
Ti	0,55	0,02	0,013	0,011	0,035	0,034	0,012	0,050	0,005	0,005	0,12	0,018
V	-	-	-	-	-	-	0,005	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	0,002	-	0,002	-	-	-
Zn	0,02	0,02	0,42	0,48	0,27	11,5	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	-	-

(in Prozenten)

Als Probenmaterial wurden nur sehr stark vererzte Handstücke ausgelesen. Die Angaben entsprechen also nicht den durchschnittlichen Metallgehalten der Vorkommen. Diese dürften erheblich geringer sein. Vergleichend wurden noch zwei unvererzte Serpentinite aus unmittelbarer Nähe der Vorkommen 11 und 19 analysiert. Lokalisierung der Vorkommen auf den Seiten 20 und 21, sowie in Tafel I.

Ausscheidungsfolgen

(und abgeschätztes Mengenverhältnis)

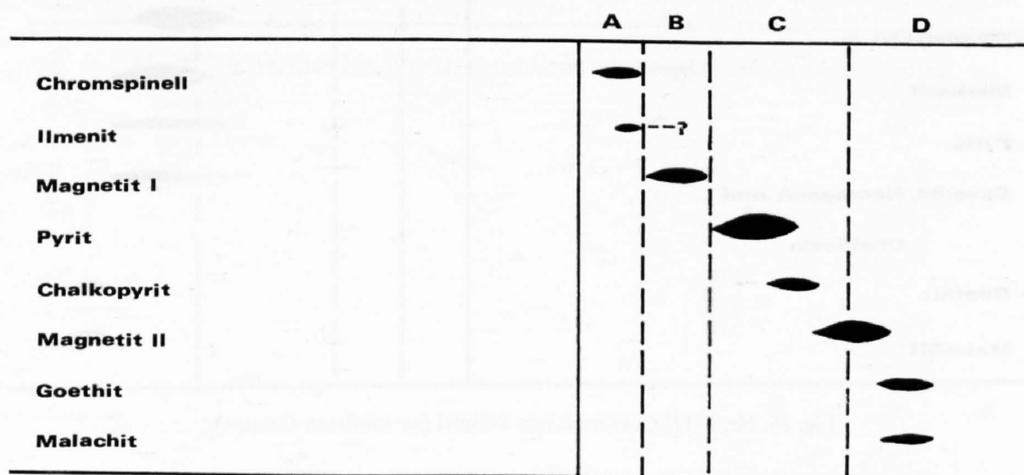


Fig. 25. Nr. 1, Tgant Ladrung (als Beispiel der nördlichen Gruppe).

- A: Wahrscheinlich Primärbestand nach Kristallisation des Iherzolitischen Magmas
 B: Ausscheidung während der Serpentinisierung
 C: Sulfidisch-oxydische Ausscheidungen nach der Serpentinisierung
 D: Ausscheidungen nach der Deformation

Ausscheidungsfolgen

(und abgeschätztes Mengenverhältnis)

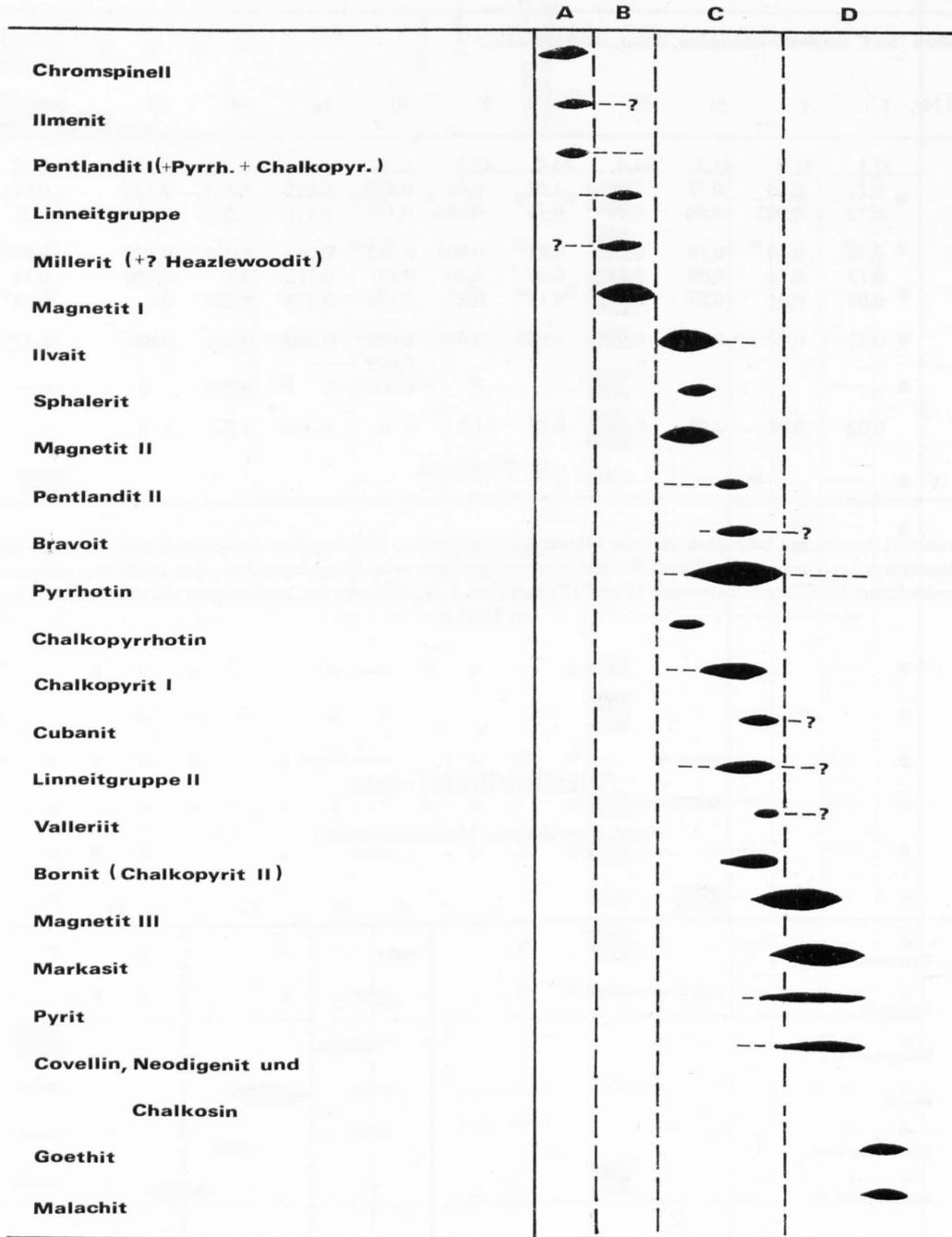


Fig. 26. Nr. 9-11, Cotschens (als Beispiel der mittleren Gruppe).

Ausscheidungsfolgen

(und abgeschätztes Mengenverhältnis)

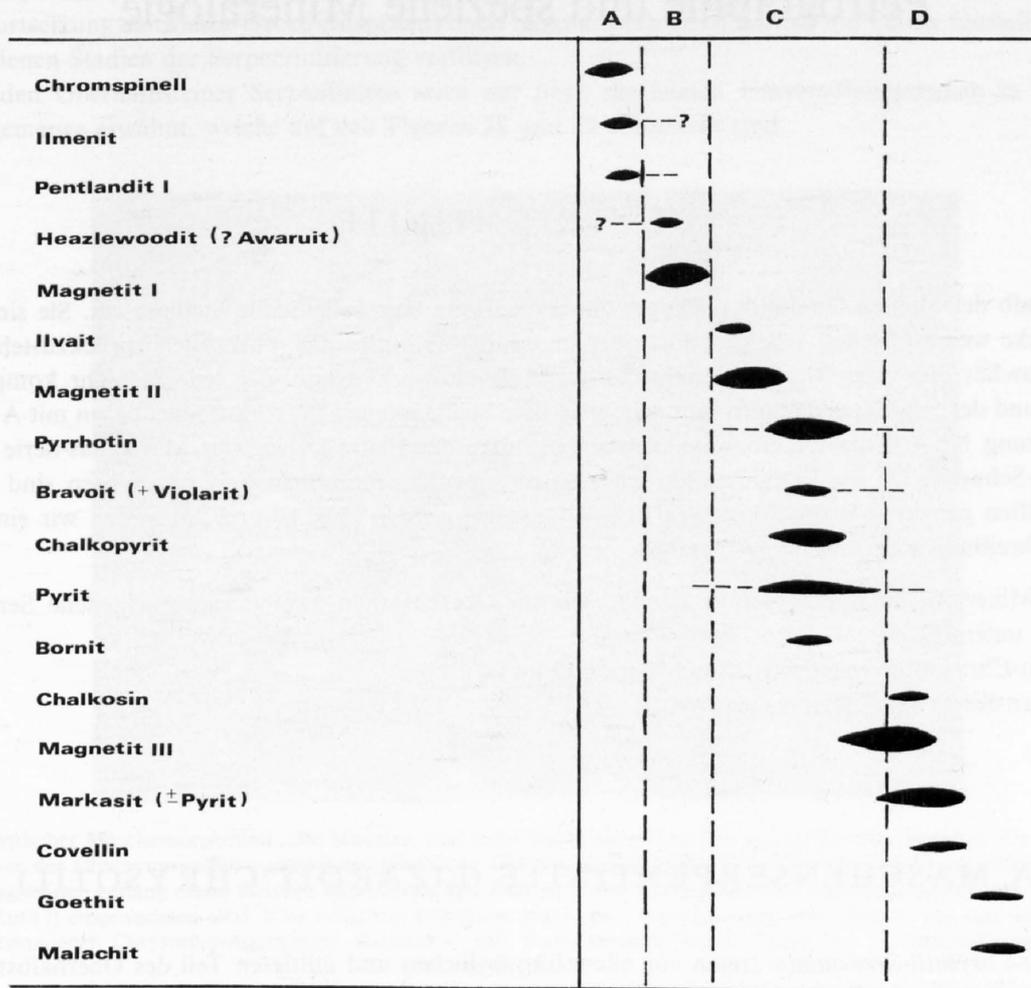


Fig. 27. Nr. 18, Curt Eta, Nr. 22, Lunghinpaß (als Beispiele der südlichen Gruppe).

Kapitel II

Petrographie und spezielle Mineralogie

DIE SERPENTINITE

Innerhalb der alpinen Ophiolithe nehmen die Serpentine eine bedeutende Stellung ein. Sie sind in der Platta-Decke weit verbreitet, scheinen dort aber massenmäßig hinter den Vulkaniten zurückzustehen. Eine genaue Abschätzung ihrer Masse ist aufgrund der Aufschlußverhältnisse, der teilweise sehr komplizierten Tektonik und der erodierten Mengen sehr schwierig. Die beschriebenen Erzvorkommen liegen mit Ausnahme der Vererzung Nr. 4 (Colm da Bovs) in den Serpentiniten der Platta-Decke, der Martegnas-Serie und der Forcellina-Schuppe. Da die Erzminerale sehr eng mit den Serpentinmineralien verwachsen sind und auf feinen Klüften gangartig von gewissen Varietäten umgeben werden (Fig. 16 und 46), geben wir eine detaillierte Beschreibung aller Serpentinmineralien.

Nach Mineralbestand und Gefüge können wir im Oberhalbstein zwei grundverschiedene Serpentin-Varietäten unterscheiden:

Lizardit-Chrysotil-Serpentine (Maschenserpentine)

Antigorit-Serpentine (Gitterserpentine)

A. MASCHENSERPENTINITE (LIZARDIT/CHRYSSOTIL)

Lizardit-Chrysotil-Serpentine treten vor allem im nördlichen und mittleren Teil des Oberhalbsteins auf, während südlich der Linie Cuolmens-Forcellina Antigorit-Serpentine anzutreffen sind. Diese Serpentine gehören nicht den Ophiolithen der Platta-Decke s. str. an, sondern sind an die schon erwähnte, tektonisch in die Platta-Decke eingefaltete, Forcellina-Schuppe gebunden.

Feldpetrographisch konnten wir im Oberhalbstein zwischen Tiefencastel und Bivio folgende Serpentinvarietäten unterscheiden: *Schwarze, massige Serpentine* mit mehr oder weniger ausgeprägter Diallagbänderung. Häufig können die Diallage und die reliktsch auftretenden Orthopyroxene fehlen, so daß nur noch sehr feinkörnige schwarze Serpentine vorliegen. Sie werden oft, besonders in tektonisierten Zonen von einer Vielzahl feinsten bis millimeterbreiter Klüfte durchzogen, die mit grünen Serpentinmineralien wie Klinochrysotil, 6-layer-Orthochrysotil (Fig. 42) und Kluft-Antigorit (Fig. 45, 46 u. 80) ausgefüllt sind. Gegen tektonische Kontakte werden die massigen Serpentine zunehmend schiefriger, die Zahl der Chrysotil- und Antigoritklüfte nimmt zu, so daß die Farbe des Gesteins oft von Schwarz über alle Nuancen nach Grün übergeht. Wir unterscheiden dann die massigen Serpentine von den *grünlich-schwarzen, verschieften Serpentiniten*.

Hauptgemengteile der massigen und der verschieften Serpentine sind:

Lizardit, Chrysotil (Ortho-, Klino- und 6-layer-Orthochrysotil) und \pm Augit (Diallag).

Nebengemengteile: Magnetit, Chromspinell, Rutil, Pentlandit und Ilmenit.

Je nach Lokalität, meistens jedoch in durchbewegten Zonen, können zusätzlich folgende Mineralien auftreten:

Kluft-Antigorit (\pm Fe), Chlorit, Granat (Grossular-Andradit), Aktinolith, Diopsid, Talk, Calcit, Dolomit, Magnesit und Brucit.

Olivin (Lizardit/Chrysotil-Maschen)

Olivin wurde im Oberhalbstein nicht mehr beobachtet. Die Serpentinisierung dieses Minerals ist schon vollkommen. PETERS (1963) konnte in der Totalserpentininitmasse bei Davos (= Aroser-Zone, die einer nördlichen Fortsetzung der Platta-Decke entspricht) noch reliktsch erhaltene Partien mit Olivin feststellen und die verschiedenen Stadien der Serpentinisierung verfolgen.

Aus den Oberhalbsteiner Serpentiniten seien nur noch die letzten Umwandlungsstadien in Serpentinmineralgemenge erwähnt, welche auf den Figuren 28 und 29 dargestellt sind.

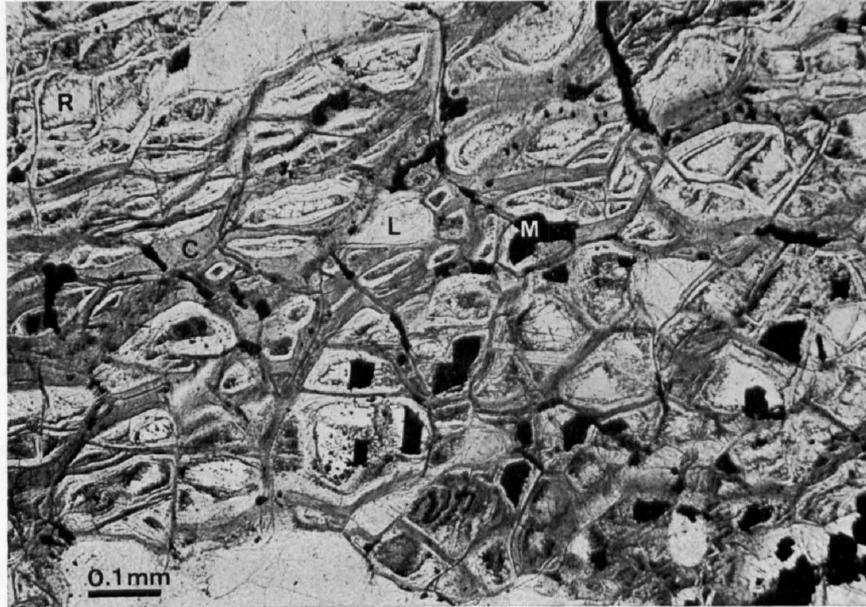


Fig. 28. Typischer Maschenserpentinit. Die Maschen sind meist lagig angeordnet. Die grauen Schnüre bestehen aus den, bei der ersten Phase der Olivinumwandlung gebildeten gelbgrünen Chrysotil- α -Aggregaten (C). Magnetit (M) ist als einzelne Kristalle oder in Aggregaten entlang dieser Schnüre angeordnet. Die Zentren (weiß, L) bestehen aus Lizarditaggregaten, in welche feinste Nadeln (Rutil?) eingewachsen sind. Eine hellgraue Randzone gegen die Chrysotil- α -Aggregate besteht aus den wahrscheinlich zuletzt entstandenen Chrysotil- γ -Aggregaten. Fundort D 650, Profil Muttans-Val da Faller, Nr. 33, Vergrößerung etwa 87 \times , ohne Nicols.

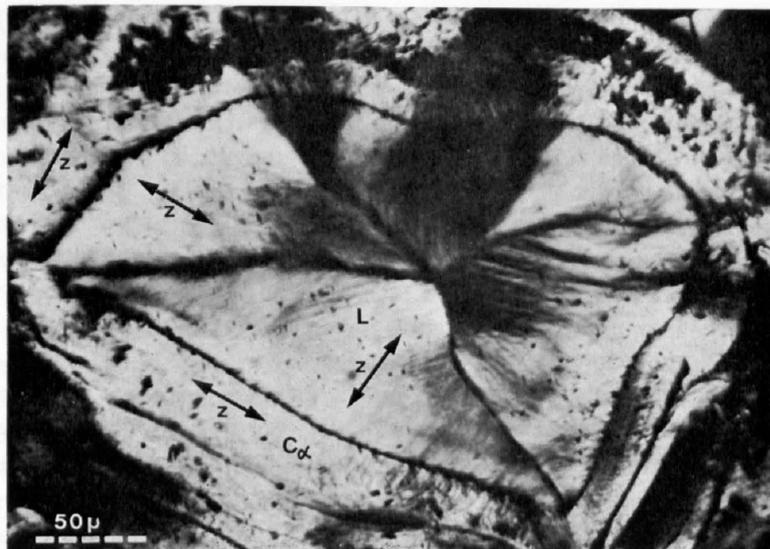


Fig. 29. Einzelne Lizardit/Chrysotil-Maschen mit ausgeprägter Uhrglasstruktur der Lizarditaggregate. Wie diese Ausbildung erklärt werden kann, ist uns noch unklar. Die schwarzen Aggregate und Pigmentierungen bestehen größtenteils aus Magnetit. Fundort D 646, Profil Muttans-Val da Faller, Nr. 24, Vergrößerung etwa 290 \times , mit gekreuzten Nicols.

Die Maschenstrukturen, die für die Paragenese Lizardit > Chrysotil typisch sind, treten nicht nur im mikroskopischen, sondern auch im makroskopischen Bereich auf.

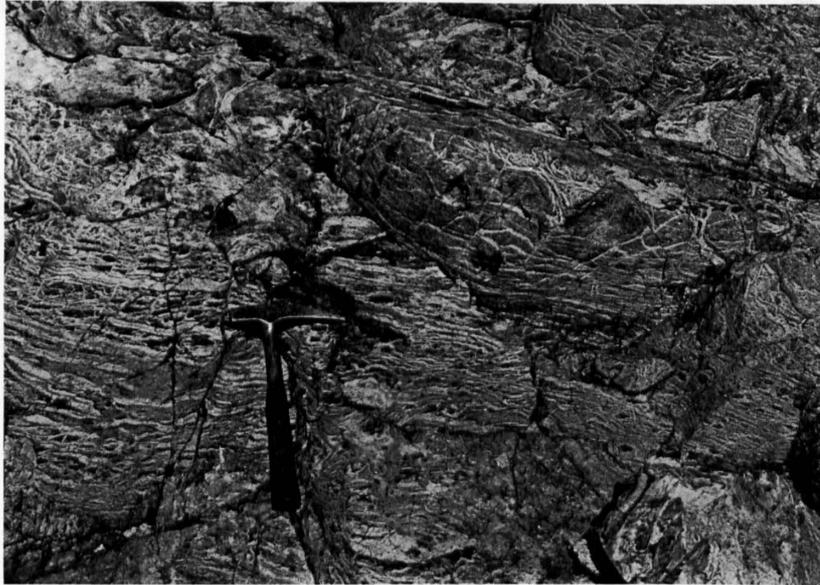


Fig. 30. Südlich der Sur al Cant-Fuorcla fanden wir diese makroskopisch ausgeprägten Maschenstrukturen. Die Maschen (dunkel, im mikroskopischen Bereich wiederum Maschenstrukturen) werden von Chrysotilfasern (weiß bis hellgrün anwitternd) begrenzt.

Nur an einigen Orten (z. B. an der Sur al Cant-Fuorcla; beschrieben unter Erzvorkommen Nr. 17) fanden sich in den Serpentiniten Strukturen, die auf ehemals mylonitisierte Peridotite (PETERS, 1963) hinweisen. Die Maschenstrukturen sind in den zentimeter- bis dezimetergroßen Komponenten nur randlich erhalten (Fig. 20). Die Zentren bestehen jedoch aus einem feinstkörnigen Gemenge von Chrysotil und Antigorit.

Diallag und Orthopyroxen

Meistens liegen in den Serpentiniten Pyroxenbänderungen einige Millimeter bis Zentimeter voneinander entfernt. In vielen Fällen fanden wir pyroxenfreie Maschenserpentinite. Nur an wenigen Lokalitäten konnten Pyroxenanhäufungen in dezimetermächtigen Lagen (Fig. 31) festgestellt werden. Abfolgen, wie sie aus «layered»-Komplexen (z. B. Bushfeld und Stillwater) bekannt wurden, konnten in den Oberhalbsteiner Serpentiniten nicht festgestellt werden. Das hängt einerseits von der eher geringen Mächtigkeit, andererseits von der intensiven tektonischen Beanspruchung und häufigen Verschuppungen der Platta-Serpentinite ab. Zudem scheinen alpinotype Serpentine (ultramafische Ophiolithglieder) kein «Layering s. str.» aufzuweisen, sondern nur lokale Pyroxenbänderungen, die sich nicht über weite Strecken verfolgen lassen.

Im Dünnschliff können häufig monokline und orthorhombische Pyroxene beobachtet werden. Der Unterschied liegt im Erhaltungszustand, d. h. im Serpentinisierungsgrad. Diallag, makroskopisch leicht grünlich, z. T. aber auch leicht silberige bis bronzefarbige Töne annehmend, bleibt offenbar recht lange gegen die Serpentinisierung erhalten. Es finden sich höchstens Spaltrisse im Diallag [Absonderung || (100)], die mit Chrysotil, Lizardit und Magnetit ausgefüllt sind. Die Orthopyroxen-Kristalle (makroskopisch meist bronzefarbig) sind von Auge noch gut erkennbar, zeigen gerade, z. T. undulöse Auslöschung und haben ein tieferes Relief als die Klinopyroxene. Nach den bisher durchgeführten Röntgenaufnahmen sind diese Orthopyroxene (wahrscheinlich ehemals Enstatit) schon völlig in Lizardit umgewandelt (Fig. 43). In zwei Fällen waren es feinste Gemische von Lizardit und 6-layer-Orthochrysotil. Zudem können auch Umwandlungen von Orthopyroxen in Talk- und Brucitaggregate (Fig. 37) vorliegen.



Fig. 31. Block aus den Cuolmens-Serpentiniten, südlich Sur al Cant. Bei geeigneter Anwitterung heben sich die pyroxenitischen Lagen (etwa 15 cm breit, teilweise in sich zerbrochen) gut von den pyroxenfreien Serpentiniten ab.

Die schwarzen, massigen Serpentinite werden in mehr oder weniger tektonisierten Zonen von feinsten bis millimeterbreiten Klüften durchsetzt. Zunächst betrachteten wir die gelbgrünen bis grünen Kluftfüllungen und Rutschharnische als Chrysotilaggregate, da wir in einigen schönen Fällen feinstengelige, bis zu 10 cm lange, Chrysotilaggregate feststellen (Fig. 40) konnten. Teilweise liegen jedoch hellgrüne, durchscheinende, blättrig spaltende Edelserpentinaggregate vor, die röntgenographisch eindeutig Antigorit ergaben. Dadurch aufmerksam geworden, untersuchten wir alle uns zugänglichen Serpentinproben und mußten feststellen, daß eine große Anzahl von Klüften mit Kluft-Antigoriten ausgefüllt ist. Eine Zusammenstellung findet sich in der «Tabellarischen Zusammenstellung der Serpentinmineralparagenesen» und auf der Karte der «Verteilung der Mg-Phyllosilikate» (DIETRICH und PETERS, 1971).

Kluftmineralien

(Calcit, Dolomit, Magnesit und Brucit)

Besondere Beachtung schenken wir den die Erzminerale umgebenden Kluft-Antigoriten. Das Auftreten der Kluft-Antigorite in den Oberhalbsteiner Maschen-Serpentiniten (Lizardit > Klinochrysofil) ist unseres Wissens von früheren Bearbeitern (STAUB, FREI und OTT, CORNELIUS, STREIFF und MÜLLER) nicht beobachtet worden. Aus den Osttiroler Serpentinitten sind durch ANGEL (1929 und 1930) Kluft-Antigorite schon eingehend beschrieben worden. Die oben aufgeführten Nebengemengteile Chlorit, Aktinolith, Talk, Diopsid, Granat (Grossular-Andradit) können in den Serpentinitten des nördlichen und mittleren Oberhalbsteins sowohl gesteinsbildend als auch in Klüften auftreten. Eine Zunahme von gesteinsbildendem Aktinolith und Diopsid stellten wir jedoch eher im südlichen Oberhalbstein fest. Aktinolithaggregate, häufig in nephritischer Ausbildung, liegen oft in tektonisierten Horizonten, besonders an Kontakten zu basischen Meta-Vulkaniten und Gabbros (DIETRICH und DE QUERVAIN, 1968); Diopsid und Andradit-Grossular vorzugsweise als Kluftmineralien vergesellschaftet mit Ilvait und Sulfiden innerhalb der vererzten Partien. Hingegen können in den Serpentinitten des südlichen Oberhalbsteins Diopsid und Aktinolith als Umwandlungsprodukte von Pyroxenen beobachtet werden. Ähnliches trifft für Talk zu, der normalerweise fast überall in tektonisierten Kontakten zu finden ist.

Mit den Kluft-Mineralien (Antigorit, Aktinolith, Diopsid, Granat und Talk) treten an vielen Lokalitäten Karbonate und Brucit auf. Auch diese Zusammenstellung findet sich in der Tabelle der Serpentinmineralparagenesen (DIETRICH und PETERS, 1971). Calcit ist am häufigsten, gefolgt von Dolomit und Magnesit. Magnesit wurde nur in der Paragenese mit Talk im nördlichen und mittleren Oberhalbstein beobachtet. Aragonit fanden wir röntgenographisch in einem Fall als feinste oberflächliche Anflüge auf einer Calcit-Aktinolith-Kluftfüllung. Daneben liegt in Klüften stellenweise Brucit (Fig. 32) vor, welcher teilweise in Hydromagnesit umgewandelt ist.

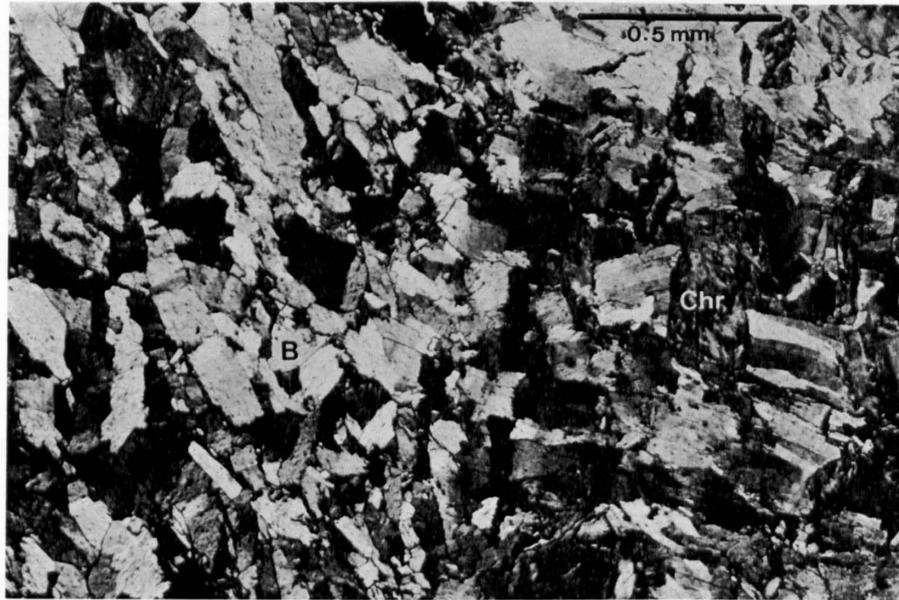


Fig. 32. Brucit-Aggregate (B) neben Chrysotil (Chr) aus einer Kluftfüllung im Serpentin (D 655, Profil Muttans-Val da Faller, Nr. 36). Die farblosen, ditrigonal-skalenoedrisch kristallisierenden Brucite, $Mg(OH)_2$, weisen den typisch tafeligen Habitus mit ausgeprägter Spaltbarkeit nach (0001) auf. Im Pulverdiagramm konnten geringe Gehalte an Hydromagnesit $Mg_3[OH]/(CO_3)_2 \cdot 4H_2O$ (monoklin-pseudorhombisch) nachgewiesen werden. Vergrößerung $55\times$, mit gekreuzten Nicols.

B. ÜBERGANGSBILDUNGEN (LIZARDIT/CHRYSSOTIL-SERPENTINITE → ANTIGORITSERPENTINITE)

Neben den typischen Maschenserpentiniten mit den Paragenesen Lizardit > Chrysotil fanden wir im südlichen Oberhalbstein, d. h. in den Cuolmens-Serpentiniten und in ihrer südlichen Fortsetzung gegen den Piz Lunghin, im Oberengadin am Silsersee, in Surlej am Silvaplanersee, und schließlich unterhalb des Grialetsch Maschenserpentinite, in denen Lizardit nicht mehr eindeutig im Röntgendiagramm bestimmt werden konnte. Hingegen traten sehr diffuse schwache Antigoritreflexe (24.3.0, 16.0.1 usw.) auf. Diese Art Maschenserpentinite erstaunte uns sehr, da bisher südlich der Linie Piz Forcellina-Sur al Cant nur reine Antigorit-Serpentinite beobachtet worden waren.

Allerdings beschrieb schon BONNEY (1880) in Dünnschliffen einen Maschenserpentinit vom Silsersee und interpretierte ihn aufgrund der noch gut erhaltenen Pyroxene als umgewandelten Lherzololith. Von den späteren Bearbeitern (STAUB, 1915; CORNELIUS, 1912 und 1935, sowie MÜLLER, 1959 und 1963) wurden diese Phänomene nicht erkannt. CORNELIUS schrieb 1935 beispielsweise:

«Was mir sonst aus den Bergen südlich des Julierpasses vorliegt sind ausgesprochene Antigoritserpentinite.» Allerdings beobachtete er ebenso Antigoritserpentinite, die «in ihrer Beschaffenheit den Maschen der Chrysotilserpentinite glichen».

Die folgenden drei Figuren sollen die verschiedenartigsten Umwandlungsgrade der Maschenserpentinite verdeutlichen und zu den reinen Antigorit-Serpentiniten überleiten.

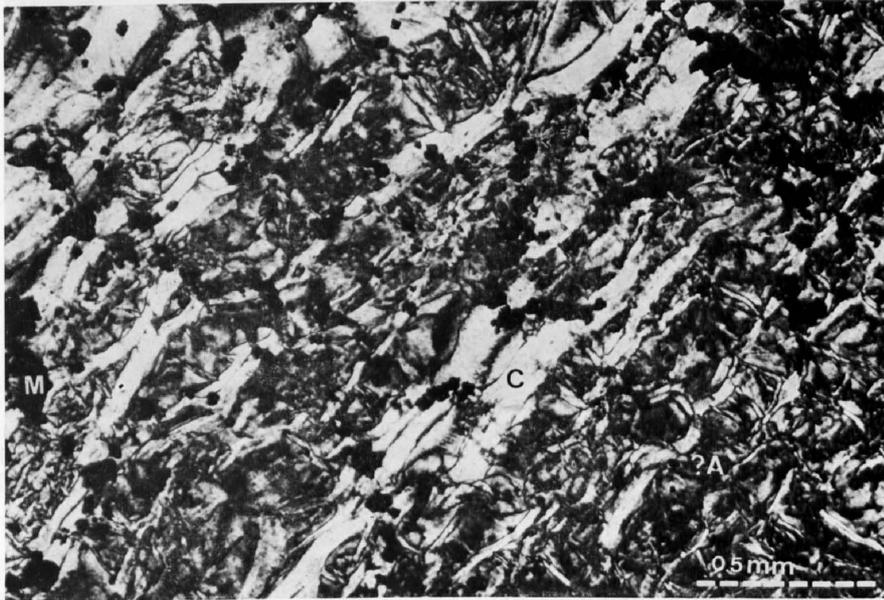


Fig. 33. D 1473, Koord. 766.73/143.94 (nördlich Forcellina-Paß). Grauer, feingebänderter Serpentinit mit noch typischen Maschenstrukturen (Klinochrysozil, C, und Magnetit, M). Die Zentren zwischen den Chrysotilbändern bestehen nun nicht mehr aus eindeutigen (optisch und röntgenographisch belegt) Lizardit-Aggregaten, sondern weisen schon Andeutungen von blättrigem Antigorit auf. Vergrößerung etwa $50\times$, mit gekreuzten Nicols.

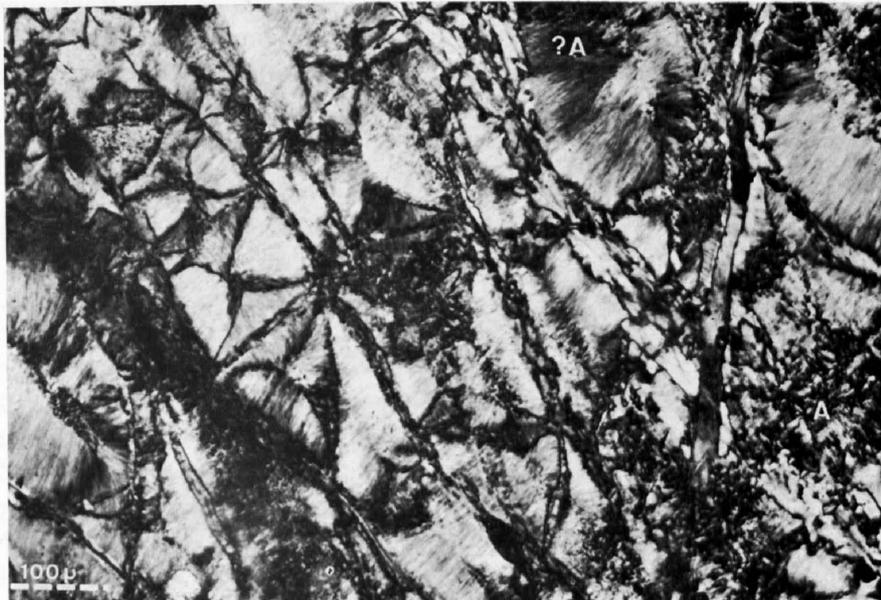


Fig. 34. L 123a, Koord. 769.08/142.33 (südlich Septimer-Paß). Schwarzgrüner, massiger Diallag-Serpentinit mit deutlicher Maschenstruktur. Optisch scheinen sowohl Lizarditaggregate mit Uhrglasstrukturen als auch feine Antigoritaggregate (? A) in der serpentinitischen Grundmasse vorzuliegen. Eigentümlicherweise fehlen die Chrysotilbänder. Röntgenographisch konnte jedoch eindeutig kein Lizardit, sondern eher Antigorit nachgewiesen werden. Vergrößerung $125\times$, mit gekreuzten Nicols.

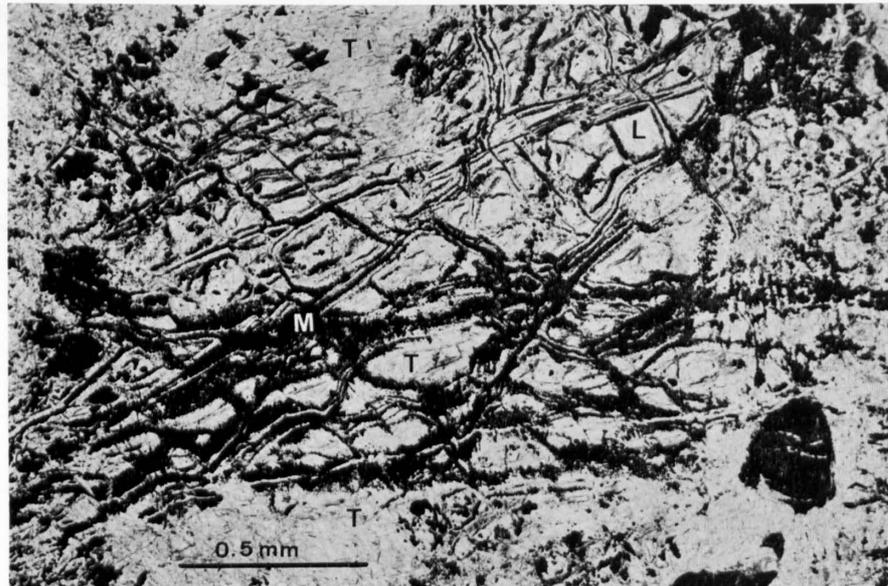


Fig. 35. TP Surlej 1, Koord. 782.25/146.87 (Silvaplanersee, Oberengadin). Schwarzer, massiger Serpentin mit deutlicher Maschenstruktur. Zwischen den Chrysotilbändern, in denen feinste Magnetitschnüre (M) eingelagert sind, finden sich Zentren sowohl mit Lizardit (L) als auch mit Talk (T) (röntgenographisch nachgewiesen). Antigorit erscheint zusammen mit Dolomit und Talk nur auf Klüften. Vergrößerung 52 \times , ohne gekreuzte Nicols.

C. GITTERSERPENTINITE (ANTIGORIT/CHRYSOTIL)

Südlich der Linie Forcellina–Sur al Cant treten reine Antigorit-Serpentinite mit typischen Antigorit-Gittern auf. So besteht die Masse der Cuolmens-Serpentinite teilweise aus diesen Varietäten, teilweise aber noch aus den beschriebenen Maschenserpentiniten der Paragenesen Lizardit > Chrysotil. Diese Tatsache blieb uns längere Zeit verborgen, da auch die Antigorit-Serpentinite makroskopisch den reinen Maschenserpentiniten sehr ähnlich sein können. Erst mit Hilfe von Dünnschliffen oder Röntgenpulveraufnahmen kann entschieden werden, welcher Gesteinsvarietät ein kartiertes Vorkommen angehört. Antigorit-Serpentinite können die gleichen Farbtöne wie die Maschenserpentinite besitzen und z. T. auch noch reliktsche Pyroxenbänderung aufweisen. In der Regel sind jedoch reine Antigorit-Serpentinite wesentlich zäher und kompakter als Maschenserpentinite, was auf die äußerst feine Verwachsung der Antigoritblätter zurückzuführen ist. Zudem ist der Farbton aufgrund feiner Bruciteinlagerungen oftmals eher schwarzgrau.

Feldpetrographisch können wir Antigorit-Serpentinite mit reliktsch auftretenden Klinopyroxenen und brucitführende Antigorit-Serpentinite unterscheiden. Hauptgemengteile: Antigorit, Chrysotil. Nebengemengteile: Klinopyroxen, Brucit, Talk, Calcit, Dolomit, Chromspinelle-Magnetit und Pentlandit. Hinzu können treten: Aktinolith und Diopsid.

Die *Antigorit-Serpentinite* bestehen meistens aus einem feinsten Gitterwerk von Antigoritblättchen, das völlig richtungslos angeordnet ist. Die Antigoritblättchen können Dimensionen von 5 μ bis 0,2 mm \varnothing besitzen. Reliktsch auftretende Klinopyroxene sind schon sehr viel stärker serpentinisiert als diejenigen der Maschenserpentinite. Die Absonderung || (100) = Diallag ist oft nicht mehr deutlich, da in den Zwischenräumen das Antigoritwachstum vollständig ist. Somit liegen nur noch aufgelöste, lappige Augitaggregate (Fig. 37) vor. Wie in den Maschenserpentiniten erkennt man noch Chromspinelle, die jedoch von Magnetit in viel stärkerer Masse verdrängt werden als in den Maschenserpentiniten (Fig. 54 und 58). Reliktsche Orthopyroxene können nicht mehr mit Sicherheit diagnostiziert werden. Stattdessen treten in feinsten Aggregaten neugebildete Diopside und Aktinolithe auf. Wie die Maschenserpentinite werden auch die Antigorit-Serpentinite in Zonen größerer tektonischer Beanspruchung verschiefert, z. T. mylonitisiert und von unzähligen feinen Klüften durchsetzt.



Fig. 36. L 108b₂, Koord. 770.04/141.06 (südlich Septimerpaß). Reiner Antigorit-Serpentinit. Antigoritblättchen unter Winkel von etwa 60° bilden ein festes Gitterwerk (Größe der Antigorite 0,005–0,2 mm). Vergrößerung 125×, mit gekreuzten Nicols.

Die eher grauen *brucitführenden Antigorit-Serpentinite* sind außerordentlich massig und fest. Sie bestehen zur Hauptsache aus einem dichten Antigorit-Gitterwerk, in denen reliktsich Klinopyroxene mit völlig unregelmäßigen Formen und Rissen auftreten können. Die Risse sind dann mit Antigorit verheilt. Brucite, makroskopisch als maximal millimetergroße, weiße Tupfen sichtbar, erscheinen im Dünnschliff als feinste rötlich-braune Aggregate (Fig. 37), in denen man parallel verlaufende Spaltbarkeiten erkennen kann. Oft ist Karbonat (Calcit oder Dolomit, evtl. auch noch Talk) mit Brucit fein verwachsen. Es könnte sich demnach bei diesen Aggregaten um Pseudomorphosen nach Orthopyroxenen handeln. Bisher wurden in einer umfassenden Arbeit von HOSTETLER, COLEMAN, MUMPTON und EVANS (1966) über Brucit in alpinen Serpentiniten nur Umwandlungen aus Olivinen beschrieben, was eigentlich wahrscheinlicher ist, aber in unserem Fall nicht bestätigt werden konnte.

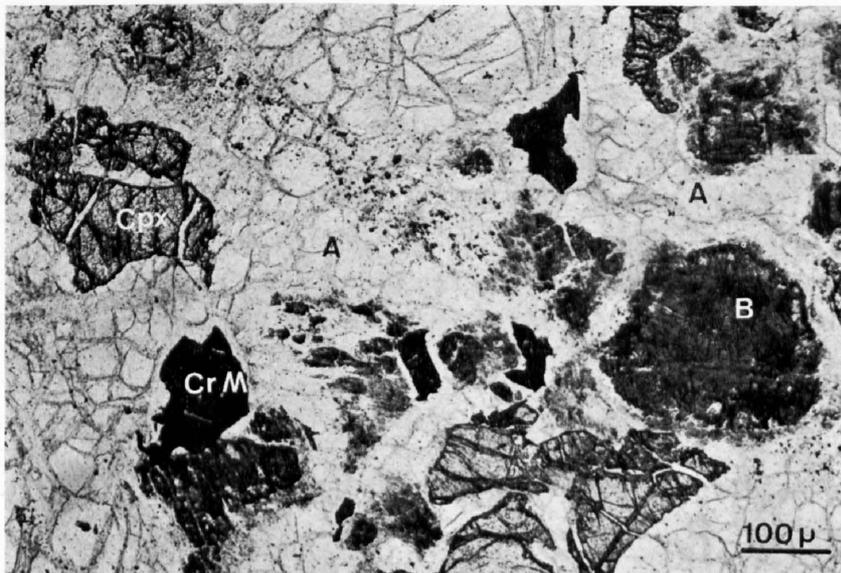


Fig. 37. D 1335, Koord. 770.00/145.38 (Plang Nagrin, Eva da Sett). Brucit-Antigorit-Serpentinit. Brucit (B) als feinste rötlich-braune Aggregate, evtl. mit Dolomit vermischt. Mögliche gelbliche, aber fragliche Pseudomorphose nach Orthopyroxen. Daneben Antigorit (A) und Chromspinell-Magnetit (Cr-M) (opak) und Klinopyroxenrelikte (Cpx). Vergrößerung 120×, mit gekreuzten Nicols.

Kluftmineralien

Die Kluftfüllungen der Antigorit-Serpentinite bestehen einerseits aus Karbonaten (Dolomit und Calcit), andererseits aus Serpentinmineralien (Chrysotil, 6-layer-Orthochrysotil und Antigorit). Chrysotilfasern durchsetzen beispielsweise die Antigorit-Serpentinite parallelscharig, so daß «Tigeraugen» ähnliche Strukturen entstehen (Fig. 22). An Kontakten zu basischen Einschlüssen in Serpentiniten gehen die massigen Serpentinite in gebänderte Antigorit-Chlorit-Diopsid-(oder Aktinolith, z. T. + Talk)Felse über (Fig. 38).



Fig. 38. D 1541, Koord. 770.96/142.48 (nördlich Piz dal Sasc). Kontaktzone zwischen Antigorit-Serpentin und Granat-Vesuvianit-Fels. Weiße, 1–5 cm breite Diopsidlagen (mit garbenartigen Aggregaten) wechseln mit 1–5 mm breiten Antigorit- und Chloritlagen ab. Vergrößerung 46×, mit gekreuzten Nicols.

Chemismus der Serpentinite

In der folgenden Tabelle 2 sind neun chemische Gesamtgesteinsanalysen der Oberhalbsteiner und Oberengadiner Serpentinite aufgeführt. Der Gesamtchemismus scheint eher dunitisch als Iherzolitisch zu sein (die Al_2O_3 -Gehalte schwanken zwischen 1,8 und 3,8%), da die CaO-Gehalte im allgemeinen sehr tief liegen (Fig. 39). Dieses Ergebnis beruht im wesentlichen auf der Probenentnahme. Es wurden eher massige Serpentinite genommen, die einerseits arm an Klinopyroxenen, andererseits frei von Calcitadern waren.

Vergleichen wir die Kieselsäuregehalte, so sehen wir, daß die Lizardit/Chrysotil-Serpentinite (Analysen 1 bis 4) deutlich tiefer (37,5–39,6%) liegen als diejenigen der Antigorit-Serpentinite (Analysen 5–9 = 40,0 bis 41,0%). Demgegenüber sind die H_2O -Gehalte der Maschenserpentinite höher als diejenigen der Antigorit-Serpentinite. Das entspricht den Ergebnissen der Arbeiten von FAUST und FAHEY (1962) und PAGE (1967 a. u. b. sowie 1968):

	<i>Lizardit/Chrysotil-Serpentinite</i>	<i>Antigorit-Serpentinite</i>
SiO ₂	37,5–39,6	40,0–41,0
MgO	34,4–39,8	36,0–39,1
H ₂ O	12,4–13,4	11,8–12,4

Die MgO-Gehalte ergeben keine großen Unterschiede. Eigentlich sollte in Brucit-Antigorit-Serpentiniten nach STEINBERG (1960) der MgO-Gehalt über dem SiO₂-Gehalt liegen, da erst durch einen Überschuß an MgO Brucitbildung möglich war. Dies scheint jedoch für unsere Antigorit-Serpentinite nicht zuzutreffen.

Die Fe₂O₃- und FeO-Gehalte ergeben in den Gesamtgesteinsanalysen keine charakteristischen Unterschiede.

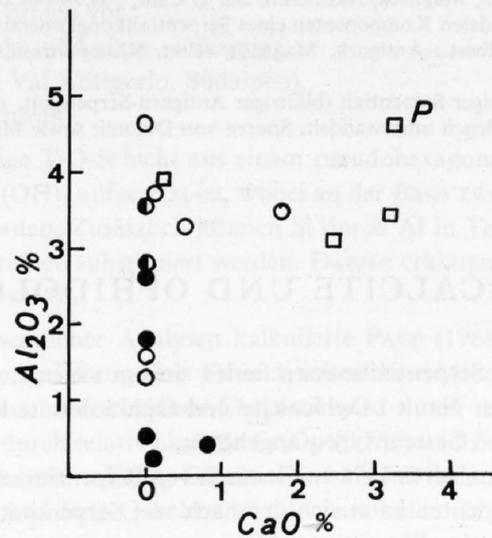


Fig. 39. Die Serpentine der Ophiolithzone: Davos/Arosa – Oberhalbstein – Oberengadin. Die Quadrate stellen die augitführenden Totalserpentine (P = feinkörniger Peridotitrelikt, PETERS, 1963), die offenen Kreise Lizardit/Chrysotil-Serpentine und die ausgefüllten Kreise Antigorit-Serpentine der Platta-Decke und der Forcellina-Schuppe zwischen Oberhalbstein und Oberengadin dar.

Tabelle 2

Chemische Analysen der untersuchten, unverzrten Serpentine

Gew.-%	Lizardit-Chrysotil-Serpentine				Antigorit-Serpentine				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,5	38,8	39,2	38,7	41,0	40,9	40,0	40,0	42,4
TiO ₂	0,2	-	-	-	0,1	-	-	0,1	-
Al ₂ O ₃	3,7	1,3	2,8	3,6	1,8	3,8	2,6	2,8	1,8
Fe ₂ O ₃	7,5	5,3	5,95	4,0	5,6	2,9	5,8	5,8	1,1
FeO	3,6	1,2	1,7	3,2	2,4	1,25	2,45	2,5	2,95
MnO	0,18	0,15	0,18	0,17	0,14	0,12	0,11	0,12	0,12
MgO	34,4	39,8	37,2	36,7	36,4	39,1	36,6	36,0	38,0
CaO	0,1	-	-	-	0,1	-	-	0,4	1,8
Na ₂ O	0,05	-	-	-	0,05	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺ , H ₂ O ⁻	12,4	13,4	12,9	13,4	12,3	12,0	12,4	12,3	11,8
P ₂ O ₅	0,06	Sp	Sp	Sp	0,06	Sp	Sp	0,06	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summe	99,69	99,95	99,93	99,77	99,95	100,07	99,96	100,08	99,97
Analytiker:	Weibel 1967	Heusser 1970	Heusser 1970	Heusser 1970	Weibel 1967	Heusser 1970	Heusser 1970	Weibel 1967	Heusser 1971

Lizardit-Chrysotil-Serpentine

(siehe Profil durch die Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen)
765.94/153.00, 765.94/152.80

- A 1 = D 650. Grünlich-schwarzer, massiger Serpentin (Maschen-Serpentin); L > C, ? Ortho-Chrysotil, Kluft-Antigorit, Magnetit, Chlorit.
- A 2 = D 651. Grüner, z. T. verschieferter Serpentin (Maschen-Serpentin); L > C, ? Ortho-Chrysotil, relik. Klino- und Orthopyroxen, kaum Magnetit.
- A 3 = D 652. Schwarzer, massiger Serpentin (Maschen-Serpentin), L > C, ? Ortho-Chrysotil, Magnetit, relik. Klino- und Orthopyroxen.
- A 4 = D 654. Schwarzer, massiger Serpentin mit Erzimpregnation, L ≥ C, ? Ortho-Chrysotil, Kluft-Antigorit, Magnetit, Ni-Cu-Fe-Sulfide.

Antigorit-Serpentinite

- A 5 = D 1087 B Grüner, massiger Serpentin mit Chrysotiladern und stellenweiser Erzimpregnation.
A 6 = D 1087 Antigorit, Chrysotil, Magnetit, Aktinolith, Sur al Cant, 768.96/144.27.
A 7 = D 1417 Zentren von gerundeten Komponenten eines Serpentin Konglomerates (Struktur = mylonitisierter Peridotit; Mineralbest.: Antigorit, Magnetit, relik. Klinopyroxen, Brucit und Chrysotil). Sur al Cant, 768.46/144.68.
A 8 = D 1417 B
A 9 = D 1335 Grau-grüner, massiger Serpentin (blättriger Antigorit-Serpentin, mit relik. Klinopyroxenen, Orthopyroxen meist in Brucit umgewandelt, Spuren von Dolomit sowie Magnetit. Bachtobel Eva da Sett, 770.00/145.38.

D. OPICALCITE UND OPHIDOLOMITE

Innerhalb der Oberhalbsteiner Serpentinmassen finden sich an vielen Lokalitäten Gesteinstypen, die wir einerseits mit den relativ einfachen Namen Ophicalcite und Ophidolomite bezeichnen, denen aber andererseits eine große Zahl verschiedener Gesteinstypen angehören.

Ophicalcite setzen sich grundsätzlich aus einem Gemisch von Serpentinmaterial und Calcit zusammen. Die Variabilität dieser beiden Komponenten kann sich demnach von Serpentin mit Calcitadern bis zu Kalkmarmoren mit vereinzelt Serpentinrelikten erstrecken.

Hauptgemengteile: Calcit, Dolomit, Talk, Serpentin (im nördlichen und mittleren Oberhalbstein Lizardit > Chrysotil); im südlichen Oberhalbstein Antigorit, Kluft-Antigorit, Chlorit und Serizit.

Nebengemengteile: Aktinolith, Diopsid, Grossular (evtl. Hydrogrossular), Alkali-Amphibole, Stilpnomelan, Brucit, Hämatit, Chromspinelle (meist ohne Magnetitverdrängungen wie in den Serpentin, reiner Magnetit und vereinzelt Sulfide).

Der Chemismus ist natürlich entsprechend dem Mineralbestand äußerst variabel. Einzelne Analysen, die durch CORNELIUS (1935) und MÜLLER (1959) publiziert wurden und sich nur auf einen handstückgroßen Bereich beziehen, lassen keinerlei genetische Interpretation zu.

Ophidolomite bestehen überwiegend aus Dolomit. Es handelt sich um mehrere Meter mächtige Linsen und Boudins triadischer Sedimentsgesteine, in denen relik. Fossilspuren nachgewiesen werden konnten (DIETRICH, 1969 und 1970). Diese Dolomitmörper liegen meist völlig isoliert in den Serpentin. Genauere Studien mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgenaufnahmen ergaben, daß die Randpartien der Dolomite häufig von unzähligen feinsten Klüften durchsetzt sind, in denen sich überwiegend Kluft-Antigorite, vereinzelt Chlorite und in einem Fall reine Chromspinellrelikte fanden. Die typischen Maschenserpentin-Komponenten mit Lizardit > Chrysotil konnten in den Dolomiten nicht festgestellt werden.

E. DIE SERPENTIN-MINERALIEN

Strukturell gehören die Serpentinminerale zu den trioktaedrischen Phyllosilikaten mit dem Basisabstand der einzelnen T-O-Schichten von $d_{001} \sim 7,3 \text{ \AA}$. Die genaue Identifizierung der meist submikroskopisch kleinen Serpentinminerale wurde erst durch die Entwicklung der Röntgendiagnostik aus Kristallpulvern, der Elektronenmikroskopie und der Differentialthermoanalyse möglich. Die wichtigsten kristallographischen und mineralogischen Arbeiten über diese Mineralgruppe seien kurz zitiert: ANGEL (1929 und 1930); ARUJA (1943 und 1945); WHITTAKER (1953); BRINDLEY und KNORRING (1954); WHITTAKER und ZUSSMAN (1956); KUNZE (1956, 1958 und 1961); ZUSSMAN und BRINDLEY (1957); NELSON und ROY (1958); FRIEDRICH (1962); FAUST und FAHEY (1962); PETERS (1963); RUCKLIDGE und ZUSSMAN (1965); und PAGE (1967a und b sowie 1968). Wir untersuchten die Serpentinminerale röntgenographisch nach dem Guinier-Verfahren (de Wolff- und Jagodzinski-Kameras, $\varnothing 114,6 \text{ mm}$, $\text{Fek}_{\alpha 1}$ -Strahlung, Si- als innerer Standard), thermoanalytisch und elektronenmikroskopisch.

Kristallstruktur und Chemismus:

Die allgemeine Formel der Serpentinminerale ist $Mg_6 [(OH)_8/Si_4O_{10}]$. Nach WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) liegen drei polymorphe Formen vor:

- Chrysotil ($\chi\rho\rho\sigma\sigma\acute{\varsigma}$ = das Gold, und $\tau\acute{\iota}\lambda\omicron\varsigma$ = faserig),
- Antigorit (nach Typlokalität Val Antigorio, Südalpen),
- Lizardit (nach Lizard in Cornwall).

Der Struktur nach besteht eine T-O-Schicht aus einem pseudohexagonalen Netz von SiO_4 -Tetraederbändern, der eine Brucitschicht $Mg(OH)_2$ aufgesetzt ist, wobei an der Basis zwei der je drei (OH)-Gruppen durch O der SiO_4 -Tetraeder ersetzt werden. Zusätzlich können Si durch Al in Tetraeder-Positionen und Mg durch Fe^{2+} und Fe^{3+} in Oktaeder-Positionen substituiert werden. Daraus erklären sich die drei verschiedenen Gruppen: Chrysotil, Antigorit und Lizardit.

Aus einer großen Anzahl chemischer Analysen kalkulierte PAGE (1968) die durchschnittlichen Mineralformeln der Chrysotile, Lizardite und Antigorite. Danach sollen diese Mineralien keine echten «polymorphs» sein, sondern sich im Chemismus unterscheiden: Chrysotil wird durch relativ hohe H_2O - ($\sim 13,5\%$) und MgO -Gehalte ($\sim 40,9\%$) sowie durch relativ niedrige Fe_2O_3 - ($0,7\%$) und FeO -Gehalte ($0,6\%$) charakterisiert, während die Lizardite wesentlich höhere Fe_2O_3 -Gehalte ($\sim 4,1\%$) aufweisen. Demgegenüber haben die Antigorite höhere SiO_2 - ($\sim 42,1\%$) und FeO -Gehalte ($3,7\%$) sowie tiefere MgO - ($\sim 38,4\%$) und H_2O -Gehalte ($\sim 12,1\%$).

Unsere Ergebnisse (Tab. 3) bestätigen diese Annahme. Chemische Untersuchungen wurden an Klino- und Orthochrysotilgemischen nicht ausgeführt. Wir verweisen vor allem auf die Chrysotil-Analysen in den Totalserpentiniten von PETERS (1963) sowie auf die allgemeinen chemischen Zusammenstellungen von FAUST und FAHEY (1962).

Besonderheiten stellen die in Verbindung mit den sulfidischen Mineralien stehenden Fe-reichen Antigorite dar. Bisher wurden in der Literatur die beiden chemischen Endglieder: der nahezu eisenfreie Antigorit $Mg_6 [(OH)_8/Si_4O_{10}]$ und der nahezu magnesiumfreie Greenalith $Fe_{4,5}^{2+} Fe^{3+} [(OH)_8/Si_4O_{10}]$ beschrieben. NELSON und ROY (1958) schlugen für theoretisch mögliche Übergangsglieder den Namen Septochlorit vor, da die bisher bekannten Mineralien Amesit, Chamosit, Greenalith und Cronstedtit im Chemismus den Chloriten ähneln, in der Struktur aber charakteristische trioktaedrische Serpentinlagen mit dem Basisabstand $d_{001} \sim 7 \text{ \AA}$ aufweisen.



Chrysotil (Ortho- und Klinochrysotil)

Der Faserserpentin (Chrysotil) ist neben dem Blätterserpentin (Antigorit) schon seit Beginn des vorigen Jahrhunderts Mineralogen und Petrographen bekannt. Er tritt auf Klüften faserig und asbestartig auf, wobei sowohl Querfasern (cross-fibers) als auch Längsfasern (slip-fibers) vorliegen können. Daneben bildet er, wie bereits beschrieben, die erste Stufe der Serpentinisierung von Olivinen, die zu den typischen Maschenstrukturen führt.

Fig. 40. Chrysotilklüft im tektonisierten schwarzen Maschen-Serpentinit. Faserige Chrysotilaggregate mit dickstengeliger Absonderung. Sehr oft können Diopsidaggregate in gleicher Lagerung gleichen Habitus aufweisen. Lokalität: Scalotta, westlich Marmoreraese, Kote 2400 m, Koord. 767.05/150.22.

Tabelle 3

Chemische Analysen von 6-layer Ortho-Chrysotilen, Kluft-Antigoriten (\pm Fe) und Greenalithen

	D 1244 6-L-Ortho- Chrysotil	D 1573 6-L-Ortho- Chrysotil	* 6-L-Ortho- Chrysotil	D 1554 Kluft- Antigorit	TP Kluft- Antigorit	DV 9 Fe- Antigorit	DV 5 (D 1572) Greenalith	DV 5 Greenalith Rand	DV 5 Greenalith Zentrum	DV 9 Greenalith Rand	DV 9 Greenalith Zentrum
SiO ₂	42,1	42,3	39,85	44,2	44,8	42,6	39,5	38,9	38,3	38,9	37,7
TiO ₂	—	—	—	—	n. b.	—	—	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al ₂ O ₃	1,5	2,6	2,99	0,9	1,24	4,6	2,3	1,3	2,6	1,0	2,6
Fe ₂ O ₃	1,8	2,45	3,73	1,5	} 5,0	1,55	2,9	} 27,7	29,3	26,4	27,7
FeO	1,55	0,5	?	1,15		10,75	21,0				
MnO	0,04	0,07	n. b.	0,08	n. b.	0,14	0,17	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
MgO	39,8	38,3	38,28	38,1	37,4	28,2	23,8	20,9	19,7	21,9	20,8
CaO	0,1	—	—	0,1	≤ 0,1	0,05	—	≤ 0,1	≤ 0,1	≤ 0,3	≤ 0,1
Na ₂ O	—	—	—	—	n. b.	0,1	Sp.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
K ₂ O	—	—	—	—	n. b.	0,1	Sp.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
H ₂ O ⁺	} 13,4	} 13,6	14,44	} 13,5	n. b.	} 11,8	10,6	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
H ₂ O ⁻			0,54								
P ₂ O ₅	—	—	?	—	n. b.	—	—	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
CO ₂	—	—	?	—	n. b.	—	—	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Summe	100,29	99,82	99,83	99,53	88,54	99,89	100,27	88,9	90,0	88,5	88,9
Analytiker:	Heusser 1971	Heusser 1972	Hechler 1963	Heusser 1971	Evans 1971	Heusser 1971	Heusser 1972	Evans 1971	Evans 1971	Evans 1971	Evans 1971

D 1244. 6-layer Ortho-Chrysotil als grüne, porzellanartig dichte Kluftfüllung im schwarzen massigen Lizardit-Chrysotil-Serpentinit (siehe Fig. 42 und Röntgendaten, Tab. 5), nördlich Forcellina-Paß, Koord. 765.95/152.10.

D 1573. 6-layer-Ortho-Chrysotil als Kluftfüllung im Antigorit-Serpentinit; 200 m südöstlich Lunghin-Paß.

* 6-layer Ortho-Chrysotil als hellgrüne dichte, splittigbrechende (max. 2 cm breite) Adern im schwarzen massigen Serpentinit mit teilweise gut erhaltener Maschenstruktur (siehe Tab. 5, Röntgendaten), MÜLLER (1963), Umgebung des Lunghinpasses.

TP Grüne Kluft-Antigoritaggregate in schwarzem, massigem Maschenserpentinit (Paragenese: Lizardit/Chrysotil). Auf Klüften neben Antigorit noch Talk und Dolomit. Vorkommen Surlej, Oberengadin, Koord. 782.25/146.87.

D 1554. Grüner, grobblättriger Kluft-Antigorit; auf Klüften mit Dolomit im tektonisierten schwarzen Lizardit-Chrysotil-Maschenserpentinit; Bistgat, Koord. 760.20/169.00, siehe Röntgendaten Tabelle 6.

DV 9 Grüner, feinblättriger (in Garben und Fächern angeordneter) Kluft-Antigorit; auf Klüften mit Ilvait und Erzen (siehe Fig. 44). Vererzung Nr. 9, Cotschens, Koord. 767.85/152.06.

DV 5 (D 1572) Greenalithaggregat auf Kluft im vererzten Serpentinit. Vererzung Nr. 5 (Gruba).

Greenalithe: (Analysen mit 5-Kanal-Mikrosonde, Fehler jeder Bestimmung \pm 2%).

DV 5 Feinste blättrige Greenalithaggregate (Zentrum) auf Klüften, welche randlich von fraglichen Übergangsbildungen Fe-Kluftantigorit-Greenalith umgeben sind (siehe Fig. 46, Nr. 4a und 4b). Mineralparagenese: Ilvait, Magnetit und Ni-Fe-Cu-Sulfide. Vererzung Nr. 5 (Gruba), Koord. 769.20/153.79.

DV 9. Sphärolitische Greenalithaggregate (Zentrum), die randlich (nach optischen Kriterien) von Fe-Kluftantigoriten umgeben sind (DIETRICH, 1972). Mineralparagenese: Ilvait, Magnetit und Ni-Fe-Cu-Sulfide. Vererzung Nr. 9, Cotschens.

Dem *optischen Charakter* nach können zwei Chrysotile unterschieden werden. Der die Maschen äußerlich umgrenzende Chrysotil- α mit $X \parallel a$ und negativer Elongation ist in den meisten Oberhalbsteiner Maschenserpentiniten mehr oder weniger stark pleochroitisch ($X \approx Y$, hell-gelblich bis grün-gelblich, $Z =$ hellgrün). Veränderungen des Pleochroismus ins Bläulichgraue sind durch feine Rutilnadeln oder kleinste Magnetitaggregate sowie ins Dunkelgelbe wahrscheinlich durch zu starke Erhitzung bei der Präparateherstellung zurückzuführen. Die Licht- und Doppelbrechung stimmt mit den gemessenen Werten von PETERS (1963) relativ gut überein ($n_x \cong 1,560$, $n_y \cong$ und $n_z \cong 1,567$). Chrysotil- γ zeigt dagegen kaum einen Pleochroismus, auch liegt die Lichtbrechung tiefer ($n_x \cong 1,550$, $n_z \cong 1,556$).

Kristallstruktur

Die faserige Morphologie des Chrysotils wurde bis in die kleinsten Einheiten aufgrund elektronenmikroskopischer Aufnahmen von WHITTAKER (1953) bewiesen, obwohl es sich röntgenographisch um ein Phyllosilikat handelt. Die Blättchen scheinen sich zu Röhren parallel zur a -Achse $[100]$ aufgerollt zu haben. Mit Ausnahme des sogenannten Para-Chrysotils, in dem eine Aufrollung parallel zur b -Achse vorliegt. Strukturuntersuchungen von WHITTAKER (1953–1957) ergaben, daß Chrysotil eine Elementarzelle mit zwei T-O-Schichten aufweist, die den doppelten Basisabstand von $14,6 \text{ \AA}$ besitzen. Der Winkel β kann sowohl 90° (Ortho-Chrysotil = orthorhombisch) als auch $91,3^\circ$ (Klino-Chrysotil = monoklin) sein. Orthorhombische Struktur entsteht durch alternierende Stapelung der T-O-Schichten, während bei monokliner Struktur eine einseitig gerichtete, dachziegelartige Stapelung vorliegt. Die Stapelung der Schichten ist zwar in Richtung der a -Achse geordnet, nicht aber in Richtung der b -Achse. Aus der theoretisch verschieden großen Ausdehnung von Tetraeder- und Oktaederschicht kommt eine Einrollung um die Tetraederschicht parallel a zustande.

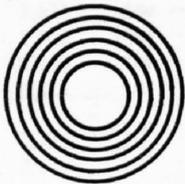


Fig. 41. Schematisierter, theoretischer Querschnitt einer Chrysotilfaser, nach WHITTAKER (1957). Der Hohlraum dürfte etwa 100 \AA betragen, die Anzahl der aufgerollten Schichten 5–15.

100 \AA

Obwohl wir röntgenographisch viele Chrysotilgemische diagnostizierten, werteten wir nur die Kluffüllung (D 732 B, Marmorera-see) aus. Die Parameter (Tab. 4) stimmen mit denen von WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) recht gut überein. Den Pulverdiagrammen des Klinochrysotils (D 732 B) und des Lizardit/Klinochrysotil-Gemisches (Tgant Ladrung, DV 1) können wir entnehmen, daß neben Klinochrysotil auch noch Orthochrysotil (belegt durch die Reflexe 201, 202) vorliegen muß. PETERS (1963) konnte ebenfalls zeigen, daß bei Chrysotil- α der Orthochrysotil $>$ Klinochrysotil beim Chrysotil- γ der Klinochrysotil überwiegt.

6-layer-Orthochrysotil

In den Oberhalbsteiner Serpentiniten fanden wir an verschiedenen Lokalitäten mit Hilfe von Röntgenpulverdiagrammen Reflexe, die wir als Überstrukturreflexe deuten mußten. Verglichen mit den Ergebnissen von ZUSSMAN und BRINDLEY (1957) sowie MÜLLER (1963) indizierten wir diese Diagramme als 6-layer-Orthochrysotile und erhielten ausgezeichnete Parameter (siehe Tab. 5).

Zwei Arten von 6-layer-Orthochrysotil konnten wir beobachten. Die Proben D 652 A (siehe Profil Mutans-Val da Faller, Nr. 35) und Z 8087 (Druckstollen Marmorera-Tinzen) enthalten optisch noch erkennbare Orthopyroxenrelikte, die offenbar auch in 6-layer-Orthochrysotil umgewandelt sind. Optisch können wir diese Orthochrysotile nicht von den dichten Lizarditaggregaten unterscheiden, da etwa gleiche Lichtbrechung und Pleochroismus vorliegen. Ein sehr ähnliches 6-layer-Orthochrysotil-Vorkommen beschrieb MÜLLER (1963) vom Lunghinpaß.

Dagegen sind 6-layer-Orthochrysotil-Adern wesentlich einfacher zu bestimmen. Es handelt sich um hell-lindgrüne Adern, die $0,1\text{--}2 \text{ cm}$ breit werden und porzellanartig muschelig brechen. Sie zeigen weder faserige noch blättrige Ausbildung und können daher weder mit Klinochrysotil noch mit Antigorit verwechselt werden.

Tabelle 4

Maschen-Serpentinite

Klinochrysozil + 16% Orthochrysozil* (ASTM - 10380)			Lizardit (ortho-hexagonal) (ASTM - 10382)			Klinochrysozil Kluft, D 732 B 769.03/150.58		Lizardit > Klinochrysozil (Tgant Ladrung), DV 1 764.55/168.27	
d (Å)	I/I ₁	h k l	d (Å)	I/I ₁	h k l	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁
7,36	100	002	7,31	100	001	7,4	vs	7,29	vs br
4,56	50	020	4,62	65	020	4,6	m	4,59	mw
			3,89*	30	021				
3,66	80	004	3,64	100	002	3,65	s	3,65	s br
2,66	30	130	2,65	40	130	2,655	w	2,658	w
2,604	40	201*				2,590*	w	2,609*	vw
2,547	20	20-2				?		2,560	vw
2,500	50	202*	2,495	80	201	2,500*	w	2,496	vs br
2,451	65	202				2,450	ms	2,455	vw
2,285	20	203	2,299	30	040	2,270	w	2,285	vw
2,212	20	20-4						2,215	vw br
			2,148	50	202	2,155**	w	2,149	m
2,093	40	204				2,090	w		
1,972	20	205*							
1,828	30	008	1,830	30	004	?		1,824	w
			1,794	40	203			1,796	w br
1,746	40	206				1,740	w br	1,744	w
			1,737	40	310			1,735	w
			1,695	20	024				
1,531	65	060	1,534	65	060	1,535	s	1,535	m br
			1,503	50	204	1,502**	w	1,504	w br
1,464	30	0.0.10	1,460	20	005				
			1,415	30	062				
1,319	40	40-2	1,328	30	400				
1,310	40	402	1,307	50	401				

$a_0 = 5,32 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,2 \text{ \AA}$ $c_0 = 14,64 \text{ \AA}$ $\beta = 93^\circ 20'$ monoklin Aufnahmen: $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$ Ni-Filter WHITTAKER und ZUSSMAN (1956)	$a_0 = 5,31 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,2 \text{ \AA}$ $c_0 = 7,31 \text{ \AA}$ ortho-hexagonal * schwach Orthochrysozil ** schwach Lizardit Alle d-Werte unter der Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen. Intensitäten: siehe Tab. 5.	$a_0 = 5,334 \pm 0,014 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,192 \pm 0,014 \text{ \AA}$ $c_0 = 14,634 \pm 0,029 \text{ \AA}$ $\beta = 93,75 \pm 0,24^\circ$ monoklin Aufnahmen: de-Wolff-Camera, 114,6 mm \varnothing $\text{FeK}\alpha_1$, $\lambda = 1,93597 \text{ \AA}$	Lizardit $a_0 = 5,308 \pm 0,004 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,212 \pm 0,007 \text{ \AA}$ $c_0 = 7,303 \pm 0,005 \text{ \AA}$ ortho-hexagonal
---	---	--	--

Die Probe D 1244 (nördlich Forcellina-Paß, Fig. 42) wurde chemisch, röntgenographisch und thermoanalytisch untersucht. Röntgenographisch konnte sie als reine 6-layer-Orthochrysozil-Phase bestimmt werden (Tab. 5). Zwischen 100 und 110 °C tritt bei diesen Serpentinmineralien eine breite, endotherme Reaktion auf (Gewichtsverlust etwa 1,5%). Eine sehr scharfe, starke endotherme Reaktion erscheint bei etwa 700 °C, die durch den verschiedenartigen Aufbau der T-O-Schichten (Ordnungsgrad) in der Elementarzelle und durch das thermische Verhalten bei höheren Temperaturen bedingt ist.

Kristallstruktur

Beim 6-layer-Orthochrysozil liegt eine Stapelung in c von 6 T-O-Schichten vor. Daraus ergibt sich für c_0 ($\sim 7,3 \times 6$) = 43,6 Å. Diese wesentlich größere Zelle, die ein ortho-hexagonales Schichtgitter aufbaut, hat nach den oben genannten Autoren ebenfalls die Fähigkeit, sich parallel zur a-Achse aufzurollen. In der von uns chemisch und röntgenographisch untersuchten 6-layer-Orthochrysozil-Kluftfüllung scheint die sehr feinfaserige Struktur vorzuliegen (Fig. 42). Alle von uns röntgenographisch näher untersuchten 6-layer-Orthochrysozile zeigten deutliche Überstruktureflexe. Die Indizierung wurde mit einem Computerprogramm (ZH-PODI-Pulverdiagramm) neu berechnet und die d-Werte kalkuliert (Tab. 5).

Tabelle 5

6-layer Orthochrysotile

6-layer-Ortho-Serpentin (ASTM 9-444)			Grundmasse Maschenserpentinite (Umwandlung von Orthopyroxen)				Kluft Piz Lunghin		Kluft D 1244		
d (Å)	I/I ₁	h k l	d (Å) _{calc.}	D 652 A d (Å)	I/I ₁	Z 8087 d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁
7,33	100	006	7,26	7,33	vs	7,34	vs	7,27	100	7,3	s
4,60	60 br	020	4,61	4,61	mw	4,62	m	4,59	27	4,60	m
				4,55*	w	4,55*	w	4,53*	5	4,53*	w
4,40	10	023	4,394	4,39	vw			4,40	4		
4,25	10	024	4,255	4,25	vw			4,26	4	4,26	w
4,09	10	025	4,075	4,07	vw		zu schwach	4,08	4	4,09	vw
3,90	5	026	3,892	3,91	vw			3,90	4	3,90	vw
								3,68	5		
3,66	100	0.0.12	3,633	3,65	s	3,65	s	3,62	69	3,63	s
3,53	5	028	3,519	3,51	vw					3,53	vw
3,35	5	029	3,339	3,35	vw	3,35	vw				
3,17	5	0.2.10	3,167								
3,02	5	0.2.11	3,005								
2,865	5	0.2.12	2,853		zu schwach		zu schwach				
2,720	5	0.2.13	2,711								
				2,666*	vw	2,662*	vw	2,659*	3	2,662*	w
2,623	30	203	2,617	2,623	w	2,619	w	2,623	17	2,624	m
2,502	100	206	2,499	2,501	s	2,500	s	2,502	77	2,504	vs
2,450	10	0.2.15	2,458	2,451	w		zu schwach			2,453	w
2,425	10	0.0.18	2,422		zu schwach		zu schwach	2,417	4	2,424	w
				2,393?	vw						
2,335	70	209	2,332	2,335	w	2,334	w	2,334	22	2,335	m
2,149	60	2.0.12	2,147	2,149	w	2,146	w	2,147	14	2,149	wm
				2,012	vw			2,026	7		
1,963	70	2.0.15	1,9625	1,961	vw	1,960	w	1,962	19	1,963	m
1,815	5	0.0.24	1,8163		zu schwach	1,819	vw	1,808	3	1,812	vw
1,791	10	2.0.18	1,7910	1,789	w br	1,790	w br	1,789	5	1,7895	vw
1,739	10 br	310	1,7420	1,740	w br	1,736	w br	1,742	3	1,7430	w
1,636	40	2.0.21	1,6367	1,634	vw	1,634	w	1,635	10	1,6360	w
								1,588 ?	29		
1,535	80	060	1,5365	1,534	mw br	1,532	s	1,545	9	1,5386	s
1,501	70	2.0.24	1,5001	1,501	vw	1,499	w			1,5003	m
1,452	2	0.0.30	1,4530					1,456	9	1,4514	w
1,415	20	0.6.12	1,4151		nicht gemessen, Filmende			1,414	5	1,4160	w
1,379	20	2.0.27	1,3803							1,3788	w
1,327	10	403	1,3249					1,343	11	1,3258	w
1,309	50	406	1,3087							1,3100	ms

ortho-hexagonal

* = Klinochrysozil

Aufnahme:
Co k_α, Fe-Filter
BRINDLEY und VON KNORRING
(1954)

a₀ = 5,322 Å
b₀ = 9,219 Å
c₀ = 43,590 Å

Aufnahmen:
de-Wolff-Kamera, 114,6 mm Ø
Fek_{α1}, λ = 1,93597 Å

a₀ = 5,319 ± 0,004
b₀ = 9,206 ± 0,006
c₀ = 43,659 ± 0,041

Aufnahme:
MÜLLER (1963)
Aufnahme:
Jagodzinski-Camera,
114,6 mm Ø
Fek_{α1}, λ = 1,93597 Å

a₀ = 5,328 ± 0,002 Å
b₀ = 9,230 ± 0,004 Å
c₀ = 43,529 ± 0,015 Å

Alle d-Werte unter Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen.

Intensitäten geschätzt:

VS = sehr stark (100), s = stark, m = mittelstark, w = schwach, vw = sehr schwach, br = breite, meist schwache Reflexe.

D 652 Makroskopisch und mikroskopisch erkennbare ehemalige Orthopyroxene in schwarzem Maschenserpentinit (siehe Profil, Fig. 19).

Z 8087 Ehemalige Orthopyroxene in verschiefertem Maschenserpentinit. Druckstollen Marmorera-Tinzen. Meter 8087 vom Nordportal.

D 1244 Grüne, porzellanartig dichte Kluftfüllungen in schwarz-grünem massigem Serpentinit. Koord. 765.95/152.10 (nördlich Forcellina-Paß); siehe chem. Analyse Tab. 3 und Fig. 42.

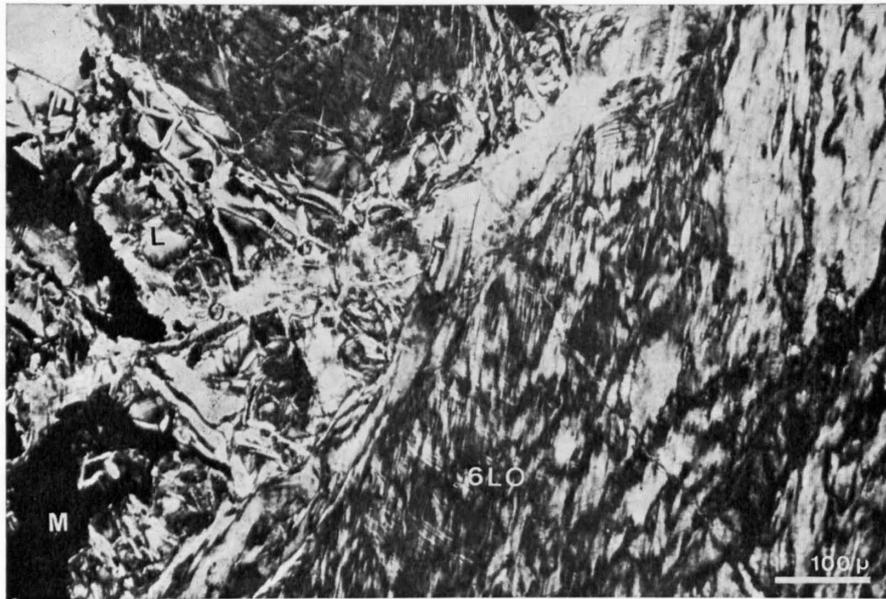
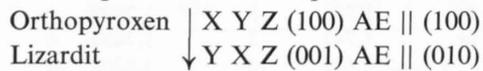


Fig. 42. D 1244, Koord. 765.95/152.10 (nördlich Forcellina-Paß). Im rechten Bildabschnitt erkennt man ein feinfilziges bis feinfaseriges Gewebe, das röntgenographisch als 6-layer-Orthochrysotil bestimmt wurde. Diese, etwa 1 cm breite Ader, durchschneidet diskordant die lagig angeordneten Maschen des Lizardit/Chrysotil-Serpentinities (L). Magnetit (M). Vergrößerung etwa 130 \times , mit gekreuzten Nicols.

Lizardit

Aufgrund von Röntgenpulverdiagrammen konnten WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) das Serpentinmineral Lizardit als neue Mineralart aufstellen. Unter Lizardit verstand man bis zu diesem Zeitpunkt den «Bastit», der eine Serpentin-Pseudomorphose nach Orthopyroxen mit der Orientierung:



nach TROEGER (1967) darstellt. Der Bastit wurde früher als ein Antigoritgemenge angesehen.



Fig. 43. D 651 (Profil Muttans-Val da Faller, Nr. 34). Leicht verbogener relictischer Orthopyroxen, der vollkommen in Bastit = Lizardit umgewandelt ist. Die Risse scheinen mit Chrysotil ausgefüllt zu sein. Die umgebende Serpentinmasse besteht aus Lizardit-Chrysotilmaschen. Vergrößerung 50 \times , mit gekreuzten Nicols.

Neben Orthopyroxen kann auch Klinopyroxen (Diallag) in Lizardit umgewandelt sein, allerdings in viel geringerem Maße. In diesem Falle liegen die Lizardit-Blättchen mit der (001)-Spaltbarkeit || zur (100)-Spaltbarkeit des Diallags. Aufgrund weiterer Röntgendaten muß zudem angenommen werden, daß sich Lizardit als eine Umwandlungsstufe aus Olivin bildete, d. h., daß oft die Zentren der typischen Maschenpseudomorphose aus blättrigen Lizarditaggregaten (Schlagstrahlen || (010), siehe Fig. 28 und 29) bestehen. Das wird durch Pulveraufnahmen in Maschenserpentingemengen bewiesen, die Lizardit und Chrysotil erkennen lassen, obwohl in den zugehörigen Gesteinspräparaten weder «Bastite» noch teilweise umgewandelte Klinopyroxene beobachtet werden können.

Die *optischen Eigenschaften* der Oberhalbsteiner Lizardite gleichen denen der Lizardite aus dem Totalserpentinit (PETERS, 1963):

Schwacher Pleochroismus (X = gelblich, Y \approx Z = grün)

$$n_x = 1,562 \pm 0,001$$

$$n_y = 1,568 \pm 0,001 \quad 2V_x \approx 45^\circ$$

$$n_z = 1,570 \pm 0,002$$

Dispersion $r < v$, Elongation positiv.

Kristallstruktur

Für den blättrigen Lizardit nahmen WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) eine einfache trioktaedrische T-O-Schicht mit orthohexagonaler Struktur und den Parametern $a_0 = 5,31 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,2 \text{ \AA}$ und $c_0 = 7,31 \text{ \AA}$ an. Erst 1965 konnten RUCKLIDGE und ZUSSMAN anhand von Einkristallaufnahmen an größeren Lizarditblättern diese Annahme bestätigen. Jedoch liegen Fehlordnungen bei vielen Kristallen vor, die durch Rotation um 60 und 180° oder durch Versetzung um $\frac{1}{3} b_0$ der einzelnen aufeinanderfolgenden Serpentin-Lagen zustandekommen. Zudem scheinen Lizardite nicht planparallele Blättchen darzustellen, sondern «hohlformartig» verbogen zu sein. Möglicherweise resultieren diese Phänomene, besonders aber die einfache Serpentinlage mit $c_0 = 7,31 \text{ \AA}$, auf Substitutionen von Al^{3+} in SiO_4 -Tetraedern sowie Fe^{2+} und Fe^{3+} in $\text{Mg}(\text{OH})_2$ -Oktaedern (PAGE, 1968). Allerdings würde dadurch die Annahme einer Polymorphie der Serpentinminerale wegfallen.

Von PING-WEN CHIA und CHE CHENG (1964) wurde ein Ferro-Lizardit mit 7,99% Fe_2O_3 , 6,22% FeO und 31,33% MgO beschrieben, woraus sich die Formel $(\text{Mg}_{4.6}\text{Fe}^{2+}_{0.5})\text{Fe}^{3+}_{0.6}[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ ergibt. Die Lichtbrechung des dunkelgrünen Lizardits liegt wesentlich höher ($n_x = 1,568$, $n_y = n_z = 1,586$) als diejenige des eisenfreien Lizardites. Nach den Beschreibungen sollen die Ferro-Lizardite Pseudomorphosen nach Pyroxen in einem Pyroxenit darstellen. In den Oberhalbsteiner Serpentiniten, besonders in den vererzten Partien, wären diese Lizardit-Varietäten ebenfalls zu erwarten. Bisher konnten wir sie nicht nachweisen.

Wir beschränkten uns nur auf die nähere Auswertung eines Pulverdiagrammes (Tab. 4), welches neben überwiegend Lizardit Klino- und Orthochrysotil enthält. Die Indizierung wurde mit Hilfe des Computerprogrammes (ZH-PODI) neu berechnet. Sie stimmt in allen Indizes mit den früheren Angaben von WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) überein.

Antigorit

In alpinen Serpentiniten wurden die blättrigen oder büscheligen Antigorit-Aggregate morphologisch von CORNELIUS (1912 und 1935), STAUB (1915) und besonders von ANGEL (1929 und 1930) beschrieben. Der Habitus dieser monoklinen Kristalle ist meist blättrig nach (001) entwickelt. ANGEL unterschied grob- von feinsblättrigem Antigorit, was nach unseren Studien nicht gut möglich erscheint, da sowohl die Kluft-Antigorite als auch die gesteinsbildenden Antigorite xenoblastisch alle Größenordnungen von 1μ bis etwa $0,1 \text{ mm}$ aufweisen können. Ähnlich ANGEL (seine Beschreibungen stammen aus den Serpentiniten des Kals-Matreier Törls in Osttirol) können wir aus den Oberhalbsteiner und Oberengadiner Serpentiniten folgende Antigorit-Varietäten unterscheiden:

Kluft-Antigorite

(Dimensionen der Blättchen 1 μ bis $\sim 0,5$ mm),
max. 1 mm

Einzelne Blätter

Fächer (z. T. mottenflügelartige Verwachsungen)

Büschel

Gitter

Konzentrische Aggregate

Gesteinsbildende Antigorite

(Dimensionen der Blättchen 1 μ bis $\sim 0,2$ mm)

Meist Blätter oder Täfelchen mit xenoblastischen Rändern; angeordnet in:

subparallelen Anordnungen

unter Winkeln von 45° und 60°

oder

als Gitter mit Winkeln von 90° ; z. T. submikroskopisch feine Aggregate.

Wie weit es sich bei den Verwachsungen der einzelnen Blätter um Zwillingbildungen nach (001) oder Vielinge handelt, ist schwer zu entscheiden.

Der Antigorit (gesteinsbildend oder Kluft-Antigorit) ist meistens farblos oder besitzt nur einen schwach grünlichen Pleochroismus. Mit zunehmendem Eisengehalt zeigen die Kluft-Antigorite einen deutlichen Pleochroismus (X = grünlich-gelb mit allen Nuancen, Y \approx Z = grünlich).

Die Lichtbrechung kann je nach Fe-Gehalten schwanken. Sie ist jedoch deutlich höher als beim Chrysotil, die Doppelbrechung niedriger ($n_x = 1,558-1,568$, $n_y = 1,565$, $n_z = 1,562-1,574$ nach DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1962). Die Achsenebene liegt senkrecht auf (010), $2V = 30-60^\circ$, X steht senkrecht auf (001), daher gerade Auslöschung ($X \wedge C \approx 0^\circ$). Diese Angaben konnten wir besonders bei den größeren Kluft-Antigorit-Blättchen nur bestätigen.

Kristallstruktur

ARUJA (1943) bestimmte röntgenographisch für den Antigorit eine dem Kaolinit analoge Struktur und bestimmte 1945 als erster die Gitterkonstanten $a_0 = 43,5$, $b_0 = 9,26$ und $c_0 = 7,28$ Å. Mit Hilfe von Einkristall-Weißberg- und Oszillations-Aufnahmen konnten WHITTAKER und ZUSSMAN (1956) die in Pulveraufnahmen gefundenen d-Werte indizieren. Acht hOl- und hO-l-Reflexe dienten der Bestimmung von β .

KUNZE (1956 und 1958) konnte die sinusähnliche Doppel-Halbwellen-Struktur des Antigorits nachweisen. Zwei Halbwellen sind am Wendepunkt über Mg-Brücken alternierend miteinander verbunden, wobei die Elementarzelle meistens in der a-Richtung $43,5$ Å lang ist. Dies wird durch eine Überperiodenfolge von m — (= 17) Tetraedern pro Zelle bedingt ($a_0 \cong 17$ Tetraederkantenlängen oder $A_m \sim \frac{m}{2} \cdot a_{\text{Si}_2\text{O}_5}$).

Aufgrund elektronenoptischer Beugungsaufnahmen bestimmte KUNZE (1961) in den verschiedensten Antigoritaggregaten Überperioden A_{10} bis A_{20} (d. h. $m = 10-20$). In einigen Kristallen sollen demnach bis zu vier verschiedene Überperioden vorliegen.

Leider ist von uns (und von anderen Autoren) auf röntgenographischem Wege mittels Pulveraufnahmen nur die Überperiode $A_{17} = 43,3$ Å gefunden worden (Tab. 6). KUNZE erklärte sich dies einerseits durch das häufige Auftreten submikroskopisch kleiner, geordneter Bereiche (meist $< 1 \mu$) und andererseits durch das Auftreten der vorwiegenden Überperiode A_{17} . Gegenüber den großen Überstrukturperioden können theoretisch auch sehr kurze Schichtwellen auftreten, d. h. es liegen wahrscheinlich nur rasch alternierende Tetraeder vor, die an den Wendepunkten der «zusammengeschmolzenen» Antigoritwelle nur noch aus Atomanordnungen bestehen und somit sehr kurze Bindungsabstände besitzen. Solch ein Antigorit ohne Überperiode (möglicherweise unter sehr hohem Druck entstanden) wurde von KUNZE im elektronenoptischen Beugungsbild beobachtet ($A_2 = 5,3$ Å).

Ein weiterer wichtiger Hinweis resultiert aus der Antigoritwelle. Die Atomanordnung in der Umgebung der Wendepunkte ist talkähnlich und fungiert bei der Talkbildung wahrscheinlich als Talkkeim. Umgekehrt könnten im Talk schon wendepunktähnliche Antigoritkeime vorliegen. Offenbar waren KUNZE Röntgenaufnahmen bekannt, aus denen sich intermediäre Antigorit-Talk-Glieder interpretieren ließen.

Die strukturenometrischen Analysen führten KUNZE zur Annahme, daß die vorkristalline Krümmung der Antigorit-Wellen und damit A_m von den Bildungsparametern p , T und der chemischen Zusammensetzung reguliert werden. Systematische Antigoritsynthesen könnten demnach dazu verhelfen, die verschiedenen Überperiodenfolgen, d. h. möglicherweise verschiedene Antigorite als pT -Indexminerale zu verwenden. Die Intervalle zwischen zwei Überperioden A_m und A_{m+1} sind über weite Bereiche von m nahezu konstant,

der Chemismus bestimmt die Intervallgröße ΔA_m in der diskreten Überperiodenfolge A_m , d. h. für verschiedene Chemismen liegen die A_m zueinander verschoben (dilatiert oder kontrahiert).

Diese theoretischen Betrachtungen versuchten wir aufgrund der häufigen und verschiedensten Antigoritvorkommen im Oberhalbstein praktisch zu belegen und evtl. auf die Metamorphosen anzuwenden (DIETRICH und PETERS, 1971).

Kluft-Antigorite (Antigorit-Septochlorit-Greenalith)

Besondere Beachtung schenken wir den Kluft-Antigoriten, da sie sich einerseits durch ihr besonderes Auftreten in den Maschenserpentiniten, andererseits als sogenannte «Gangarten» der sulfidischen Vererzungen auszeichnen.



Fig. 44. Fe-Antigorit.

D V 9, Koord. 767.60/152.07 (Vererzung Cotschens). In den durch Ilvait stark vererzten Partien treten radial-strahlig-konzentrische und büschelige Aggregate eines Serpentinminerals auf, welches röntgenographisch als ein Antigorit erkannt wurde. Chemismus in Tabelle 3. Lichtbrechung: $n_x = 1,575$, $n_y = 1,580$, $n_z = 1,580$, Doppelbrechung: 0,005; gerade Auslöschung, Pleochroismus: X = gelblich, Y — Z = hellgrün; $2V_x \approx 30^\circ$, $r > v$. Vergrößerung 50 \times , mit gekreuzten Nicols.

Chemismus und Kristallstruktur

Grundsätzlich scheint für einige Kluft-Antigorite die Doppel-Halbwellen-Struktur mit Überperioden A_m zuzutreffen. So ließ sich ein relativ grobblättriger Kluft-Antigorit (D 1383 A, Crap Fess, Pulverdiagramm Tab. 6) recht gut mit A_{17} indizieren und daraus mit relativ kleinem Fehler die Gitterkonstanten berechnen.

Die grünen Kluft-Antigorite (D 1554, Bistgat, sowie TP Surlej) sind grobblättrig ausgebildet und mit reinem Dolomit verwachsen. Röntgenographisch stellen diese Antigorite nur eine Phase dar, d. h. sie enthalten wahrscheinlich nur eine Überperiode. Die Reflexe von D 1554, Tab. 6, sind relativ scharf und der Abstand Δd 24.3.0—060 beträgt nur 0,014 Å. Erstaunlicherweise ergaben $a_0 = 43,26 \pm 0,04$ Å und $\beta = 90,77 \pm 0,07^\circ$ geringere Werte als beim normalen A_{17} -Antigorit. Der Chemismus dieser Antigorite (Tab. 3) ist eigentlich anormal. Die hohen SiO_2 -Gehalte (44,2%) sprechen für Antigorite, die evtl. Talk an den Wendepunkten eingebaut enthalten. Freier Talk konnte allerdings nicht im Pulverdiagramm beobachtet werden. Der hohe H_2O -Gehalt ist möglicherweise auf texturale Effekte zurückzuführen.

Die DTA-Analyse zeigte eine kleine endotherme Reaktion bei 104 °C mit kleinem Gewichtsverlust ähnlich den Chrysotilen. Die exotherme 300°-Reaktion ist undeutlich. Der symmetrisch aufgesplattene endotherme Peak bei 705 und 732 °C deutet eigentlich auf ein Gemisch von Chrysotil und Antigorit hin, das wir röntgenographisch nicht bestätigen konnten. Möglicherweise liegt eine 2phasige OH-Gruppenabgabe vor.

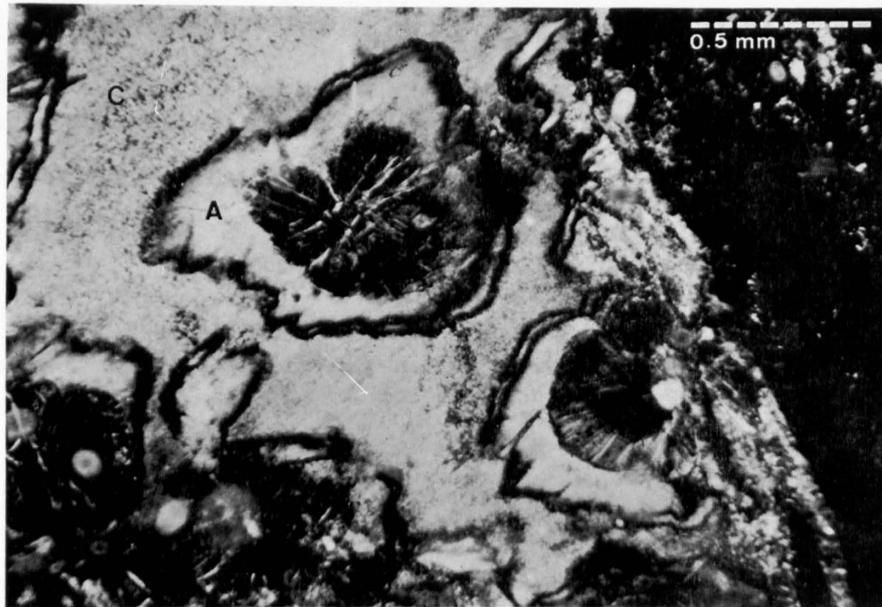


Fig. 45. Antigorit-Aggregate bei (DV 17).

D 1417, Koord. 768.46/144.68 (Sur al Cant Fuorcla). Das in Kapitel I beschriebene Serpentin Konglomerat wird ebenfalls von zahlreichen Klüften durchsetzt. In einer Klinochrysotil-Kluft (cross-fiber-Chrysotil, C) liegen sehr eigenartige konzentrische Serpentinaggregate, die röntgenographisch als zwei verschiedene Antigorite (A) mit $\Delta d_{24-3-0-060} = 0,020$ und $0,024$ Å bestimmt wurden. Nähere Untersuchungen liegen darüber noch nicht vor. Vergrößerung $46\times$, mit gekreuzten Nicols.

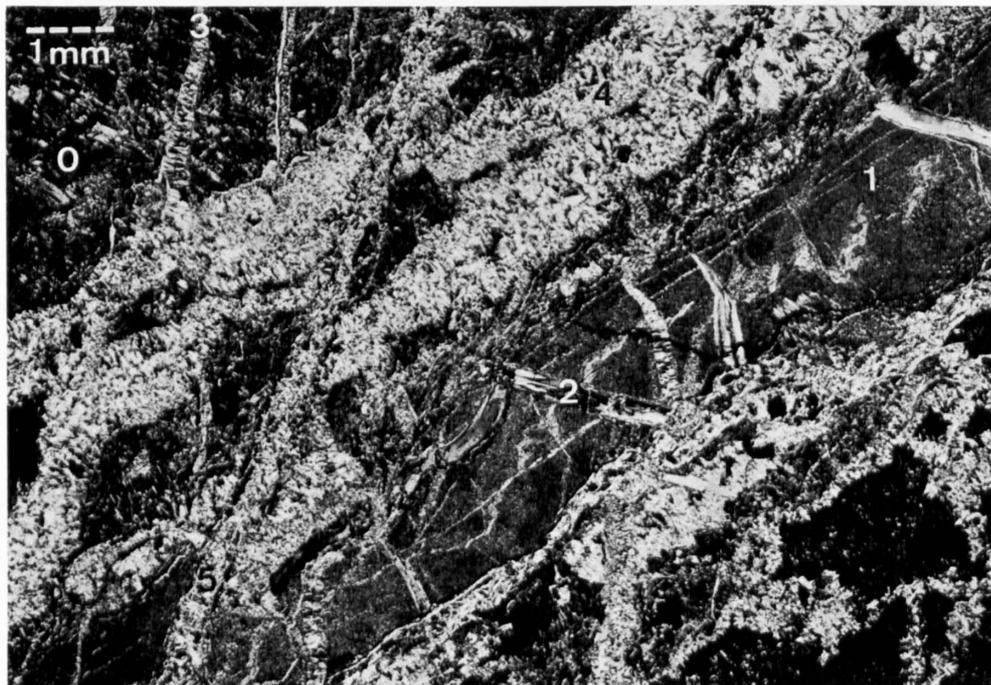


Fig. 46. D 1560, Koord. 769.20/153.79 (Vererzung Gruba). Die Übersichtsaufnahme zeigt sechs verschiedene Generationen von Serpentinmineralien:

- | | |
|--|---|
| 0 = Maschenserpentin (Lizardit/Chrysotil) | 4a = randlich Fe-reicher Kluft-Antigorit (schwach grünlicher Pleochroismus) |
| 1 = feinblättriges Aggregat eines Fe-reichen Antigorites (höhere Lichtbrechung, Pleochroismus) | 4b = Zentrum Greenalith (hellgrüner Pleochroismus, leicht gelbliche Interferenzfarben, Chemismus mit der Elektronenmikroskopie, Tab. 3) |
| 2 = wahrscheinlich Chrysotil (Goldfaserchrysotil, der evtl. Fe enthält) | 5 = Kluft-Antigorit (farblos) |
| 3 = Kluft-Antigorit (farblos) | |

Untergeordnet liegen in 1 noch Chloritaggregate vor. Opak sind kleinste Sulfid- und Ilvaitkörner, die von 4a (Fe-Kluft-Antigorit) und 4b (Greenalith) umgeben werden. Vergrößerung $13\times$, mit gekreuzten Nicols.

Tabelle 6

Antigorite

Antigorit (allgemein) WHITTAKER und ZUSSMAN (1956)		Antigorit (gesteinsbildend) Forcellina D 1520 766.90/142.75		Kluft-Antigorit Crap Fess D 1383 A 769.90/146.70		Kluft-Antigorit Bistgat D 1554 Chem. Tab. 3	
d (Å) _{calc.}	h k l (neu berechnet)	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁
7,26	001	7,3	vs	7,3	s	7,3	vs
6,93	20-1	-	-	-	-	-	-
6,56	30-1	-	-	-	-	-	-
5,96	401	-	-	-	-	-	-
5,15	710	-	-	-	-	-	-
4,68	810	-	-	4,69	vvw	-	-
4,63	020	4,62	w	4,62	vw	4,60	w
		4,57 K	vw	-	-	-	-
4,28	910	4,26	vvw	-	-	4,35	vw
3,95	11.0.0	-	-	-	-	-	-
3,63	002	3,62	s	3,63	m br	3,634	s
3,50	302, 202	-	-	-	-	-	-
		-	-	3,18*	w	-	-
2,88	14.0.-1	-	-	-	-	-	-
		-	-	2,708*	vw	-	-
2,66	15.0.1	-	-	2,663	vw	2,675	w
2,60	930	-	-	-	-	2,625	w
2,55	17.0.0., 16.0.-1	-	-	-	-	2,569	w
2,52	16.0.1	2,525	s	2,527	s br	2,524	s br
2,46	93-1	2,465	vw	2,454	vw	2,465	w
2,42	003, 18.0.0	2,415	vw	2,425	vw	-	-
2,39	17.0.1, 30-3, 10.3-1	-	-	2,395	vw	-	-
2,35	403	-	-	-	-	? 2,310	vw
2,24	15.0.2	-	-	-	-	-	-
2,20	16.0.2	2,218	w	-	-	-	-
2,169	83-2	2,162	w br	2,171	w	2,160	w
2,150	16.0.2	-	-	2,149	vw	-	-
2,126	93-2	-	-	-	-	-	-
2,113	17.0.-2	-	-	-	-	? 2,090	vvw
2,033	11.3.-2	-	-	-	-	-	-
1,879	15.0.-3	-	-	-	-	-	-
1,836	15.0.3	1,835	vw	-	-	-	-
1,815	004, 104, 833	1,815	vw	-	-	1,820	vw
1,782	93-3	1,772	vw	-	-	? 1,795	vvw
1,756	10.3.-3	1,750	vw	breiter	-	-	-
1,737	17.0.3	-	-	Schatten	-	? 1,745	vvw
1,680	21.3.-1	-	-	-	-	-	-
1,636	11.5.-1	-	-	-	-	-	-
1,583	14.0.-4	-	-	-	-	-	-
1,561	24.3.0	1,560	m br	1,562	m br	1,555	m
1,541	060	1,539	m	1,541	wm	1,541	m
1,531	24.3.-1	-	-	1,534	vw	-	-
1,522	15.0.4, 16.0.-4, 22.3.-2	1,520	vw	1,521	vw br	1,5208	wm br
1,508	061	1,506	vw	1,507	vw br	1,5080	w
1,495	17.0.-4, 93-4	-	-	-	-	-	-

monoklin

$a_0 = 43,427 \pm 0,011 \text{ \AA}$
 $b_0 = 9,251 \pm 0,002 \text{ \AA}$
 $c_0 = 7,263 \pm 0,002 \text{ \AA}$
 $\beta = 91,34 \pm 0,02^\circ$

(neu berechnet)

K = Klinochrysozil

$a_0 = 43,73 \pm 0,07$
 $b_0 = 9,237 \pm 0,006$
 $c_0 = 7,264 \pm 0,009$
 $\beta = 91,78 \pm 0,1^\circ$

Aufnahme:
de-Wolff-Camera;
Fek_{α1} $\lambda = 1,93597 \text{ \AA}$

* wahrscheinlich 6-layer-Orthochrysozil

$a_0 = 43,510 \pm 0,027$
 $b_0 = 9,243 \pm 0,003$
 $c_0 = 7,272 \pm 0,005$
 $\beta = 91,51 \pm 0,07^\circ$

$a_0 = 43,259 \pm 0,040 \text{ \AA}$
 $b_0 = 9,248 \pm 0,005 \text{ \AA}$
 $c_0 = 7,224 \pm 0,008 \text{ \AA}$
 $\beta = 90,77 \pm 0,07^\circ$

Alle d-Werte unter Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen. Intensitäten: siehe Tab. 5.

Aufgrund unserer bisherigen röntgenographischen und chemischen Untersuchungen an den Kluft-Antigoriten der Fe-Cu-Ni-vererzten Serpentinite glauben wir, einige Übergangsglieder (Tab. 3) gefunden zu haben. Der auf Seite 71 abgebildete Garben- bis Büschel-Antigorit (Fig. 44), der meist mit Ilvait verwachsen ist, konnte röntgenographisch, chemisch und thermoanalytisch eingehend untersucht werden. Strukturell erweist er sich als reiner A_{17} -Antigorit mit sehr ähnlichen Gitterkonstanten (DIETRICH, 1972), chemisch jedoch als ein *Al-haltiger Ferro-Antigorit* (Tab. 3, mit 4,6% Al_2O_3 , 1,55% Fe_2O_3 und 10,75% FeO). Die DTA-Reaktionen lassen ihn als ein kompliziert gebautes Antigorit-Mineral erscheinen.

Neben diesem eindeutig bestimmten Ferro-Antigorit fanden wir in den randlichen Partien zwischen Greenalith (im Zentrum) und den umgebenden Maschenserpentinen Gemenge von wahrscheinlich noch stärker Fe-haltigen Mineralien. Ihre chemische Bestimmung ist aufgrund der feinsten Gemenge auch mit Hilfe der Elektronenmikrosonde äußerst schwierig. Die Strukturen scheinen wohl antigoritisch zu sein ($d_{001} = 7,3 \text{ \AA}$), A_m ist jedoch äußerst fraglich. Bisher konnten wir noch keine brauchbaren Indizierungen berechnen.

In den vererzten Partien der Oberhalbsteiner-Serpentinite ist *Greenalith* als blättriges Mineral in büscheligen, sphärolitischen und submikroskopisch feinsten Aggregaten (Fig. 46) auskristallisiert. Greenalith besitzt einen hellgrünen, bläulichgrünen bis farblosen Pleochroismus. Die Lichtbrechung ist in den Aggregaten nur abschätzbar und liegt ähnlich den Werten des Cartagena-Mineral (FRIEDRICH, 1962, $n \approx 1,66$) um $n_z \approx 1,645 \pm 0,002$. Sehr deutlich sind dagegen die aufgenommenen Pulverdiagramme. Alle Reflexe ließen sich auf der Grundlage einer ortho-hexagonalen Zelle gut indizieren (DIETRICH, 1972): $a_o = 5,539 \pm 0,003 \text{ \AA}$; $b_o = 9,589 \pm 0,003 \text{ \AA}$ und $c_o = 7,216 \pm 0,003 \text{ \AA}$.

F. DIE KALKSILIKATE

Andradit

Innerhalb der sulfidischen Serpentinvererzungen tritt «Andradit» mit Diopsid, Ilvait, Kluft-Antigorit bis Greenalith und Magnetit auf (Fig. 51). Vorzugsweise füllt er zusammen mit den anderen eisenreichen Kalk- und Magnesiumsilikaten feinste bis zentimeterbreite Klüfte aus. Makroskopisch erkennt man in den vererzten Serpentiniten keine einzelnen Granatindividuen, sondern nur weiße unregelmäßig feinste bis millimeterbreite Schlieren und Flecken.

Im Dünnschliff erscheinen sie als farblose bis schwach gelblich-grün gefärbte Kristallaggregate (Fig. 47 und 51) mit anormaler Doppelbrechung und Felderteilung ($n_{Na} = 1,885 \pm 0,002$). Nach optischen Kriterien dürfte es sich um relativ reine Andraditaggregate handeln, da Mischglieder zum Grossular tiefere Brechungsindices aufweisen würden. Im Auflicht konnten die Andradite ebenfalls beobachtet werden. Sie besitzen ein für Silikate relativ hohes Reflexionsvermögen von etwa 5–6% (mit Grünfilter in Luft). Sehr charakteristisch sind die starken weißen Innenreflexe bei gekreuzten Nicols.

Grünliche Granataggregate mit einem etwas tieferen Brechungsindex kommen vereinzelt in Serpentiniten und Ophicalciten vor. Verglichen mit den Ergebnissen von PETERS (1963) könnte es sich um Andradit-Grossular-Gemenge (Demantoide) sowie Hydro-Andradite handeln.

Chemische Analysen wurden von den Andraditaggregaten nicht angefertigt. Dagegen untersuchten wir die Andradite *röntgenographisch* und berechneten die Parameter (Tab. 7) nach dem Programm zur Verfeinerung der Gitterkonstanten. a_o variiert von 12,050 bis 12,064 $\text{\AA} \pm 0,002 \text{ \AA}$. Es liegen reine Andradite mit wahrscheinlich geringen prozentualen Anteilen von Grossular und Pyrop vor. PETERS beschrieb 1963 und 1965 aus den Ophicalciten der Totalp-Serpentinitmasse Hydro-Andradite mit einem angenäherten H_2O -Gehalt von 1%. Solche Bildungen könnten in unseren Paragenesen ebenfalls vorliegen. Hydro-Andradit: $n_{Na} = 1,822 \pm 0,003$, $a_o = 12,080 \pm 0,005 \text{ \AA}$. Eine eindeutige Unterscheidungsmethode stellt die Infrarot-Spektroskopie dar. Sie kann allerdings nur bei einer reinen Granatprobe angewendet werden, was in unseren Vorkommen aufgrund der engen Verwachsungen mit den wasserhaltigen Silikaten Antigorit und Ilvait große Mineralseparationschwierigkeiten machen würde.

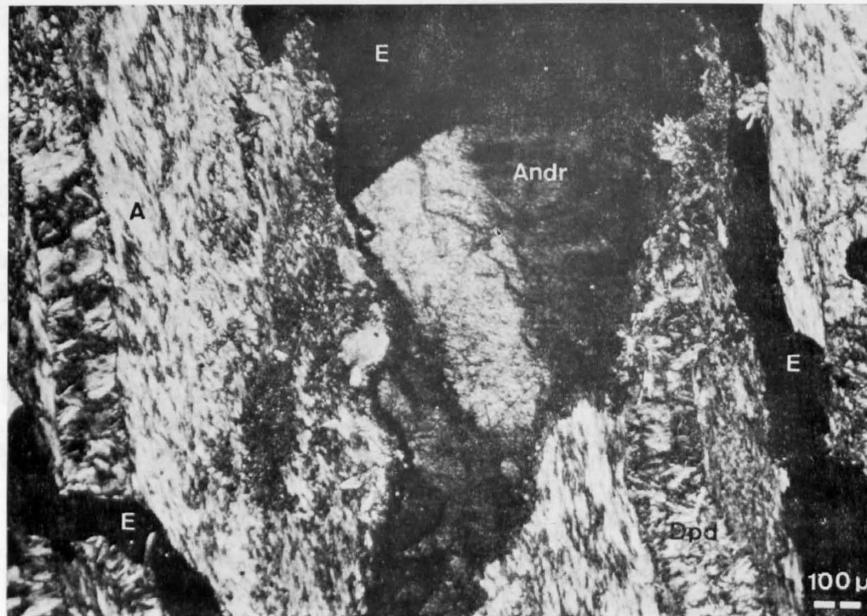


Fig. 47. Andradit-Antigorit-Diopsid-Kluftfüllung (Verzierung Nr. 9, Cotschens). Andraditaggregat (Andr) mit ausgeprägter anomaler Doppelbrechung und Zweifelderteilung. Im umgebenden Kluft-Antigoritgemenge (A) liegen feinste Diopsidnadeln (Dpd). Erz (E) (überwiegend Magnetit) ist opak. Vergrößerung 60 \times , mit gekreuzten Nicols.

Tabelle 7

Andradite

Andradit (synth.-rein) ASTM 10-288			Andradite Oberhalbstein Vorkommen Cotschens Nr. 9						
d (Å)	I/I ₁	h k l	d (Å)	I/I ₁	d (Å)				
4,263	13	220	4,26	wm	4,264	4,26	4,26	4,25	4,263
3,015	60	400	3,017	s	3,015	3,015	3,016	3,014	3,014
2,696	100	420	2,698	vs	2,697	2,697	2,698	2,696	2,697
2,571	13	332	2,572	w	2,571	2,571	2,573	2,572	—
2,462	45	422	2,462	ms	2,462	2,461	2,464	2,462	2,462
2,365	17	510	2,365	wm	2,366	2,361	2,367	2,365	2,365
2,202	17	521	2,203	wm	2,202	2,202	2,203	2,202	2,201
1,9564	25	611	1,9564	m	1,9564	1,9573	1,9579	1,9543	1,9564
1,9068	11	620	1,9073	w	1,9066	1,9044	1,9083	1,9075	—
1,7406	9	444	1,7410	w	1,7407	1,7410	1,7410	1,7410	1,7407
1,6728	25	640	1,6739	m	1,6722	1,6731	1,6731	1,6724	1,6716
1,6412	3	721	—	—	—	—	—	—	—
1,6112	60	642	1,6125	s	1,6108	1,6122	1,6120	1,6120	1,6107
1,5073	13	800	1,5076	w	1,5072	1,5078	1,5082	1,5082	1,5067
1,4213	3	822	—	—	—	—	—	—	—
1,3483	13	840	1,3472	w	1,3479	1,3479	1,3488	1,3486	1,3468
1,3157	20	842	1,3152	wm	1,3150	1,3155	1,3159	1,3161	1,3143
1,2856	13	664	1,2843	w	1,2850	1,2844	1,2854	1,2860	1,2836
16 weitere Linien bis 0,8205			nicht gemessen						

Kubisch
a₀ = 12,059 Å

a₀ = 12,058 ± 0,002 a₀ = 12,057 ± 0,001 a₀ = 12,058 ± 0,002 a₀ = 12,064 ± 0,001 a₀ = 12,062 ± 0,001 a₀ = 12,050 Å ± 0,002 Å

CuKα₁; λ = 1,5405
Ni-Filter
Diffr.

Aufnahmen: Jagodzinski-Camera, 114,6 mm ∅
FeKα₁; λ = 1,93597 Å

D = 3,849
n ~ 1,887

Alle d-Werte unter Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen.
Intensitäten: siehe Tab. 5.

Ilvait

Das Kalksilikat Ilvait mit der allgemeinen Formel $\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{OH}/\text{O}/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (STEFFENS, 1811, in STRUNZ, 1970) nimmt aufgrund seines hohen Eisengehaltes eine gewisse Sonderstellung zwischen den gesteinsbildenden Mineralien und den Erzmineralien ein. Ilvait ist unseres Wissens noch nie in einer Mineralparagenese der Schweizer Alpen beschrieben worden. Deswegen veröffentlichten wir alle neuen mineralogischen Daten in einer separaten Arbeit (DIETRICH, 1972).

Von sieben verschiedenen Lokalitäten der mittleren und südlichen Oberhalbsteiner Vererzungsgruppen wurden uns Ilvaite bekannt (Zusammenstellung in Fig. 24, Erzmineralogischer Inhalt der Fe-Cu-Ni-Vererzungen). Die prozentual reichsten Vorkommen finden sich in den Vererzungen Nr. 5 (Gruba), Nr. 7 (Cuas) und Nr. 9 (Cotschens).

Die Formenfülle der Ilvaite reicht von gut entwickelten idiomorphen Kristallen (max. 1 cm lang) über lamellierte, tafelige, strahlige, filzige, körnige, kugelige, linsenförmige und konzentrische Aggregate zu lappigen und unregelmäßigen Formen, von denen wir hier nur einige wenige Abbildungen (Fig. 17, 48–51, 59 und 77) geben.

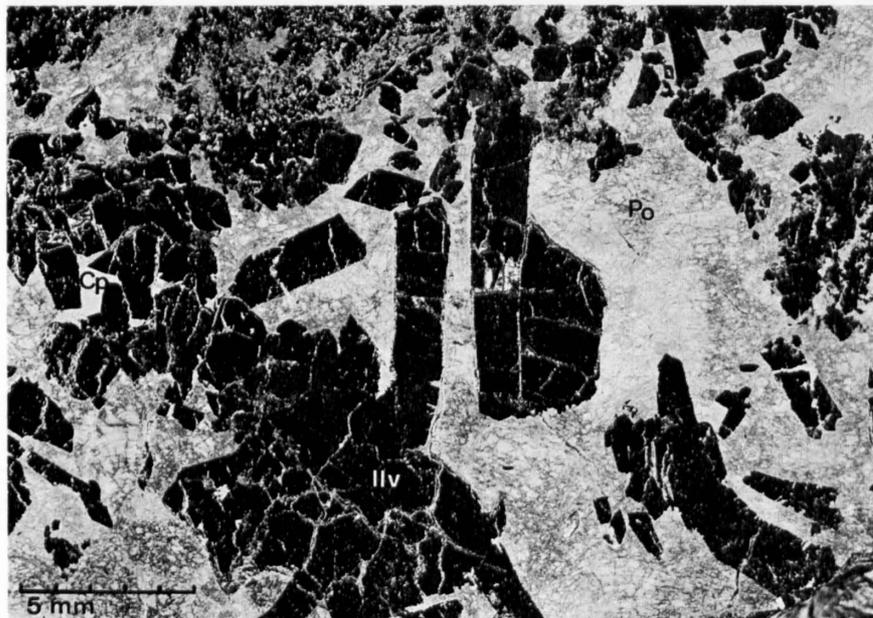


Fig. 48. Idiomorphe Ilvaitkristalle und -aggregate (Ilv mit verschiedenen Orientierungen im angeschliffenen Handstück, Vorkommen Nr. 5 (Gruba). Man erkennt die nach der c-Achse säuligen Kristalle, eine gute Spaltbarkeit nach (001) und eine deutliche Spaltbarkeit (010), z. T. aber auch den muscheligen Bruch sowie einzelne Kopfschnitte und Prismenflächen (110 und 120). Diese Probe enthält die größten, bisher von uns gefundenen Ilvaitkristalle, welche in einer recht stark zerbrochenen, körnigen Masse von Pyrrhotin (Po, hellgrau) und Chalkopyrit (Cp, weiße Zwickel im Ilvait) liegen. Die Sulfide scheinen eher sekundärer Natur zu sein, da sie den Ilvait einerseits auf Zwickeln und Klüften durchsetzen, andererseits in den feinsten Ilvaitaggregaten typische Verdrängungserscheinungen (wie in Fig. 17) zeigen. Von diesem Handstück wurden auch die Metallgehalte (Tab. 1, Nr. 5c) bestimmt. Vergrößerung $4,5\times$.

Von LEONARD, HILDEBRAND und VLISIDIS (1962) liegen sehr detaillierte und genaue mineralogische Angaben über Ilvaite vor, die mit unseren Ergebnissen große Übereinstimmung zeigen. Ist Ilvait in feinfilzigen Aggregaten im Serpentin makroskopisch kaum zu bestimmen, so kann die Diagnose in Dünn- und Anschliffen aufgrund seiner hohen Lichtbrechung, seines starken Pleochroismus und seiner Anisotropieeffekte sehr einfach (Fig. 49 und 50) sein.

Optische Eigenschaften:

1. Im durchfallenden Licht:

$$n_x = 1,725 \pm 0,002; n_y = 1,867 \pm 0,003; n_z = 1,875 \pm 0,003.$$

Pleochroismus: X = dunkelgrün – opak
 Y = dunkelbraun – opak
 Z = gelbbraun – braun, X > Y ≫ Z

$n_z - n_x = 0,15$, optisch positiver Charakter

$2V_x \approx 20-30^\circ$ (geschätzt), sehr starke Achsendispersion $r \ll v$. Die Interferenzfarben bei Normalschliffdicke sind X, Y und Z sehr ähnlich.

2. Im auffallenden Licht:

Charakteristisch ist der starke Reflexionspleochroismus.

	In Luft	In Öl
Reflexionsvermögen (Filter 530 grün):	b = 10% c = 7%	n. b. n. b.
Reflexionspleochroismus:	a = dunkelgrau (Stich ins Bläuliche) b = hellgrau, mit Stich nach Rosa c = blaugrau bis blau	ähnliche Farbtöne, nur kräftiger c = kräftiges Blau, leicht blauviolett
Anisotropieeffekte mit gekreuzten Nicols:	sehr stark:	
unter 45° :	rötlich, gelb-orange, braun Schnitte (010), feuriges Orange-Rot	orange, purpurrot
Innenreflexe:	selten, schwach, z. T. rotbraun	etwas ausgeprägter, gelblich-orange nach braun

Chemismus und Kristallstruktur

Die ideale chemische Formel wurde von TAKEUCHI (1948) als $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{SiO}_4)_2\text{OH}$ angegeben. BELOV und MOKEJEVA beschrieben 1954 die Struktur mit Si_2O_7 -Gruppen und der dementsprechenden allgemeinen Formel $\text{Ca} \text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+} [\text{OH}/\text{O}/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (siehe auch STRUNZ, 1970, 5. Auflage). Die chemisch analysierten Ilvaite von Gruba entsprechen nahezu der theoretischen Zusammensetzung.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	P ₂ O ₅	Summe
29,4	–	0,4	18,7	34,3	0,51	–	13,7	2,5	–	97,51
29,9	–	0,9	17,0	31,9	0,43	4,5	11,8	3,4	0,17	100,00

Analytiker: HEUSSER, 1970

Der etwas zu hohe MgO-Gehalt und der damit verbundene höhere H₂O-Gehalt (3,4%) ist wahrscheinlich auf geringe Verunreinigungen von Kluft-Antigorit zurückzuführen, der meistens mit Ilvait eng verwachsen ist.

Ilvaite aus den Erzvorkommen Gruba und Cotschens zeigten eindeutig rhombische Pulverdiagramme mit sehr scharfen Reflexen, während bei den feinfilzigen Aggregaten in mehreren Reflexen (z. B. 041, 231, 112, 122, 321, 241, 132, 042, 232, 242, 152, 361, 362 usw.) Aufspaltungen vorlagen (DIETRICH, 1972). Die größten Aufspaltungen fanden wir bei den Ilvaitaggregaten Nr. 19 (Alp Tgavretga). BARTHOLOME et al (1968) hatten ähnliche Beobachtungen an den Ilvaiten von San Leone in Sardinien gemacht und sie als monokline Polymorphs gedeutet, wobei a_0 und b_0 wechseln. Der Winkel β ist nur wenige ° Bruchteile von 90° verschieden. Die Monoklinität wird auf direkte Kristallisation der niedriger symmetrischen feinsten Aggregate zurückgeführt und nicht als ein Transformationsprodukt in festem Zustande betrachtet. Wir glaubten zunächst, daß die Monoklinität der Ilvaite mit der Zunahme der regionalen Metamorphose verknüpft sein könnte, mußten diese Idee jedoch aufgeben, da beide Formen (rh. und mkl.) in der Vererzung Nr. 5 (Gruba) nebeneinander vorkommen. Eine Einkristallaufnahme eines idiomorphen größeren Kristalles zeigte eindeutig orthorhombische Symmetrie, während feine Kristallfilze eher monoklin sind.

Ilvait (Cotschens, DV 10)
 orthorhombisch
 $a_0 = 8,815 \pm 0,002 \text{ \AA}$
 $b_0 = 13,009 \pm 0,002 \text{ \AA}$
 $c_0 = 5,851 \pm 0,001 \text{ \AA}$
 $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

Ilvait (Alp Tgavretga, DV 19)
 monoklin
 $a_0 = 13,015 \pm 0,002 \text{ \AA}$
 $b_0 = 8,810 \pm 0,001 \text{ \AA}$
 $c_0 = 5,854 \pm 0,001 \text{ \AA}$
 $\alpha \text{ und } \gamma = 90^\circ; \beta = 90,25 \pm 0,01^\circ$

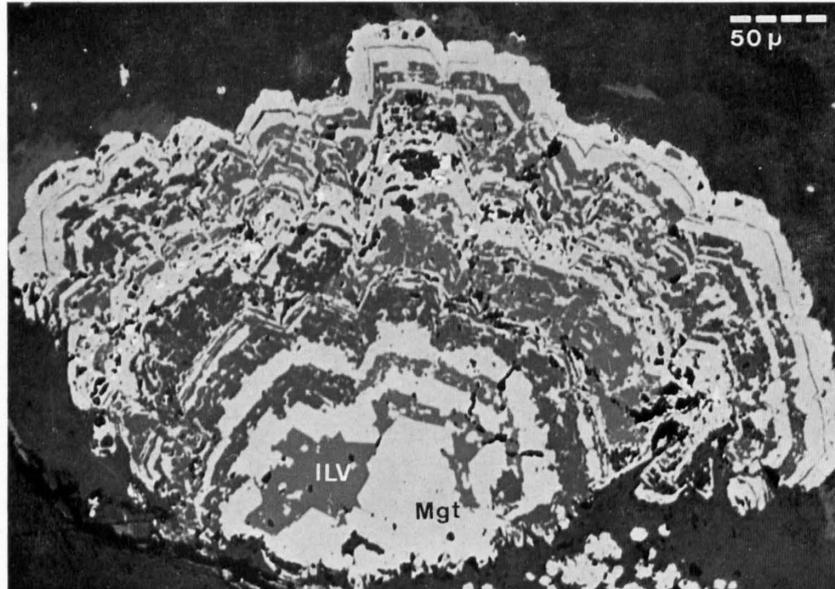


Fig. 49. Ilvait (dunkelgrau) und Magnetit (hellgrau) kokardenartig ausgeschieden. In einer Zone liegen feinste Chalkopyritkörner (weiß). Vorkommen Nr. 7 (Cuas). Vergrößerung $250\times$, Luft, ohne gekreuzte Nicols.

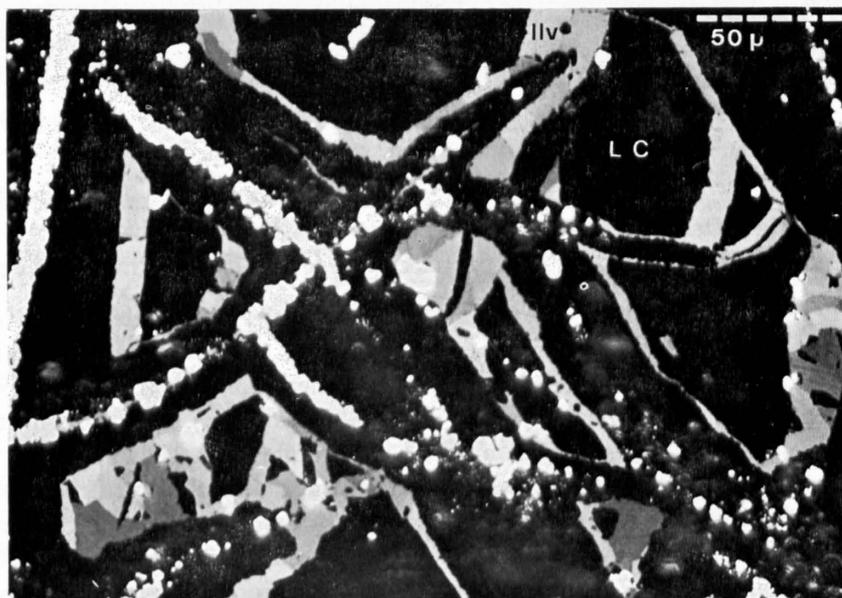


Fig. 50. Ilvait-Aggregate als Maschenrahmen um Lizardit/Chrysotil-Aggregate (schwarz). Die Sulfide Pyrrhotin und vereinzelte Chalkopyritkörner (weiß) sind perlschnurartig zwischen den Maschen angeordnet. Vorkommen Nr. 7 (Cuas). Vergrößerung $360\times$, Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Diopsid

In Kapitel II erwähnten wir Kluftminerale in Serpentiniten und in Kontaktzonen an eingeschlossenen basischen Gesteinen. Die Klüfte enthalten einerseits 10–50 cm lange, faserig-stengelige, gelblich-weiße Diopsidaggregate (D 609), die man dem Aussehen nach mit Kluft-Chrysotil verwechseln könnte, andererseits feinste hellgrüne Diopsidaggregate als Schlieren und Adern (D 1551 und D 1563). Eine dritte Art Diopsid findet sich in den Kontaktzonen zwischen Serpentiniten und Granat-Vesuvian-Felsen (Rodingite). Es handelt sich um weiße, z. T. farblose, porzellanartige tafelige Kristalle bis zu 2 cm Länge (D 1541). Als feinste bis grobe Garben (siehe Fig. 38) bilden sie millimeterbreite, mit Antigorit und Chlorit abwechselnde Lagen. Die Diopsidgarben können maximal 30 cm lang werden.

In den Serpentinvererzungen fanden wir auf Klüften neben Antigorit, Ferro-Antigorit, Greenalith, Ilvait und Andradit feinste weiße stengelige Aggregate (Fig. 51), die optisch und röntgenographisch ebenfalls als Diopsid bestimmt werden konnten. Aufgrund der geringen Kristallgrößen wurden nur n_x und n_z gemessen: $n_x = 1,663 \pm 0,002$ und $n_z = 1,695 \pm 0,002$, $n_z - n_x = 0,029$. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß ein Teil der Pyroxene in anderen Klüften den eisenreicheren Hedenbergiten angehört.

Neben den Kluft-Diopsiden enthalten die Serpentinite, insbesondere die Antigorit-Serpentinite und -Ophicalcite, gesteinsbildenden Diopsid, den wir nur röntgenographisch diagnostizierten. Diopsid tritt randlich um Klinopyroxenrelikte oder $\parallel (100)$ zur Diallagabsonderung auf. Besonders gut können diese Neubildungen im Malencoserpentin (DIETRICH und DE QUERVAIN, 1968, sowie PETERS, 1968) beobachtet werden.

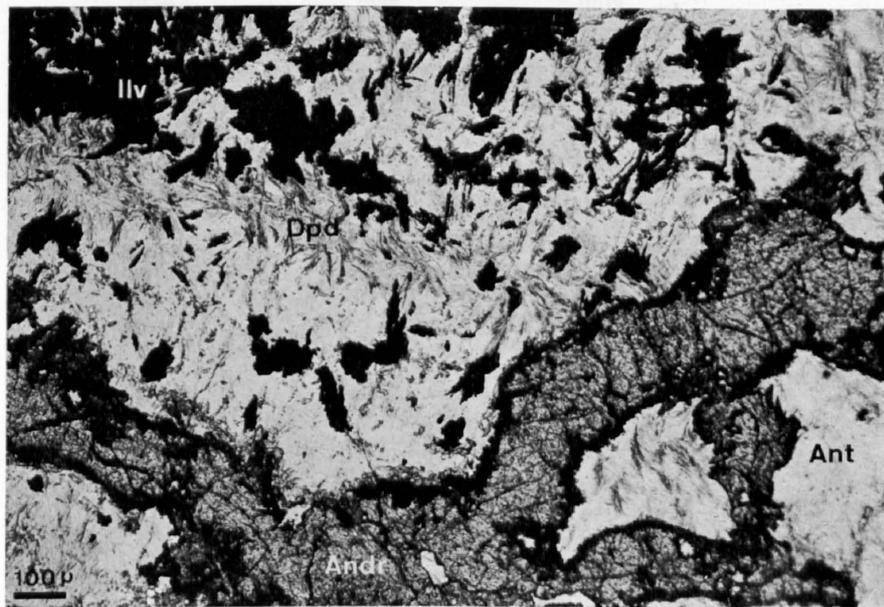


Fig. 51. Diopsid-Antigorit-Andradit-Ilvait-Aggregate als Kluftfüllung im vererzten Serpentin (Vererzung Nr. 9, Cotschens). Die Diopside (Dpd) liegen als feinste Prismen im Antigorit (Ant), daneben Ilvait (Ilv) opak und Andradit-Ader (Andr). Vergrößerung 66 \times , ohne gekreuzte Nicols.

Von den drei Hauptvarietäten der Kluft-Diopside liegen *chemische Analysen* vor (Tab. 8). Es handelt sich nahezu um Endglieder der Diopsidreihe $\text{Ca}(\text{MgFe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Die grüne Varietät D 1551 enthält 3,0% FeO, während die gelben Diopside 2,15 und die farblosen Diopside 1,1% FeO besitzen. Die Farbe verändert sich mit zunehmendem FeO-Gehalt von Weiß nach Grün. Bezeichnend für die Kluft-Diopside sind die geringen oder fehlenden Anteile von Al_2O_3 und Na_2O . Nach dem Auftreten dieser Elemente lassen sich in den Serpentiniten primär gebildete (alte) Pyroxene gut von neu gebildeten Diopsiden unterscheiden (PETERS, 1968). Die älteren Klinopyroxene enthalten durchschnittlich 1–2% Na_2O und 3–10% Al_2O_3 .

Vier verschiedene Kluft-Diopside wurden mit Hilfe von Pulveraufnahmen röntgenographisch untersucht, mit Silizium als Standard ausgemessen und die Parameter nach dem Programm zur Verfeinerung von Gitter-

konstanten berechnet (Tab. 9). Die Gitterkonstanten ergaben wie die chemischen Analysen übereinstimmende Werte. Auch die Reflexe zeigen kaum Unterschiede. Bei der Indizierung bezogen wir uns zunächst auf die Angaben von ZWAAN (1955), berechneten dann mit dem Computer-Programm (ZH-PODI) alle Indizes und kalkulierten d neu. Die geringen Unterschiede in den Eisengehalten der beiden analysierten Diopside D 1551 und D 609 zeigen keine Abweichungen in den Reflexen. Für die Substitution von Fe durch Mg konnte ZWAAN (1955) praktisch keinen Einfluß auf die Gitterkonstanten feststellen. RUTSTEIN und YUND gaben (1969) ein Diagramm, in dem der Chemismus aufgrund sehr genau bestimmter Gitterkonstanten (praktisch ohne Fehler) ablesbar ist. WENK und MAURIZIO (1970) wendeten diese Methode an und kamen zu etwas abweichenden Abhängigkeiten zwischen Chemismus und Gitterkonstanten. Unsere Daten weichen vor allem in $a_0 = 9,738 \text{ \AA}$ ab. Für b_0 , c_0 und β wäre das Diagramm anwendbar. Die Parameter der Diopside in den verzerrten Serpentinitten wurden nicht berechnet. Alle Reflexe und Intensitäten der aufgenommenen Pulverdiagramme gleichen den Daten der in Tabelle 9 aufgeführten Kluff-Diopside.

Tabelle 8

Chemische Analysen der Oberhalbsteiner Kluff-Diopside

	D 1551 Marmorera (Galerie) grün	D 609 Muntognas gelb	* Piz dal Sass weiß
SiO ₂	55,1	54,6	52,52
TiO ₂	-	0,18	-
Al ₂ O ₃	0,75	0,1	-
Fe ₂ O ₃	0,15	-	1,16
FeO	3,0	2,15	1,10
MnO	0,11	0,20	0,11
MgO	16,7	17,4	17,59
CaO	24,1	24,9	26,68
Na ₂ O	-	-	-
K ₂ O	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,2	0,2	} 0,93
H ₂ O ⁻	-	-	
P ₂ O ₅	-	0,10	-
CO ₂	-	-	Sp.
Summe:	99,91	99,83	100,09
Dichte:			3,19
Analytiker:	Heusser, 1971	Heusser, 1971	Hezner, 1910

D 1551. Feinste, grüne Diopsidaggregate als Schlieren und Adern in tektonisiertem Serpentinitt; Galerie Marmorera Koord. 768.87/153.00.

D 609. 10-50 cm lange faserig-stenglige, gelblich-weiße Diopsidaggregate (im Aussehen wie Chrysotil) als Klufffüllung im massigen Serpentinitt; Muntognas, Koord. 766.50/151.91.

* Weißer Diopsid, max. 30 cm lange, z. T. verbogene Aggregate von porzellanartigen Tafeln, als Klufffüllung im Serpentinitt; Ostgrat Piz dal Sass, Koord. 770.75/142.30; * CORNELIUS (1912).

Tabelle 9

Röntgen-Pulverdiagramme von Kluft-Diopsiden

h k l neu berechnet	d _{calc.} (Å)	Oberhalbstein D 1551 d _{obs.} (Å)	D 609 d _{obs.} (Å)	Oberengadin D 1541 d _{obs.} (Å)	D 1563 d _{obs.} (Å)	I/I ₁
0 2 0	4,464	4,48	4,47	4,47	4,47	v w
2 1 -1	3,671	3,67	3,67	3,67	3,67	w
1 2 -1	3,348	3,35	3,35	3,35	3,35	m
2 2 0	3,231	3,24	3,24	3,24	3,24	m
2 2 -1	2,9899	2,997	2,995	2,993	2,994	v s
3 1 0	2,9464	2,957	2,958	2,955	2,957	m s
3 1 -1	2,8903	2,896	2,896	2,896	2,896	s
1 3 -1	2,5655	2,567	2,568	2,568	2,568	m s
2 0 -2	2,5319					
0 0 2	2,5276	>	2,529	2,529	2,529	s
1 1 -2	2,5205	2,519	2,519	2,519	2,519	s
2 3 -1	2,3931	-	2,395	2,3935	-	v w
1 3 1	2,3904	-	-	-	2,3916	v w
4 1 -1	2,3063	2,3077	2,3069	2,3060	2,3055	m
3 1 -2	2,2223	>	2,2197	2,2193	2,2180	m
1 1 2	2,2164				2,2177	
2 2 -2	2,2023	2,2015	2,2011	-	-	m
0 2 2	2,1994	-	-	2,2000	2,2000	
1 4 0	2,1709	2,1671	-	-	-	v w
3 3 0	2,1538	2,1588	2,1581	2,1580	2,1573	w m
3 3 -1	2,1316	2,1347	2,1351	2,1340	2,1336	m
4 2 -1	2,1052	2,1095	2,1094	2,1080	2,1084	w m
3 2 1	2,1008	-	-	-	2,0999	vv w
1 4 -1	2,0422	2,0424	2,0434	2,0423	2,0431	m
2 4 0	2,0145	2,0160	2,0157	2,0150	2,0144	m
2 0 2	2,0068	2,0093	2,0096	2,0090	2,0087	m
1 3 -2	1,9696	1,9715	1,9700	1,9695	1,9697	m
4 3 -1	1,8621	1,8648	1,8638	1,8616	1,8622	v w
? 3 3 1	1,8591	-	1,8571	-	1,8547	vv w
4 3 0	1,8399	1,8392	1,8382	1,8382	1,8377	w
5 1 0	1,8329	1,8333	1,8325	1,8335	1,8315	w
3 3 -2	1,8171	1,8165	1,8155	1,8155	1,8150	w
1 5 0	1,7538	1,7558	1,7561	1,7556	1,7554	m s
5 1 -2	1,7180	-	1,7204	1,7177	1,7199	v w
0 0 3	1,6851	-	1,6853	1,6845	1,6853	v w
2 4 -2	1,6742	1,6741	1,6745	1,6737	1,6714	w m
3 1 -3	1,6586	1,6592	1,6586	1,6580	1,6586	m
3 2 2	1,6252	1,6258	1,6250	1,6252	1,6248	s
5 0 1	1,6181	1,6180	1,6195	1,6190	1,6176	v w
3 4 -2	1,5998	-	1,5994	1,6005	-	vv w
4 0 -3	1,5887	1,5888	1,5894	1,5896	1,5883	v w
4 1 -3	1,5641	1,5656	1,5656	1,5661	1,5651	v w
? 3 5 0	1,5498	1,5518	1,5520	1,5524	1,5516	w
? 6 0 -2	1,5274	1,5268	1,5299	1,5297	1,5300	w
? 6 2 -1	1,5238	-	1,5263	1,5263	1,5258	w
3 3 2	1,5053	>	1,5052	1,5050		
2 3 -3	1,5049					
1 3 -3	1,5043	-	1,5045	-	1,5022	s
4 2 -3	1,4967	-	-	1,4973	1,4968	v w
1 2 3	1,4934	-	1,4943	1,4944	1,4929	v w
0 6 0	1,4878	1,4891	1,4896	1,4899	1,4885	w
1 5 -2	1,4767	1,4775	-	-	? 1,4838	v w
1 6 0	1,4694	-	1,4691	-	1,4681	v w
3 3 -3	1,4682	-	1,4648	1,4646	-	v w
2 0 3	1,4633	>	1,4629	-	1,4631	v w
5 4 -1	1,4628					
5 1 -3	1,4483	-	1,4489	-	1,4472	v w
6 2 -2	1,4452	1,4469	1,4468	1,4473	1,4435	v w
3 5 1	1,4284	-	-	-	1,4288	v w
1 6 -1	1,4275	-	1,4279	1,4275	-	v w

h k l neu berechnet	d _{calc.} (Å)	Oberhalbstein D 1551 d _{obs.} (Å)	D 609 d _{obs.} (Å)	Oberengadin D 1541 d _{obs.} (Å)	D 1563 d _{obs.} (Å)	I/I ₁
6 3 -1	1,4236	1,4245	1,4248	1,4248	1,4246	m
3 5 -2	1,4091	1,4099	1,4092	1,4093	1,4093	m s
2 2 3	1,3905	1,3914	1,3917	1,3913	1,3913	w m
? 3 4 2	1,3747	—	—	1,3750	1,3758	v w
1 4 -3	1,3739	—	1,3740	—	—	v w
0 4 3	1,3448	—	—	—	—	—
0 4 -3	1,3448 >	1,3447	1,3447	1,3447	1,3447	v w
? 2 5 2	1,3339	1,3311	1,3308	1,3304	1,3312	w
? — —	—	—	1,3286	1,3284	1,3286	w
6 1 -3	1,3273	1,3277	1,3267	—	1,3272	w
5 3 -3	1,3163	1,3162	—	1,3159	—	v w
4 4 -3	1,2943	—	1,2934	—	1,2939	v w
6 2 -3	1,2854	1,2863	1,2860	1,2861	1,2859	m s
3 2 3	1,2816	1,2817	1,2819	1,2724	1,2820	m
a ₀ =	9,734	9,738 ± 0,003	9,742 ± 0,003	9,738 ± 0,004	9,733 ± 0,003	[Å]
b ₀ =	8,927	8,936 ± 0,003	8,935 ± 0,003	8,935 ± 0,003	8,933 ± 0,003	[Å]
c ₀ =	5,255	5,256 ± 0,002	5,255 ± 0,002	5,254 ± 0,001	5,255 ± 0,001	[Å]
β =	105,85	105,85 ± 0,03	105,85 ± 0,03	105,83 ± 0,03	105,86 ± 0,02	°

Aufgenommen: Jagodzinski-Kamera, 114,6 mm ∅; Fe Kα₁-Strahlung, λ = 1,93597 Å.

Intensitäten nach Filmschwärzung geschätzt; Linien unter Berücksichtigung der Filmschrumpfung mit Si als Standard ausgemessen und berechnet. Intensitäten: siehe Tab. 5.

- D 1551. Feinste grüne Diopsidaggregate als Schlieren und Adern im tektonisierten Serpentin; Galerie Marmorera Koord. 768.87/153.00; siehe auch chem. Analyse Tabelle 8.
- D 609. 10–50 cm lange faserig-stengelige, gelblich-weiße Diopsidaggregate (im Aussehen wie Chrysotil) als Kluftfüllung im massigen Serpentin; Muntognas, Koord. 766.50/151.91.
- D 1541. Weiße, porzellanartig tafelige Diopsid-Kristalle (max. 2 cm lang) als Kluftfüllung neben Grossular-Andradit und Vesuvian am Kontakt eines Granat-Vesuvianfelses gegen Serpentin; südwestlich Lunghinpaß, Koord. 770.96/142.48.
- D 1563. Feinste grüne Diopsidaggregate als Schlieren und Adern neben Calcit und Kluftantigorit im massigen Serpentin; Westufer Silser See, Plaun dal Crot, Koord. 776.375/144.43.

Aktinolith

Neben den Kluft-Diopsiden liegen in Serpentiniten, besonders aber an Kontakten zu gabbroiden Gesteinen, Linsen und Adern von Aktinolithaggregaten. Meistens sind diese Aggregate so feinfilzig ausgebildet, daß sie als «Nephrite» bezeichnet werden können. Eine eingehende petrographisch-mineralogische Studie über diese Vorkommen wurde von DIETRICH und DE QUERVAIN (1968) bereits verfaßt. In den Serpentiniten der Platta-Decke konnten acht Nephritvorkommen nachgewiesen werden. Meistens handelt es sich um grüne, massig dichte Aggregate, die noch bei 1 mm Dicke durchscheinend sind.

In den vererzten Serpentiniten der südlichen Vererzungsgruppe treten als Kluft-Mineralien sehr häufig Aktinolithe auf (Fig. 52). Diese Aktinolithe zeigen zonare Strukturen. Das Zentrum bildet ein Klinopyroxen (der Lichtbrechung nach ein Diopsid), der von einem Aktinolith umhüllt wird (Fig. 52). Ein Röntgenpulverdiagramm bestätigte dies. Die Brechungsindizes des Aktinolithes: $n_z = 1,676 \pm 0,002$ und $n_x = 1,656 \pm 0,002$ ($n_z - n_x = 0,020$). Dies entspricht nach der Abhängigkeit der chemischen Zusammensetzung vom Brechungsindex (DEER, HOWIE und ZUSSMAN, 1966) einem eisenreichen Aktinolith (etwa 65 mol% $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 [\text{OH}/\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ und 35 mol% $\text{Ca}_2 \text{Fe}_5^{2+} [\text{OH}/\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$). Aktinolith als Umwandlungsprodukt von Pyroxen wurde bereits von PETERS (1963) aus Klüften in stark tektonisierten Serpentiniten der Totalmasse beschrieben.

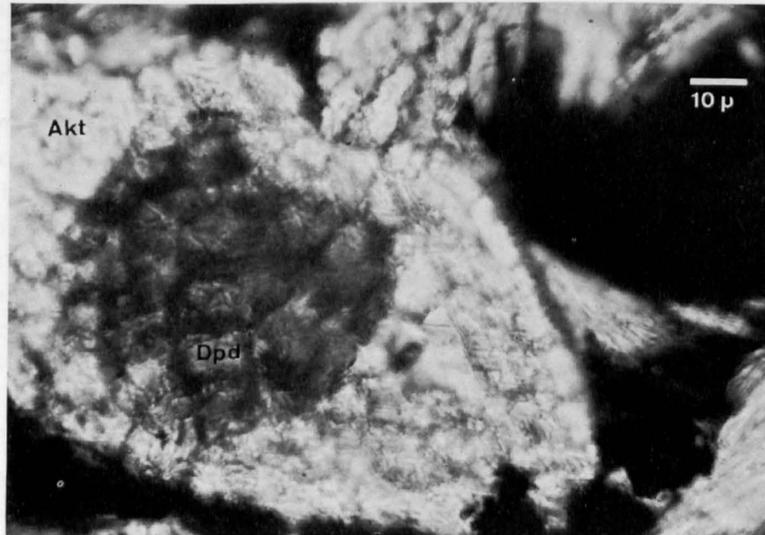


Fig. 52. Diopsid-Aktinolith-Kristall (Vererzung Nr. 20, Sur al Cant). Der Kopfschnitt ($\perp 001$) zeigt deutlich die verschiedenen Spaltbarkeiten des Pyroxens $\{110\} 93^\circ$ und des umgebenden Aktinolithes $\{110\} \sim 56^\circ$. Vergrößerung $960\times$, ohne gekreuzte Nicols.

G. DIE ERZMINERALIEN

Chromspinell-Magnetit

In den Oberhalbsteiner Serpentiniten sind Chromspinell und Magnetit die häufigsten Nebengemengteile. Aus der Zusammenstellung der analysierten Metallgehalte (Tab. 1, Kapitel I) geht hervor, daß in normalen Serpentiniten Cr etwa 0,2% (0,05 bis 0,25%) gegenüber Fe (total) 4–9% beträgt. Sehr ähnliche Resultate erhielt PETERS (1963) aus den Totalp-Serpentiniten. Das Verhältnis Magnetit/Chromspinell (optisch abgeschätzt) ist 20:1, was mit den vorliegenden Metallgehalten übereinstimmt. In den Serpentiniten variiert der Magnetitgehalt zwischen 3 und 10%. Sehr ähnliche Daten wurden auch von WYLLIE (1967) gegeben. In allen

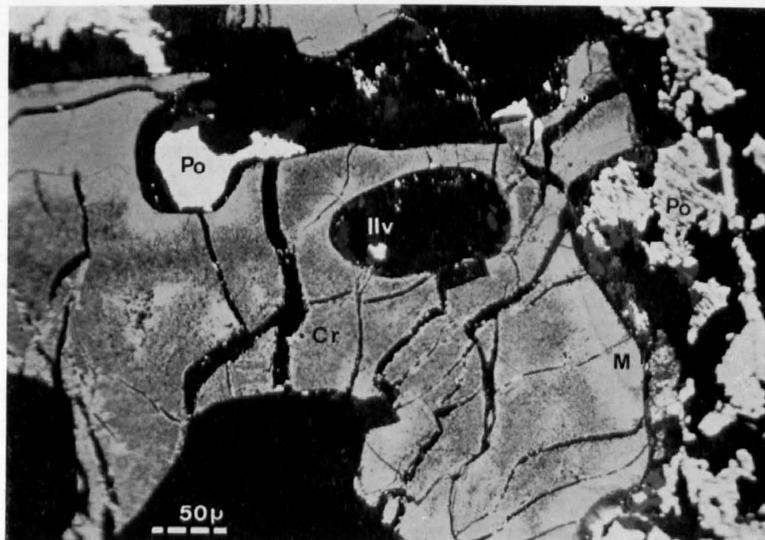


Fig. 53. Chromspinell-Magnetit (Vorkommen Nr. 10, Cotschens). Der Chromspinell (Cr) ist rändlich und von den Klüften aus durch Magnetit (M) verdrängt. Die Sulfide (weiß, meist Pyrrhotin = Po) liegen feinverteilt neben Ilvait (dunkelgrau Ilv) in den Buchten und Hohlräumen. Nebengestein (schwarz): verruscheltes Lizardit/Chrysotil-Serpentin. Vergrößerung $195\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

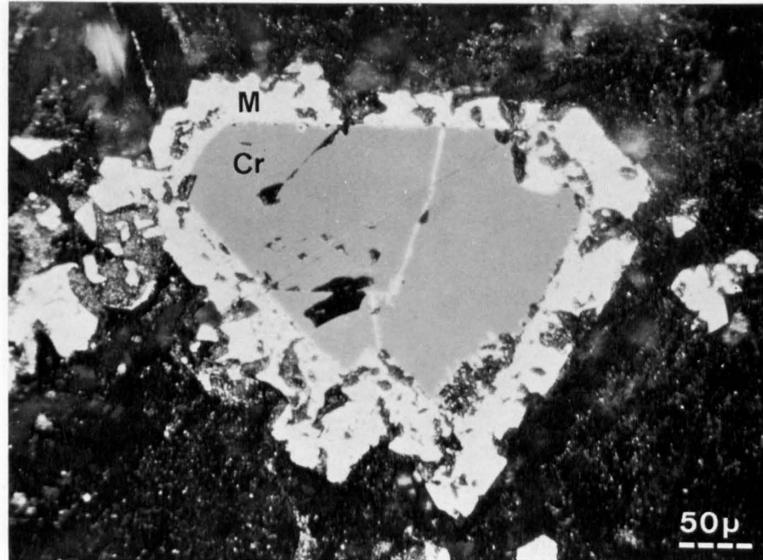


Fig. 54. Chromspinell-Magnetit (Vorkommen Nr. 19, Alp Tgavretga). Der Chromspinell (111) ist ohne Übergangszone in reinen Magnetit umgewandelt, der oft in idiomorphen Kristallen (Oktaeder) vorliegt. Nebengestein: Antigorit-Serpentinit. Vergrößerung 250 \times , Öl, ohne gekreuzte Nicols.

unvererzten und vererzten Serpentinproben treten Chromspinelle auf, die randlich und auf Rissen mehr oder weniger in Magnetit umgewandelt sind. Diese Verdrängungen wurden schon von PETERS (1963) aus dem Totalp-Serpentinit beschrieben, optisch und chemisch aber von vielen Autoren in Peridotiten und Serpentiniten untersucht (z. B. AUGUSTITHIS, 1960; RAMDOHR, 1960 und 1967; ANTUN et al, 1966; WEISER, 1967; TATAR, 1968; und BEESON und JACKSON, 1969). In Serpentin-Dünnschliffen erkennt man meistens außerhalb des Magnetitrandes Chloritaggregate (Fig. 55) mit anomalen Interferenzfarben, die als chromhaltige Chlorite gedeutet werden. Gleiche Beobachtungen und Analysen liegen von BEESON und JACKSON (1969) sowie KEUSEN (1970) vor. Zwei Beispiele (Fig. 53 und 54) aus den Platta-Serpentiniten zeigen die verschiedenen Umwandlungsstadien von Chromspinell in Magnetit. Idiomorphe Chromspinelle sind eher selten (Fig. 54).

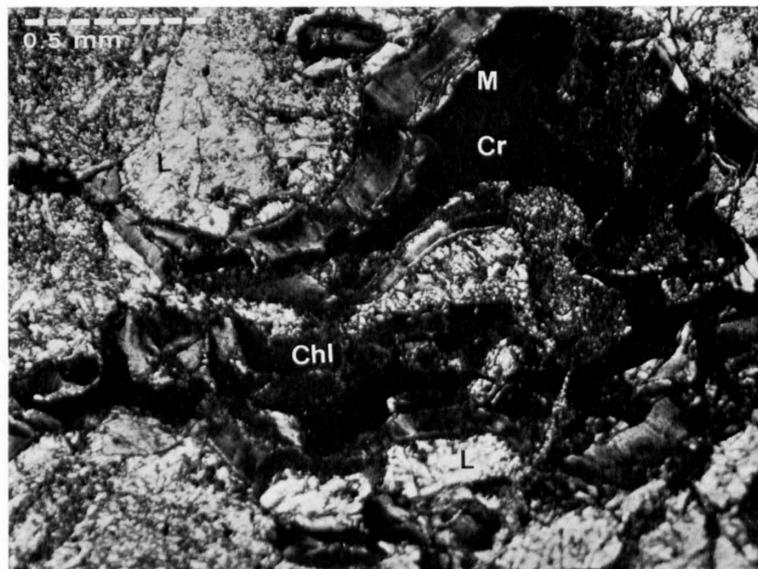


Fig. 55. Chromspinell-Relikt mit Chlorit-Rand (Vererzung Nr. 10, Cotschens). Der Chromspinell (Cr), wahrscheinlich z. T. schon durch Magnetit verdrängt, ist nahezu isotrop. Er wird von zwei verschiedenen Chloritvarietäten (Chl, ein Cr-haltiger Chlorit) mit anomalen Interferenzfarben umgeben, die chemisch noch nicht näher untersucht sind. Grundmasse Lizardit/Chrysotil-Serpentinit (L). Vergrößerung etwa 50 \times , mit gekreuzten Nicols.

Meistens liegen völlig unregelmäßige, löcherige, eingebuchtete und von vielen Rissen durchsetzte Kristalle vor (Fig. 53). Bei den vererzten Serpentiniten sind diese Buchten, Löcher und Risse mit Kalksilikaten (meist Ilvait und Andradit) sowie mit Sulfiden ausgefüllt.

Im südlichen Oberhalbstein werden die Lizardit/Chrysotil-Maschenserpentinite von Antigoritserpentiniten abgelöst (Fig. 36 und 37). Dieser Wechsel, der vor allem in den Silikaten ausgeprägt ist, kann in den Spinellen nur mit Vorbehalt beobachtet werden. Es scheint, daß die Lizardit/Chrysotil-Maschenserpentinite Chromspinelle enthalten, die nur die Übergangszonen zu Magnetit besitzen, nicht aber einen deutlichen Magnetitrand (z. B. Fig. 53 und 57). Dieser tritt relativ selten an kleinen Körnern auf. In den Antigoritserpentiniten ist dagegen ein deutlicher Magnetitrand vorhanden (Fig. 54 und 58), und oft ist der gesamte Chromspinell schon durch Magnetit verdrängt. Dies wurde durch Messung der Reflexionsvermögen in einer großen Anzahl von Anschliffen überprüft (siehe Tab. 1, Erzmineralogischer Inhalt der Fe-Cu-Ni-Vererzungen) sowie an zwei Proben (D 650 und D 1088) der verschiedenen metamorphen Serpentinite mit Hilfe der Elektronenmikrosonde bestätigt (Tab. 10 und 11).

Völlig frische Chromspinelle ohne Übergangszone und Magnetitsaum treten in den Oberhalbsteiner Serpentiniten nicht auf. PETERS (1963) beschrieb unveränderte Chromspinelle nur aus frischen Pyroxeniten und aus roten Ophicalciten. Wir fanden diese Tatsache an allen beobachteten Oberhalbsteiner Ophicalciten und Ophidolomiten bestätigt. In diesen Gesteinen treten an Chromspinellen nie Magnetitverdrängungen auf. Dies konnten wir ebenfalls an erodierten und umgelagerten Chromspinellen in den kretazischen Platta-Sedimenten semiquantitativ mit der Elektronenmikrosonde nachweisen (DIETRICH, 1970).

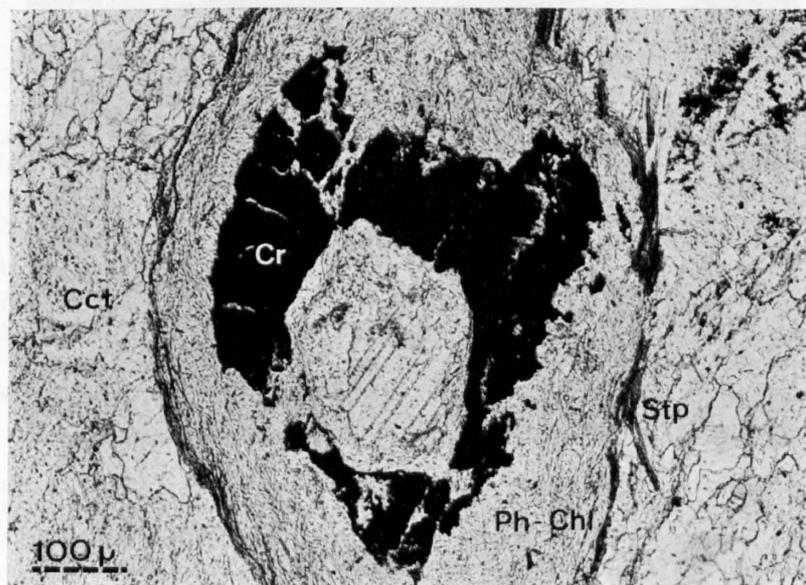


Fig. 56. Chromspinell im Ophicalcit (D 648, Profil Val da Fallér-Muttans, Nr. 30). Die zerbrochenen, z. T. dunkelrotbraun durchscheinenden Chromspinelle (Cr) weisen keinen Magnetitrand, sondern ein grünes feinfilziges Gemisch von 2-M-Muskovit, wahrscheinlich chemisch Phengit (Ph) und Chlorit (Chl) auf, welches durch Ferri-Stilpnomelan (Stp) gegen den umgrenzenden Calcit (Cct) abgegrenzt wird. Im Zentrum des Chromspinells liegt ebenfalls Calcit. Vergrößerung $127\times$, ohne gekreuzte Nicols.

Optische Eigenschaften

Im durchfallenden Licht sind die Chromspinelle nur schwach transparent. Die Zentren zeigen meist gelblich-braune bis rötlich-braune Farben, während die Übergangszonen und Magnetitränder opak erscheinen. Vereinzelt sind oktaedrische $\{111\}$ Spaltbarkeiten zu beobachten. Die Lichtbrechung liegt bei $n_{Na} = 1,950 \pm 0,003$. Nach dem Diagramm von DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1966) würden diese Spinelle ins Picotitfeld fallen.

Reflexionsmessungen (in Luft + Grünfilter):	Zentrum	Übergangszonen	Rand
	$\sim 11\%$	15–16%	21%
Farbe in Öl:	Hellgrau	Hellgrau bis Grünlichblau	Weißgrau

Alle drei Zonen sind unter gekreuzten Nicols völlig isotrop und zeigen in Öl vereinzelt schwach rotbraune Innenreflexe. TATAR (1968) konnte für die Chromite eine Beziehung zwischen Gitterkonstanten und Reflexionsvermögen sowie zwischen Chemismus und Reflexionsvermögen aufstellen. Unsere Resultate bestätigten diese Beziehung für die zentralen Chromspinellphasen.

Chemismus

Nach dem Diagramm von WINCHELL (1951) sowie DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1966) sollten Spinelle mit Hilfe der Lichtbrechung, Dichte und Gitterkonstanten chemisch bestimmbar sein. Die Bestimmung der Lichtbrechung ist in den schwach transparenten Spinell-Zentren gerade noch möglich, wenn auch mit einem großen Fehler von 0,003 bis 0,01 behaftet. Die opaken Übergangszonen, die wahrscheinlich z. T. Gemische darstellen, können kaum noch bestimmt werden. Ein Pulverdiagramm einer Randzone ist aufgrund der Korngrößen nahezu unmöglich. Als beste Lösung, den Chemismus zu bestimmen, bietet sich die Elektronenmikrosonde an. Von WEISER (1967), BEESON und JACKSON (1969) liegen bereits erste Ergebnisse vor. Die Chromite des «Stillwater Complexes» werden in einer Übergangszone von Ferri-Chromit und randlich von reinem Magnetit verdrängt. Außerdem werden diese Chromite von einem Chrom-Chlorit umgeben. Zwei Mikrosondenaufnahmen (ARL-4-Kanäle) sollen die chemischen Ergebnisse in den Oberhalbsteiner Chromspinellen veranschaulichen.

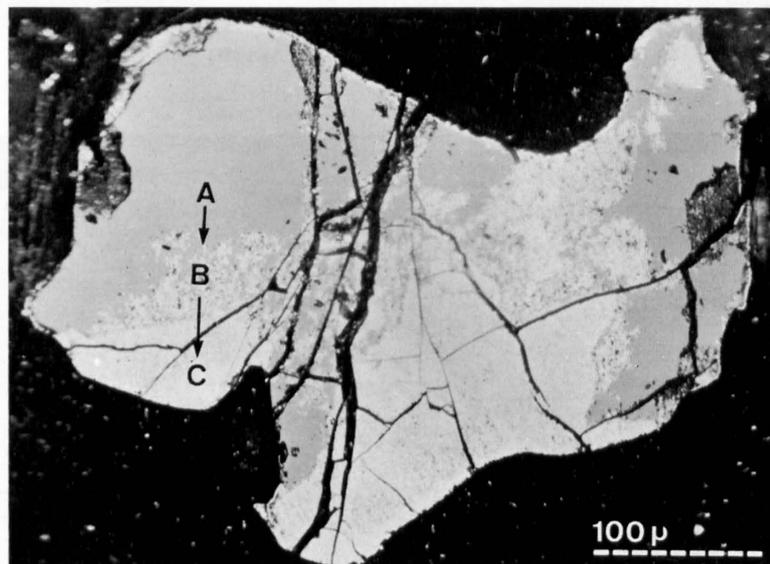


Fig. 57. Chromspinell-Magnetit aus einem normalen, unverzerrten Serpentin (D 650, Profil Val da Fallers-Muttans Nr. 33). Analyse mit der Mikrosonde, 25 KV. Die Daten wurden für Absorption und Fluoreszenz korrigiert und nach dem Computerprogramm EMX und EMX-2 berechnet. A (dunkelgraue Phase), B (Übergangszone), C (weiße Randzone). Vergrößerung 210 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Tabelle 10

Chemismus eines Chromspinell-Magnetitkornes, D 650

D 650	A (gem.)	B (gem.)	C (gem.)	A (kalk.)	B (kalk.)	C (kalk.)
Al ₂ O ₃	29,3	6,2	0,8	31,4	7,7	1,0
Fe ₂ O ₃	19,7	41,5	49,3	5,1	30,3	36,4
FeO				16,0	21,0	24,0
MgO	13,0	5,7	4,9	14,0	7,0	6,0
Cr ₂ O ₃	31,2	27,5	26,5	33,5	34,0	32,6
Summe	93,2	80,9	81,5	100,0	100,0	100,0

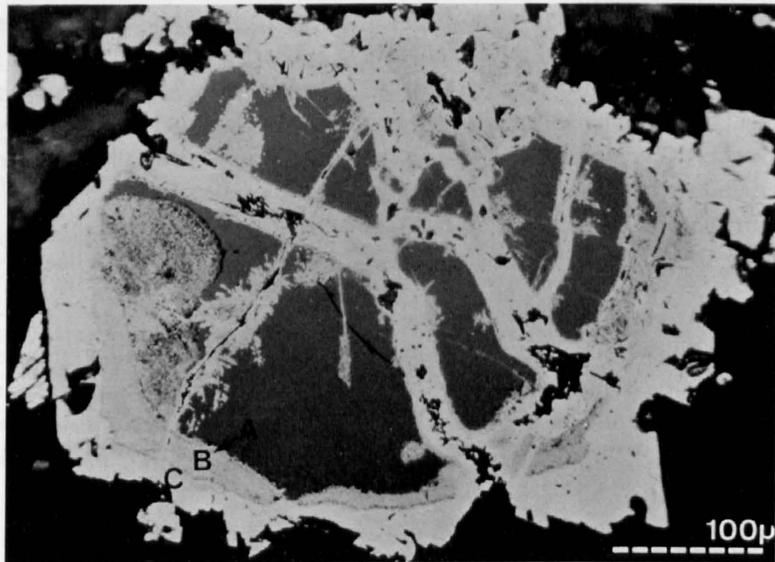


Fig. 58. Chromspinell-Magnetit. Aus unmittelbarer Nähe der kleineren Vererzung Nr. 19, Alp Tgavretga. Man erkennt den dunkelgrauen Kern (A), eine graue Übergangszone (B) und einen weißen Rand (C). Vergrößerung $195\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols. Die Analysenergebnisse der Mikrosonde (25 KV) ergaben:

Tabelle 11

Chemismus eines Chromspinell-Magnetitkornes, D 1088

D 1088	A (gem.)	B (gem.)	C (gem.)	A (kalk.)	B (kalk.)	C (kalk.)
Al_2O_3	28,4	1,4	Sp.	31,3	1,4	Sp.
Fe_2O_3	14,8	77,8	100,0 (nur ber.)	1,1	46,4	$\sim 70,0$
FeO				15,2	29,5	$\sim 30,0$
MgO	13,4	0,5	Sp.	14,8	0,5	Sp.
Cr_2O_3	34,2	21,5	Sp.	37,6	21,2	Sp.
Summe	90,8	101,2	100,0	100,0	100,0	100,0

Leider kann mit der Mikrosonde nur $Fe_{(total)}$ bestimmt werden. Alle Daten wurden für Drift, Absorption und Fluoreszenz korrigiert, die Konzentrationen nach dem EMX- und die Oxyde nach dem EMX-2-Computerprogramm berechnet. Die Ergebnisse sind jeweils unter $A_{(gem.)}$, $B_{(gem.)}$ und $C_{(gem.)}$ aufgetragen. Die Summen von D 650 A, B und C sowie D 1088 A liegen nur zwischen 80 und 93%. Dies ist wahrscheinlich auf die Halbleitereigenschaften bei nicht 100%iger Bedampfung zurückzuführen (WEISER, 1967). D 1088 B weist dagegen 101,0% auf. Dies könnte eventuell auf feinste Mischphasen deuten, die wir nicht ausschließen können, und die mit der Mikrosonde nicht mehr erfassbar sind. Neben den vier Hauptelementen Al, Fe, Mg und Cr können natürlich noch andere Elemente wie Ti, Mn, Ni, Zn usw. im Spinellgitter eingebaut sein. Nach den Untersuchungen von WEISER sowie BEESON und JACKSON liegen diese Gehalte mit stark schwankenden Werten < 1 bis max. 5%. In der Annahme $R^{2+}O/R_2^{3+}O_3 = 1$ und unter Vernachlässigung der untergeordneten Elemente kalkulierten wir alle gemessenen (und mit EMX-2 berechneten Werte) auf 100%. Der abgeschätzte Fehler dürfte bei dieser Methode $\pm 1\%$ nicht übersteigen (siehe z. B. WEISER).

Die dunkelgrauen Zentren besitzen aufgrund der analysierten Daten einen Chemismus, der im rechten Picotitfeld gegen den Chromit liegt. Nach DEER, HOWIE und ZUSSMAN sollte die Bezeichnung «Picotit» für eine Herzynitvarietät verwendet werden, in der $Al > Cr$ und $Fe:Mg$ zwischen 3 und 1 liegt. Dies ist nur angenähert der Fall, da bei unseren Spinellen $Cr > Al$ ist. Daher erscheinen uns die Namen «Chrom-Spinell» oder sogar

«Ferro-Chromspinell» eher geeignet. Gegen den Rand hin nehmen in den Übergangszonen Al und Mg stark ab, Cr hingegen nur schwach (in D 650 kaum). Dafür steigt ruckartig Fe^{3+} und langsam Fe^{2+} an. BEESON und JACKSON nennen ihre umgewandelten Chromite «Ferri-Chromite». Diese Bezeichnung ist nur dann gerechtfertigt, wenn Cr_2O_3 ungefähr zwischen 40 und 50% konstant bleibt, was bei unseren Umwandlungsprodukten ($Cr_2O_3 \sim 30\%$) nicht vorliegt. Zudem ist $FeO + Fe_2O_3 \gg Cr_2O_3$. Wir könnten diese Produkte eher als «Chrom-Magnetite» bezeichnen und sie mit den «Umwandlungszonen der zweiten Gruppe» (WEISER, 1967) vergleichen. Möglicherweise liegen in diesem Zonenbereich zwei Phasen, ein «Ferro-Chromit» und Magnetit nebeneinander vor. Ein Cr-, Al- und Mg-freier einheitlicher Magnetitrand konnte nur in D 1088 nachgewiesen werden.

Röntgenographische Untersuchungen

In Tabelle 12 findet sich neben analysierten Magnetiten auch das Pulverdiagramm einer reinen braunen Chromspinellphase aus den beschriebenen Dolomitmarmoren. Die errechnete Gitterkonstante $a_0 = 8,230 \pm 0,008 \text{ \AA}$ ergibt nach dem Diagramm von DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1966) sowie der Beziehung Gitterkonstante/Reflexionsvermögen (TATAR, 1968) einen rechts vom Picotit liegenden Chromspinell, der mit unseren chemischen Ergebnissen übereinstimmt.

Tabelle 12

Röntgenographische Daten der untersuchten Magnetite

Magnetit			<i>Magnetite Oberhalbstein</i>				<i>Chromspinell</i>	
ASTM - 11 - 614	Bisberg		Vorkommen 11	Vorkommen 20	Vorkommen 18		765.57/155.43	
(BASTA, 1957)	Säter		D 655	D 1074	D 1093		S. 47	
hkl	Schweden		d (Å)	d (Å)	d (Å)	I/I ₁	D 1023	
	d (Å)	I/I ₁					d (Å)	I/I ₁
111	4,85	40	4,866	4,846	4,863	m	4,75	m
220	2,966	70	2,970	2,968	2,969	s	2,888	s
311	2,530	100	2,531	2,531	2,531	vs	2,482	vs
222	2,419	10	2,423	2,423	2,424	w	? 2,405	w
400	2,096	70	2,098	2,098	2,097	s	2,058	m
422	1,712	60	1,714	1,714	1,714	ms	1,682	wm
333,511	1,614	85	1,615	1,615	1,615	s	1,584	m
440	1,483	85	1,484	1,484	1,485	s	Filmende	
531	-	-	1,4195	1,4195	1,4190	wm		
620	1,327	20	1,328	1,328	1,328	w		
533	1,279	30	1,281	1,281	1,280	wm		
622	1,264	10	1,2655	1,2657	1,265	w		

$$a_0 = 8,39 \text{ \AA}$$

+ Cok α ; \varnothing 114,59 mm
 $\lambda = 1,7902$, Fe-Filter

$$a_0 = 8,399 \pm 0,001 \quad a_0 = 8,398 \pm 0,0006 \quad a_0 = 8,396 \pm 0,0008 \quad a_0 = 8,230 \pm 0,008 \text{ \AA}$$

Aufnahmen: Jagodzinski-Kamera, 114,6 mm \varnothing ; de-Wolff-Kamera, 114,6 mm \varnothing
Fek α_1 ; $\lambda = 1,93597 \text{ \AA}$ Fek α_1

d-Werte unter Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen.
Intensitäten: siehe Tab. 5.

Magnetit

Magnetit (Fe_3O_4) tritt in nahezu allen Serpentinitten mit durchschnittlichen Gehalten von 3 bis 10% auf, ausgenommen sind Chrysotil- und Antigorit-Kluftfüllungen. In den vererzten Serpentinitten ist Magnetit Hauptgemengteil (siehe Fig. 24, Erzmineralogischer Inhalt der Fe-Cu-Ni-Vererzungen) mit 30 bis max. 80% aller opaken Mineralien.

Vorkommen:

1. a) Als feinste idiomorphe Kristalle und Aggregate in den Serpentinmaschen (= Magnetit I in den Ausscheidungsfolgen Fig. 25 bis 27).
- b) Als Verdrängungsprodukt an Chromspinellen (= Magnetit I).

2. a) In der Paragenese Magnetit-Ilvait-Andradit-Diopsid-Sphalerit (mittlere Vererzungsgruppe = Magnetit II).
- b) In der Paragenese Magnetit-Ilvait-Aktinolith-Diopsid (in der südlichen Vererzungsgruppe = Magnetit II).
3. Als Verdrängungsprodukt der Sulfide:
 - a) von Pyrit und Chalkopyrit (in der nördlichen Vererzungsgruppe = Magnetit II);
 - b) von Pyrrhotin, Chalkopyrit, Pentlandit-Bravoit, Ilvait und Sphalerit usw. (in der mittleren und südlichen Vererzungsgruppe = Magnetit III).

Die verschiedensten Magnetit-Vorkommen, Formen und Ausscheidungen sind in den Figuren 11, 28, 29, 33–35, 37, 49, 53, 54, 57–59, 61, 62, 75 und 76 dargestellt.

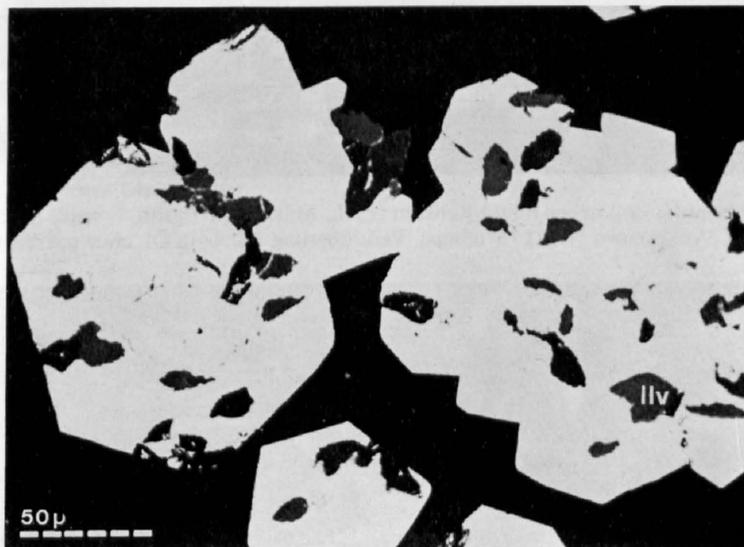


Fig. 59. Magnetit II (Vorkommen Nr. 9, Cotschens). Der Magnetit ist in schönen idiomorphen Rhombendodekaedern ausgebildet. Nur in der innersten Partie erkennt man eine schwach dunklere Zone, die den ursprünglichen Chromspinnel errahnen läßt. In diesem Fall scheint Magnetit II aus Magnetit I idioblastisch gewachsen zu sein. Sehr eigentümlich sind die abgerundeten rhombischen Querschnitte von Ilvaitkristallen (dunkelgrau), die vom Magnetit umwachsen sind. Nebengestein (schwarz): Lizardit/Chrysotil-Serpentinit. Vergrößerung 336 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Alle untersuchten Magnetite zeigten ein Reflexionsvermögen von etwa $21 \pm 0,5\%$ sowie völlige Anisotropie. Der Farbton ist durchwegs hellgrau. Drei derbe Magnetitadern (D 655, D 1074, D 1093) wurden röntgenographisch (Tab. 12) und chemisch analysiert. Die Analysen ergaben übereinstimmend etwa 70% Fe_2O_3 und etwa 30% FeO. Cr_2O_3 - und MnO-Gehalte konnten nicht nachgewiesen werden. Die Pulverdiagramme zeigen übereinstimmende Reflexe und Intensitäten. Die Gitterkonstanten $a_0 = 8,398 \text{ \AA}$ weisen kaum Abweichungen auf.

Ilmenit

Ilmenit (FeTiO_3) wurde sicher nur in den Erzvorkommen Nr. 11 (Muttans) und Nr. 22 (Lunghinpaß) bestimmt. Aufgrund seiner optischen Eigenschaften konnte er in einigen Anschliffen diagnostiziert werden. Dies ergibt sich auch aus der Metallgehaltanalyse (Tab. 1, Nr. 11), die einen Ti-Gehalt von 0,12% ergab. Im Vorkommen Nr. 1 (Tgant Ladrung) scheint Ilmenit (evtl. auch Rutil) aufgrund des hohen Ti-Gehaltes von 0,55% ebenfalls vorhanden zu sein.

Auffallend ist, daß die Ilmenite mit lappigen, zerrissenen und eingebuchteten Formen den Chromspinnellen ähneln. Sie sind jedoch meistens tafelig ausgebildet. Verzwilligungen oder Rutilentmischungen (BAUTSCH, 1960) liegen nicht vor. In Öl zeigen die Ilmenite einen typisch graubraunen Farbton, deutlichen Reflexions-

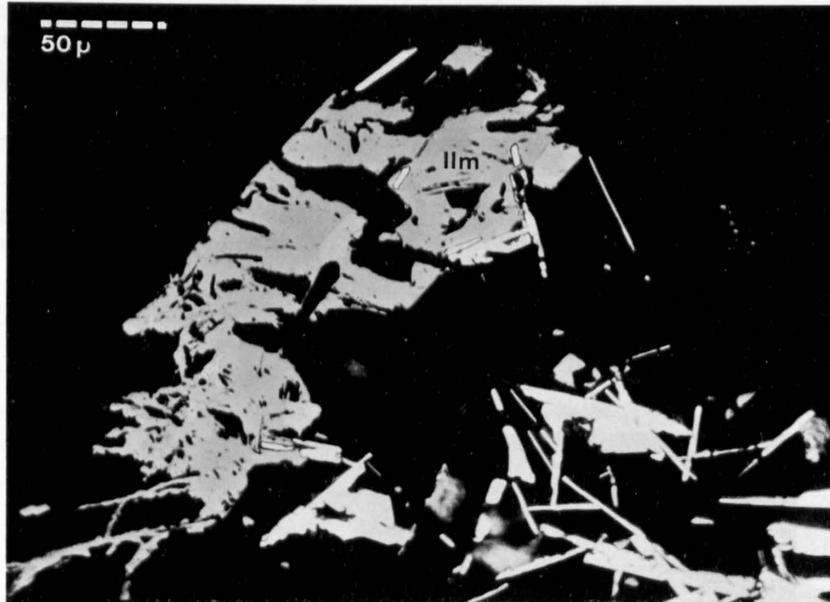


Fig. 60. Ilmenit-Relikt (dunkelgrau, Ilm) neben Sulfid-Relikten (Pyrit, Millerit, Pyrrhotin = weiß) in schwarzer serpentinitischer Grundmasse. Vorkommen Nr. 11 (Muttans). Vergrößerung 360 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

pleochroismus (RV. 17–21%) und auffallende Anisotropieeffekte. Hervorzuheben ist, daß die Ilmenite ebenso wie die teilweise umgewandelten Millerit-Pentlandit-Linneit-Aggregate von den Lizardit/Chrysotilmaschen diskordant abgeschnitten werden. In normalen unverzerten Serpentiniten sowie in den anderen Serpentinvererzungen wurde Ilmenit nicht beobachtet.

Sphalerit

Sphalerit (ZnS) konnte in fünf verschiedenen Vorkommen der mittleren Vererzungsgruppe (Fig. 24 und Tab. 1) bestimmt werden. Besonders in Vorkommen Nr. 9 (Cotschens) enthalten die magnetitreichen Stö-

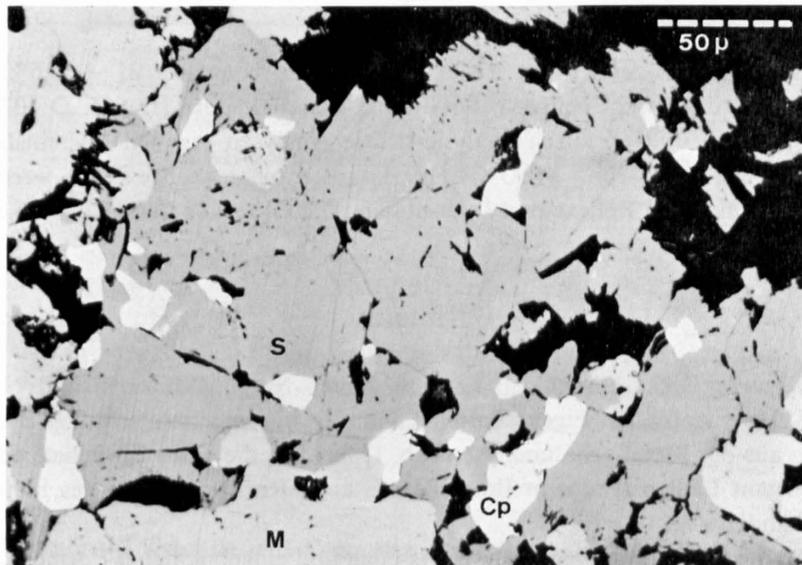


Fig. 61. Sphalerit (grau, S) mit Magnetit (hellgrau, M) und Chalkopyrit (Cp). Vorkommen Nr. 6, Cuas. Der Chalkopyrit zeigte keine Entmischungsstrukturen im Sphalerit. Vergrößerung 350 \times , in Öl, ohne Nicols.

rungshorizonte (Fig. 14) neben Chalkopyrit sehr viel Sphalerit. Makroskopisch ist der Sphalerit durch seine schwach bräunlichen Farbtöne vom Magnetit gut zu unterscheiden, der die unregelmäßig verteilten, max. 5 mm großen ZnS-Aggregate umgibt. Eine Erzprobe ergab sogar 11,5% Zn (Tab. 1). Sphalerit (meist xenomorph) findet sich in der Paragenese mit Magnetit, z. T. mit Ilvait und Chalkopyrit (Fig. 61). In seltenen Fällen bildet Sphalerit mit Magnetit konzentrisch schalige Strukturen (Fig. 11).

Sphalerit wurde in den Anschliffen aufgrund der optischen Eigenschaften bestimmt. Das Reflexionsvermögen (mit Grünfilter in Luft) beträgt etwa 18%. Der Reflexionstint ist leicht bläulichgrau, die Anisotropie meist vollkommen. Die weißlichen Innenreflexe lassen eher Fe-arme Sphalerite vermuten (RAMDOHR, 1960). Die Vickershärte liegt bei 100 g Belastung zwischen 235 und 245, was mit den Angaben von UYTENBOGAARDT (1967) gut übereinstimmt. Das Pulverdiagramm wies nur Reflexe von Sphalerit auf. Die Elektronenmikroskopsonde bestätigte die optischen Beobachtungen. Der Sphalerit in Figur 11 enthält nur Spuren von Eisen.

Millerit

Das Mineral Millerit mit der Idealformel NiS wurde nur im Vorkommen Nr. 11 (Muttans) gefunden. Dort ist es mit Pyrrhotin, Pentlandit, Mineralien der Linneitgruppe, Ilmenit und Magnetit vergesellschaftet (Fig. 60 und 62). Chalkopyrit tritt eher selten auf.

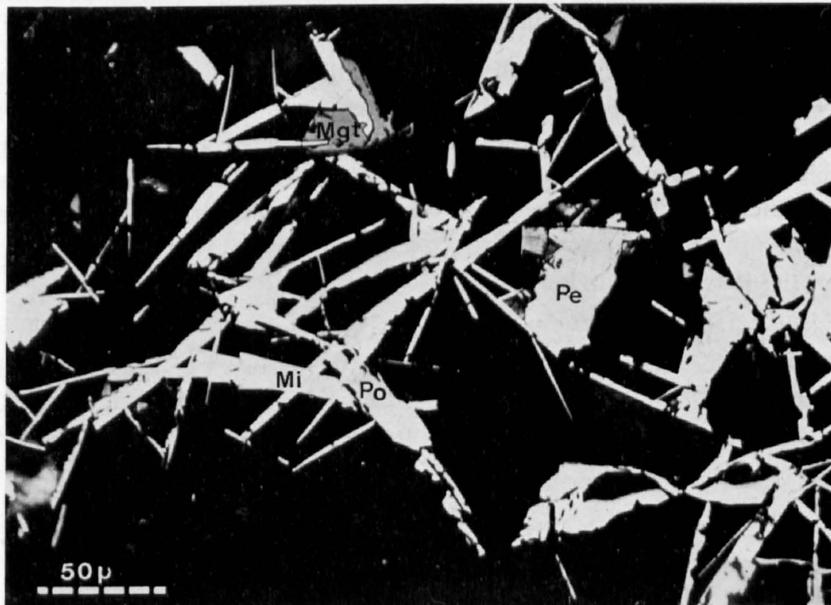


Fig. 62. Millerit in typisch nadeliger Ausbildung mit intersertalem Gefüge. Vorkommen Nr. 11 (Muttans). Die röntgenographischen Aufnahmen ergaben Millerit und Pyrrhotin (Po). Neben Millerit (Mi) liegt Magnetit (Mgt) und Pentlandit (Pe) vor. Die Grundmasse (schwarz) besteht aus Lizardit/Chrysotil-Maschenserpentin. Vergrößerung 342 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Millerit wurde vor allem optisch bestimmt. Charakteristisch ist das hohe Reflexionsvermögen, das allerdings nie 54% (RAMDOHR, 1960; UYTENBOGAARDT, 1951; und CAMERON, 1961) erreichte, sondern zwischen 45 und 47% lag, was möglicherweise einerseits auf einen gewissen Meßfehler bei den feinen Nadeln, andererseits auf fortgeschrittene Umwandlungen aus Pyrrhotin und eventuell aus Pentlandit zurückzuführen ist. Typisch ist jedoch die nadelige Ausbildung des Millerits mit teilweiser Spaltbarkeit (10–11). Hinzu kommen als diagnostische Merkmale: Reflexionspleochroismus (O = lederfarben bis gelb, E = hell-cremefarben) und sehr lebhaftere Anisotropieeffekte unter gekreuzten Nicols. Eine gewisse Verwechslungsmöglichkeit besteht noch mit Heazlewoodit (RAMDOHR, 1967 und 1969), der in Farbe und Reflexionsvermögen sehr ähnlich ist. Heazlewoodit kann teilweise von Millerit verdrängt werden.

Heazlewoodit

Im Vorkommen Nr. 22 (Lunghinpaß) konnten innerhalb der serpentinitischen Grundmasse (überwiegend Antigorit) xenomorphe und skelettartige relativ hochreflektierende Mineralien beobachtet werden (Korngrößen $< 0,002$ bis $0,05$ mm). Ihr Reflexionsvermögen liegt um 50%. Die Farbe ist Cremeweiß und in Öl sind schwache, aber deutliche Anisotropieeffekte erkennbar. Häufig sind diese Aggregate nicht einphasig, sondern zeigen mindestens zwei bis drei weitere Mineralien. Einige Partien sind bei gleichem oder etwas geringerem Reflexionsvermögen isotrop, andere weisen ein etwas höheres Reflexionsvermögen auf. Stellenweise nehmen die Anisotropieeffekte stark zu. Die Paragenese dieser Aggregate besteht im wesentlichen aus Magnetit und Chalkopyrit mit Cubanitentmischungen. Nach den optischen Daten könnte es sich um das Nickelerz «Heazlewoodit» (Ni_3S_2) handeln, das teilweise von Millerit verdrängt wird.

Zudem sind wahrscheinlich Spuren von Pentlandit und dem hoch reflektierenden isotropen Awaruit (Ni_3Fe) enthalten. Diese Paragenese ist in Serpentiniten relativ häufig beobachtet worden. DE QUERVAIN beschrieb sie 1945 und 1963 eingehend aus dem Malencoserpentin, ebenso RAMDOHR (1967). PETERS (1963) erwähnte typische Vorkommen aus den Pyroxeniten des Totalp-Serpentins.

Pentlandit

Der kubische Pentlandit $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$ ist sowohl in allen Oberhalbsteiner Serpentiniten als auch in den meisten Erzvorkommen der mittleren und südlichen Gruppe anzutreffen.

1. In den Serpentiniten stellt er wahrscheinlich den eigentlichen Nickelträger dar (nach Tab. 1: 1000 bis 2500 ppm Ni). Am Gesamtmineralbestand liegt Pentlandit dennoch unter 1%. In einigen Fällen wurden Anreicherungen beobachtet. Die Korngrößen variieren zwischen 0,005 und 0,1 mm. Idiomorphe Ausbildungen liegen nur in kleinsten Korngrößenbereichen vor. Es handelt sich um Oktaeder, meist aber um tafelige, z. T. auch stengelige Formen. Flammenförmige Pentlandite wurden dagegen nie beobachtet. Normal sind hingegen körnige Aggregate und abgerundete Körner. In einigen Fällen traten reliktsch erhaltene Entmischungsformen (Fig. 23) auf.
2. Die Serpentinvererzungen enthalten Pentlandit, der prozentual zu den übrigen Sulfiden stark untergeordnet ist. Am erzmineralogischen Inhalt beträgt Pentlandit $\sim 1\%$. Die Paragenese besteht im wesentlichen aus Pentlandit, Bravoit oder Violarit, Pyrrhotin, Linneit und Chalkopyrit. Der körnige Pentlandit ist sowohl in Violarit als auch in Bravoit umgewandelt (Fig. 63). Oft werden die (111) Spaltbarkeiten von Bravoit und Violarit übernommen (Fig. 64). Beide Mineralien wurden röntgenographisch bestätigt.

Aufgrund der Gefüge scheint es, daß der Pentlandit eine erste Ausscheidung in der Sulfidphase einnimmt, gefolgt von Pyrrhotin und dem jüngsten, in Zwickeln xenomorph auftretendem Chalkopyrit. Frische, flammenartige Pentlanditentmischungen wurden weder in der serpentinitischen Grundmasse noch im Pyrrhotin beobachtet.

Optisch konnten die Pentlandite aufgrund ihrer Farbe (Crème bis leicht Lederbraun), einer sehr schwachen Anisotropie und dem Reflexionsvermögen von 45,5 bis 50% bestimmt werden (in CAMERON sogar 52%). Die etwas höheren anomalen Reflexionsvermögen sind nach RAMDOHR (1969) auf Co-Gehalte zurückzuführen. Verwechslungen mit Linneit könnten existieren. Aufgenommene Röntgenpulverdiagramme ergaben keine eindeutigen Resultate. Nach den Reflexen ist Pentlandit vorhanden. Daneben treten oft Linneitminerale auf, deren Diagramme untereinander (Linneit, Violarit und Polydimit) sehr ähnlich sind (BERRY und THOMPSON, 1962).

Über einige Pentlandit-Bravoit-Aggregate wurden Mikrosondenprofile gelegt (Fig. 64 und 67) und die Gehalte an $\text{Fe}_{(\text{total})}$, Co und Ni gemessen.

Die Schwierigkeit besteht wiederum in einer eindeutigen Mineralbestimmung. Die höheren Co-Gehalte lassen beispielsweise Zweifel an der Existenz von reinem Pentlandit aufkommen, wird doch nach Angaben von SCHNEIDERHÖHN (1958) Ni nur durch max. 1% Co ersetzt.

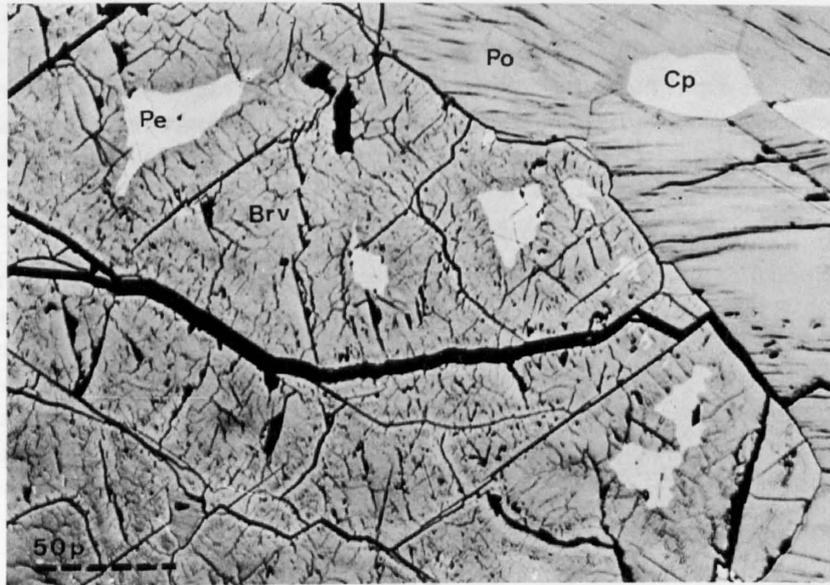


Fig. 63. Pentlandit-Bravoit (evtl. Violarit) (Vorkommen Nr. 10, Cotschens). Bravoit (Brv) mit den charakteristischen oktaedrischen Spaltbarkeiten. Im Zentrum Relikte von Pentlandit (Pe), daneben lamellierter Pyrrhotin (Po) und Chalkopyrit (Cp). Rein optische Kriterien können zu Verwechslungen zwischen Bravoit und Violarit führen. Nur die Röntgenanalyse erlaubt eine eindeutige Bestimmung. Vergrößerung 360 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

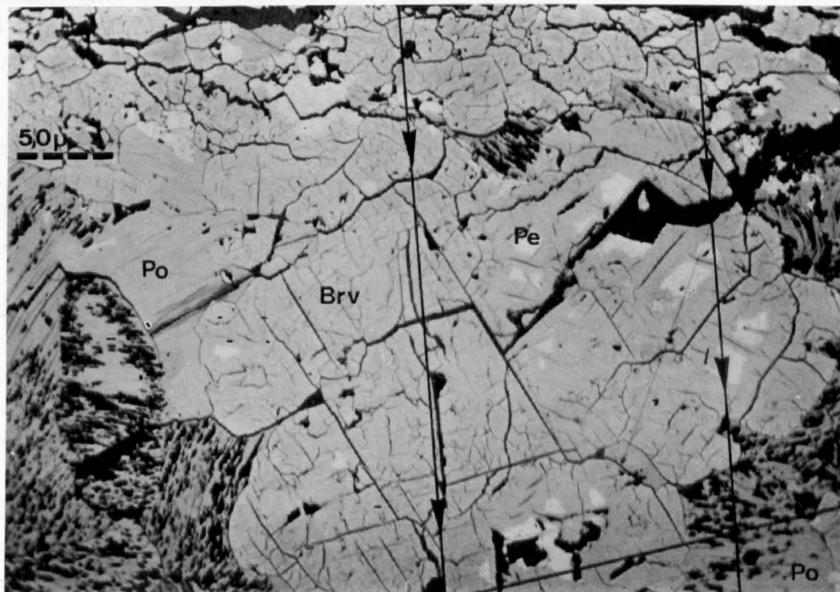


Fig. 64. Bravoit-Pentlandit im Pyrrhotin (lamelliert und stark ausgebrochen) mit eingezeichnetem Mikrosondeprofil. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Vergrößerung 224 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Mikrosonde-Profil (qualitativ) mit ARL-Elektronenmikrosonde, 25 kV. Das genaue Profil verlief zwischen den beiden Pfeillinien. Es zeigt deutlich, daß die Verteilung von Co und Ni sowohl in Bravoit als auch in Pentlandit recht ähnlich ist. In den Pentlanditpartien steigen die Co- und Ni-Gehalte gegenüber Fe an, während ein Anstieg des Eisens im Bravoit einen Verlust von Co und Ni hervorruft. Gegen den unteren Rand (optisch jedoch noch im Bravoit) nehmen die Ni- und Co-Gehalte ab, während Fe konstant bleibt. Noch einmal steigen Co und Ni beim Passieren des letzten Pentlanditreliktes ruckartig an. Es folgt ein darauf scharfer Wechsel, Abfall des Co und Ni fast auf Null und starkes Ansteigen von Fe. Der Elektronenstrahl erreichte den umgebenden Pyrrhotin.

Linneit-Gruppe (Linneit, Violarit und Polydymit)

Die Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen enthalten in fast allen Vorkommen Mineralien der Linneit-Gruppe. In den Ausscheidungsfolgen der mittleren Vererzungsgruppe (Fig. 26, Kapitel I) unterschieden wir zwei verschiedene Linneit-Gruppen: I und II.

In Anlehnung an RAMDOHR (1960 und 1969) möchten wir eine Gruppe von Mineralien zusammenfassen, deren optische Eigenschaften sehr ähnlich sind, die sich aber aufgrund der Farbe, annähernde Isotropie und einem schwankenden Reflexionsvermögen zwischen 42 und 48% von Chalkopyrit, Cubanit und Pyrrhotin gut unterscheiden lassen. Verwechslungen können hingegen mit Pentlandit (RV ~ 52%) und Bravoit (nach UYTENBOGAARDT, 1951, ~ 40%; nach CAMERON, 1961, ~ 45%) auftreten. Mit Hilfe von Pulveraufnahmen und semiquantitativen Bestimmungen auf der Elektronenmikrosonde glauben wir, Verwechslungen teilweise ausgeschaltet zu haben. Die eindeutige chemische Zuordnung der Linneitminerale scheint sehr kompliziert zu sein.

Die allgemeine Formel ist $X^{2+}Y_2^{3+}S_4$, wobei

X = Fe²⁺, Ni, Co und Cu;

Y = Co und Ni

sein können.

Die kubischen Kristalle zeigen vereinzelt idiomorphe Ausbildung nach {111}. Als Mineralien könnten Linneit (Ni, Co)₃S₄ mit RV ~ 47% und Violarit (Ni, Fe)₃S₄ mit 42% und Polydymit (Ni₃S₄) mit 50% vorliegen.

Als Linneit-Gruppe I bezeichnen wir die Linneite des Vorkommens Nr. 11, die in sperrigen intersertalen Gefügen neben umgewandelten Millerit, Pentlandit und Pyrrhotin vorkommen. Sie unterscheiden sich vor allem vom Pentlandit durch etwas hellere Cremefarben, höheres Reflexionsvermögen (~ 47%) und völlige Isotropie.

Die Linneit-Gruppe II tritt dagegen in den Vererzungen Nr. 6, 8–12, 18, 19 und 22 auf. Sie wird auch aufgrund des Co-Gehaltes (Tab. 1) im Vorkommen Nr. 5 (Gruba) vermutet. Die Linneitminerale zeigen öfters Oktaeder, treten aber auch xenomorph isoliert (Fig. 65) oder in Pyrrhotin und Chalkopyrit eingelagert auf. Häufig werden sie entweder durch Pyrrhotin oder durch Chalkopyrit verdrängt. Als Unterscheidungsmerkmale gegen den ebenfalls auftretenden Pentlandit dienen wiederum höhere Reflexionsvermögen, Farbe

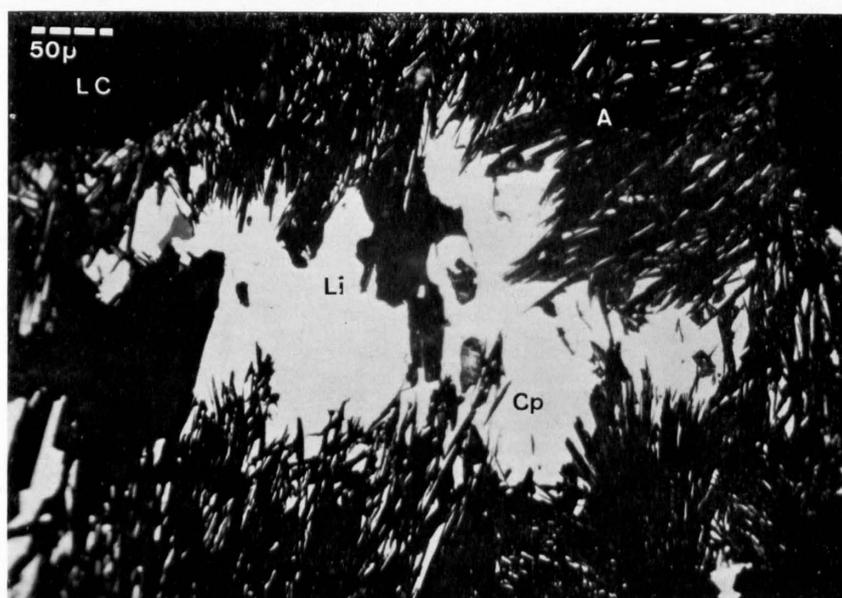


Fig. 65. Linneit (Li) und Chalkopyrit (Cp) im Erzvorkommen Nr. 10, Cotschens. Beide Mineralien kommen nebeneinander vor. Linneit zeigt deutlich höheres Reflexionsvermögen und völlige Isotropie. Randlich Kluft-Antigorit (A); Nebengestein: verruschetter Lizardit/Chrysotil-Maschenserpentinit (LC). Vergrößerung 215×, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

und völlige Isotropie. Zudem treten die Pentlandite meistens nur reliktsch im Bravoit auf. RAMDOHR (1960 und 1969) wies auf die optische Verwechslungsmöglichkeit von Bravoit mit Violarit hin, der ebenfalls aus Pentlandit entstehen kann. In Pulveraufnahmen konnten wir Bravoit neben einem Linneitmineral nachweisen. Violarit scheint in den Vererzungen recht häufig vertreten zu sein. Aggregate, die wir aufgrund der oktaedrischen Spaltbarkeiten und höher reflektierender Relikte zunächst als Bravoite ansprachen, stellten sich nach Messung des Reflexionsvermögens ($\sim 40\%$) und anschließender Pulveraufnahme eindeutig als Violarit heraus. Aus diesem Grunde ordneten wir das Mineral in Figur 24 (Erzmineralogischer Inhalt) sowie in den Ausscheidungsfolgen der Figuren 26 und 27 dem Bravoit zu.

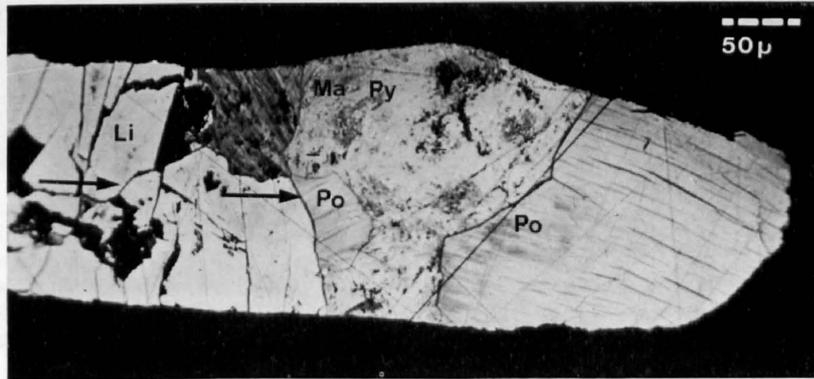


Fig. 66. Linneitmineral (Li), Markasit-Pyrit (Ma-Py) und Pyrrhotin (Po) im Serpentin (Vorkommen Nr. 6, Cuas). Mikrosondenprofil von links nach rechts. Vergrößerung $214\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Die optische Untersuchung des dargestellten Linneitminerals zeigte, daß entweder eine Übergangsphase zwischen Linneit und Violarit oder beide Phasen nebeneinander vorliegen. Die körnigen Linneitaggregate enthalten etwa in gleichen Anteilen Co, Ni und Fe, wobei Co etwas überwiegt. Diese Verteilung bleibt bis gegen den Rand relativ konstant. Auf den feinsten Rissen scheint Goethit vorzuliegen, da beim Passieren Co und Ni abfallen, Fe dagegen ansteigt. Der Wechsel an den Korngrenzen zum Markasit-Pyrit-Aggregat und Pyrrhotin ist wiederum scharf. Co und Ni gehen fast auf Null zurück, Fe steigt ruckartig an.

Bravoit

Wie wir zeigen konnten, stellt Bravoit $(\text{Ni, Co, Fe})\text{S}_2$ ein Umwandlungsprodukt des Pentlandits dar. In den Erzvorkommen Nr. 10 (Cotschens) erreicht Bravoit (inkl. Violarit) aufgrund der in allen Anschliffen gemittelten Ergebnissen sogar 13% des gesamten erzmineralogischen Inhaltes. Pentlandit liegt nur noch in einzelnen Bravoitzentren reliktsch vor.

Nach RAMDOHR (1960 und 1969) kann Bravoit Mischkristalle der Reihe FeS_2 (Pyrit) – NiS_2 (Vaesit) – CoS_2 (Cattierit) darstellen. Die semiquantitativen Mikrosondenprofile bestätigen dies. Die allgemeine Formel ist chemisch $(\text{Fe, Ni, Co})\text{S}_2$. In einem Fall (Fig. 67) ergab das Mikrosondenprofil über Bravoit nur Gehalte von Fe und Co. Nickel war dagegen nur in Spuren vorhanden. VAUGHAN (1969) konnte in zonierten Bravoiten Co-Gehalte von max. 14,1%, Ni-Gehalte zwischen 11 und 25% sowie Fe-Gehalte zwischen 13 und 30% feststellen. Offenbar liegen in den Bravoiten ähnlich den Pyrrhotinen nicht stöchiometrische Verhältnisse zwischen Metall und Schwefel vor $(\text{Fe, Ni, Co})_{1\pm x}\text{S}_2$. Alle Bravoite wurden röntgenographisch bestätigt.

Die Farbe der untersuchten Bravoite wechselt zwischen Dunkelcreme mit Stich nach Rosa bis Braun. Sie ist den Farbtönen der Pyrrhotine eher ähnlich. Das Reflexionsvermögen der Oberhalbsteiner Bravoite schwankt zwischen 38 und 44% (nach CAMERON $\sim 45,5\%$ und VAUGHAN, 1969, sogar 33,7–52,2%). Wahrscheinlich wird dies durch verschiedene Co-Gehalte bedingt. An zonierten Bravoiten versuchte VAUGHAN diese Abhängigkeit nachzuweisen. Bei hohen Ni- und Co- und bei niedrigen Fe-Gehalten scheint das Reflexionsvermögen abzunehmen, dagegen bei hohen Fe-Gehalten («sog. Nickel-Pyrit») anzusteigen. Ebenso steigt das Reflexionsvermögen mit abnehmendem totalen Metallgehalt. Bravoite sind meist isotrop, es sei denn, sie besitzen reliktsche Pentlanditzentren mit sehr schwacher Anisotropie. Entlang der oktaedrischen Spaltbarkeiten wird stellenweise ein höheres Reflexionsvermögen (Fig. 63) und schwache Anisotropie bemerkt. Dies ist auf eine Markasitbildung zurückzuführen.

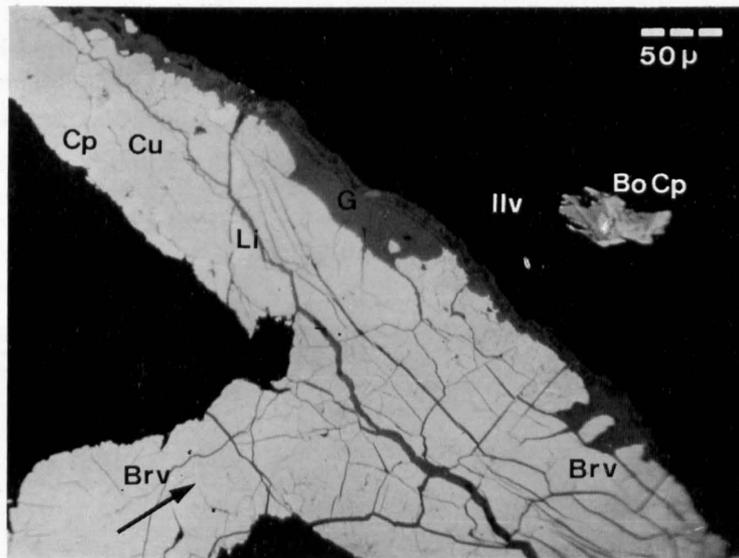


Fig. 67. Bravoit-Adern (Vorkommen Nr. 10, Cotschens). Überwiegend Bravoit (Brv) mit einseitigem Goethitrand (G). In der serpentinitischen Grundmasse (schwarz) liegen Ilvait (Ilv) und ein Chalkopyrit-Bornit-Aggregat (BoCp). Ein Mikrosondenprofil über die Bravoite ergab nur Fe- und Co-Gehalte, dagegen kein Ni. Untergeordnet sind Linneit (Li), Cubanit (Cu) und Chalkopyrit (Cp) enthalten. Vergrößerung 230 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Pyrrhotin

Pyrrhotin (hex. + mkl. Fe_{1-x}S) stellt das überwiegende Sulfid der Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen dar. Es wurde in fast allen Vorkommen der mittleren und südlichen Gruppe angetroffen. Die Pyrrhotinanteile am Gesamterzinhalt wechseln sehr stark (Fig. 24, Kapitel I). Im Vorkommen Nr. 10 (Cotschens) erreicht Pyrrhotin annähernd 40%.

In frisch anpolierten Handstücken ist Pyrrhotin stark metallisch glänzend, seine Farbe gelbbraun mit schwachem Stich ins Rötliche. An der Luft dunkeln die anpolierten Flächen nach einigen Wochen nach und erhalten einen tombakbraunen Anflug. Die Korngrößen schwanken sehr stark von 0,01 bis 0,2 mm \varnothing . Im Durchschnitt liegen sie zwischen 0,05 und 0,1 mm.

Die Paragenese des Pyrrhotins ist bereits erwähnt worden. Häufig liegen in ihm körnige Aggregate von Bravoit und Violarit mit reliktsch erhaltenen Pentlanditzentren, z. T. aber nur noch reiner Bravoit, Violarit und Linneit vor. Daneben kann untergeordnet isotroper Chalkopyrit auftreten. Häufig sind die Zwickel an den Pyrrhotinen durch xenomorphe, wahrscheinlich jünger ausgeschiedene Chalkopyrite (mit Cubanit-entmischungen) ausgefüllt (Fig. 68). Sehr vereinzelt und in sehr kleinen Aggregaten wird Pyrrhotin von Valerit verdrängt. Körniger, unlamellierter Pyrrhotin ist relativ selten. Die lamellierten Pyrrhotine sind voll von Verbiegungen und Kleinfältelungen (Fig. 69). Im polarisierten Licht erkennt man, daß diese Deformationen die völlig unregelmäßig orientierten Pyrrhotinkörner durchsetzen und demnach jünger sein müssen. Oft wird dadurch eine Pseudospaltbarkeit entwickelt, in der bereits Umwandlungsprodukte von Markasit und Goethit entstanden sind. Diese stark zu Ausbrüchen neigenden Bildungen erschweren eine gute Anschliffherstellung. Neben den Markasit-Goethit-Bildungen [|| (0001) und || der Pseudospaltbarkeit] können Übergänge in ein Gemenge aus Pyrit-Markasit-Goethit, mit sogenannten «Birds-eye-Strukturen» (Fig. 72/73) und Girlandformen entstehen.

Charakteristisch sind die hellgelbbraune Farbe mit Stich ins Rötliche, ein in Öl deutlich erkennbarer Reflexionspleochroismus (O = rötlichbraun, z. T. lederfarben, und E = gelblichbraun, heller) und auffallende Anisotropieeffekte (45°-Stellung: in Luft gelbgrau, leicht grünlich; in Öl graubraun, leicht bläulich). Das Reflexionsvermögen liegt im Durchschnitt zwischen 38 und 40%. Die teilweise in Markasit-Goethit umgewandelten, stark lamellierten Pyrrhotine weisen stellenweise nur 35% auf.

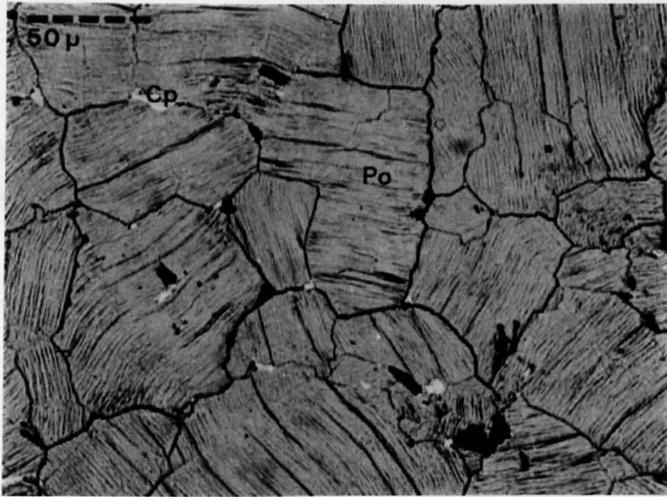


Fig. 68. Körniger, schwach lamellierter Pyrrhotin, Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). An den Lamellen beginnt schon eine Markasitbildung. Im Röntgendiagramm treten deutlich alle Markasitreflexe auf, wenn auch in sehr diffuser Form (siehe Fig. 71). In den Pyrrhotinen oder an den Korngrenzen liegen feine Chalkopyrite (Cp). Vergrößerung 300×, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

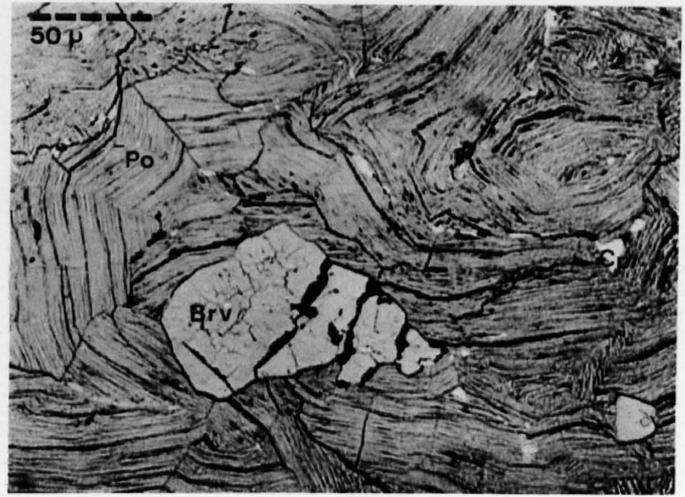


Fig. 69. Pyrrhotin (Vorkommen Nr. 10, Cotschens). Im selben Anschliff (Fig. 68) tritt eine intensivere Kleinfältelung auf. Die verbogenen Lamellen mit der Pseudospaltbarkeit \parallel (0001) sind nie zerbrochen; Brv = Bravoit. Vergrößerung 300×, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Kristallstruktur und Chemismus

Seit ÅLSEN (1925) eine Ni-As-Struktur (Niccolit oder Rotnickelkies) und eine Zusammensetzung nahe FeS vorschlug, wurde über Pyrrhotin sehr viel veröffentlicht.

HÄEGG und SUCKSDORF (1933) glaubten an einen Strukturdefekt bei den nicht stöchiometrischen Pyrrhotinen und beschrieben eine hexagonale Überzelle für eine reine chemische Zusammensetzung. BYSTRÖM zeigte 1945, daß monokline Pyrrhotine einen Eisenunterschub nach der Formel Fe_{1-x}S besitzen. GRÖNVOLD und HARALDSEN (1952) bestimmten einfache hexagonale Strukturen und bestätigten an künstlichem Material die Monoklinität der eisenärmeren Zusammensetzung. ARNOLD und REICHEN (1962) zeigten, daß in synthetischen Pyrrhotinen max. 2,57 Gewichtsprozent Ni, Co und Cu für Fe substituiert werden kann, während sie in natürlichen Pyrrhotinen max. 0,6% fanden. Aufgrund einer aus Reflex d (102) gemittelten Kurve sollen die Metallgehalte (in Atom-%) für hexagonale Pyrrhotine ablesbar sein. 1963 wiesen GROVES und FORD darauf hin, daß in einer Probe nebeneinander hexagonaler und wahrscheinlich langsamer abgekühlter monokliner Pyrrhotin vorliegen kann. 1964 bestätigten CARPENTER und DESBOROUGH in natürlichen Pyrrhotinen monokline und hexagonale Typen (basiert auf der Ni-As-Struktur, aber mit Überstrukturen). Sie unterschieden natürlichen hexagonalen Troilit (reines FeS, gekennzeichnet durch die Lage des Reflexes d (11-24) bei 2,0918 Å im Azetecmeteorit und synthetisch reinem FeS bei 2,0952 Å) von natürlich hexagonalen Pyrrhotinen [d (2.0.-2.10) bei 2,065 bis 2,072 Å] und monoklinen Pyrrhotinen [d (408/-408) bei 2,065 bis 2,060 Å]. Gitterkonstanten (Tab. 13).

Hexagonal
(Troilit)

$$a = \sqrt{3} A = B = 5,9 \text{ \AA}$$

$$c = 2C = 11,7 \text{ \AA}$$

Hexagonal
(Pyrrhotine mit Überstruktur)

$$a_1 = a_2 = 2A = 6,88 \text{ \AA}$$

$$c = 5C = 28,7 \text{ \AA}$$

Monoklin
(Pyrrhotine mit Überstruktur)

$$a = 2A \sqrt{3} = 2B = 11,9 \text{ \AA}$$

$$b = 2A = 6,7 \text{ \AA}$$

$$c = 4C = 22,8 \text{ \AA}$$

$$\beta = 90,40^\circ$$

1,923	30	121	1,901	vw	22-40 (K β)	vwv	vw	vw	vw	1,892	vw	040, 620 (K β)
1,748	10	123	1,720	ms	22-40	1,727 } br	1,726 } br	1,719 } v.br.	1,718 } s	1,766	w*	428, -428
1,719	50	300	1,609	w	2.0.-2.15	1,722 } m	1,722 } br	1,710 } evtl. Aufsp.	1,718			
1,634	30	116	1,492	w	40-40	? = Si-Linie	? = Si	? = Si	1,633	w*	242, -242	
1,595	5	107	1,445	w	40-45	1,613 } w	1,612	1,612	1,502	vw		
1,501	5	125				1,445 } w	1,503 } vvw br	1,503 } vvw br	1,488	vw	800, 440	
1,469	30	008	1,434	m	0.0.0.20	vwv } w	1,436 } vw	vwv } v.br.	1,439	w*	804, -804	
1,445	20	222				1,469 } vw	1,433 } br	vw } v.br.				
1,422	5	131	1,320	m	4.0.-4.10	1,445 } w	1,326 } br	vw } v.br.	1,425	w	0.0.16	
1,331	40	224				1,324 } s v.br	1,323 } br	m } v.br.	1,323	mw*	808, 448	
1,319	10	118				1,324 } s v.br	1,323 } br	1,323 } v.br.	1,315	mw*	-448, -808	

$a_0 = 5,958 \text{ \AA}$
 $c_0 = 11,74 \text{ \AA}$

$FeK\alpha = 1,9373 \text{ \AA}$
 + Mn = Filter
 Del Norte Co., Calif.

$a_0 = 6,881 \text{ \AA}$
 $c_0 = 28,68 \text{ \AA}$

$FeK\alpha$
 Ore Knob, North Carolina

Aufnahmen mit Jagodzinski-Kamera, Fe K α , $\lambda = 1,93597 \text{ \AA}$
 d-Werte unter Berücksichtigung der Filmschrumpfung berechnet.

Intensitäten geschätzt:

vs = very strong, s = strong, w = weak, vw = very weak
 br = breit; evtl. Aufsp. = fragliche Aufspaltung der Reflexe.

$a_0 = 11,903 \text{ \AA}$
 $b_0 = 6,872 \text{ \AA}$
 $c_0 = 22,78 \text{ \AA}$
 $\beta = 90,4^\circ$

Fek α ; * = breit
 Yukon Gold District, Alaska

Folgendes Diagramm über die zugehörigen chemischen Zusammensetzungen wurde von CARPENTER und DESBOROUGH (1964) gegeben.

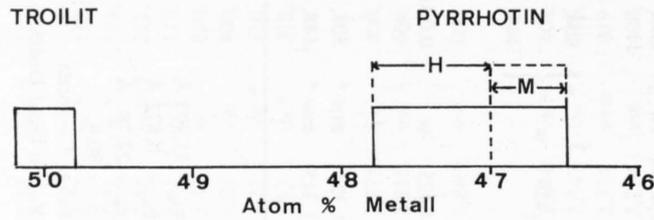
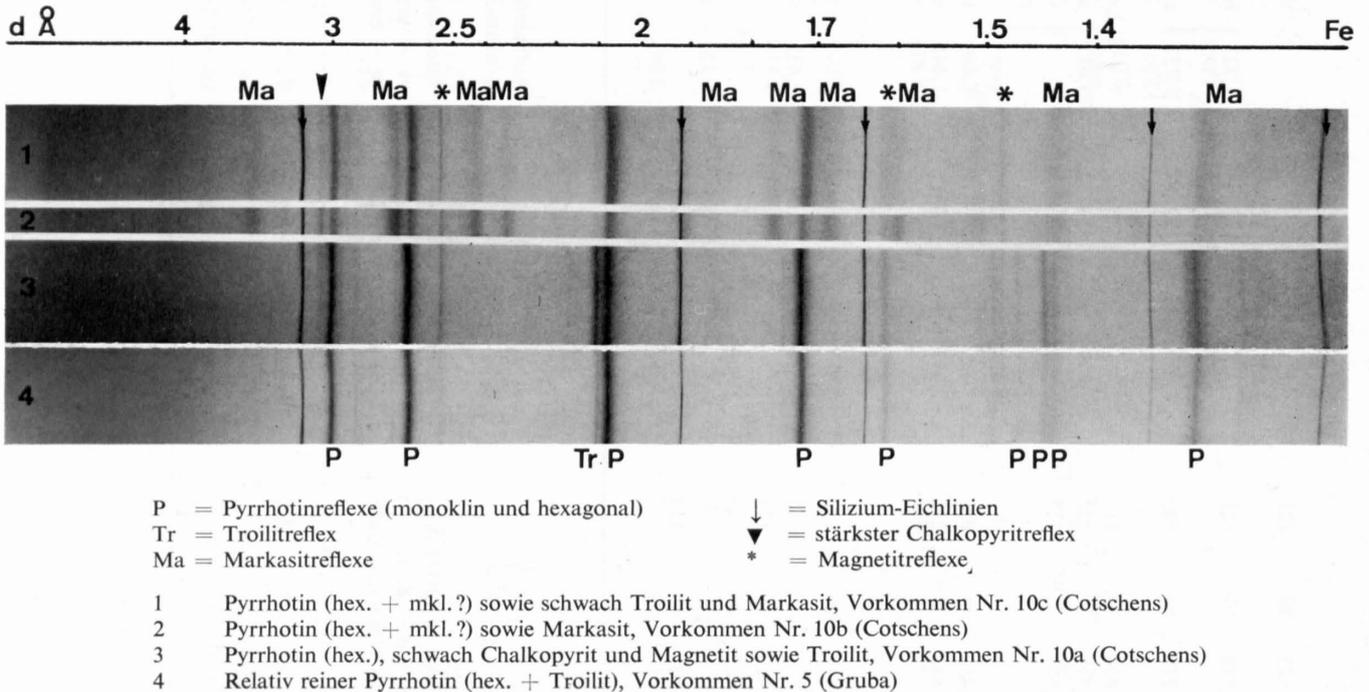


Fig. 70. Chemische Zusammensetzung von Troilit (FeS) und Pyrrhotin (Fe_{1-x}S). Die unterbrochene Linie konnte von CARPENTER und DESBOROUGH nicht bestätigt werden.

Nach ARNOLD (1966) und GRAHAM (1969) können aufgrund der Intensitäten von (102) hex. und (202/20-2) mkl. in einem natürlichen Gemisch prozentuale Anteile von hexagonalem und monoklinem Pyrrhotin ermittelt werden. Außerdem wird von ARNOLD (1966) ein Ätzverfahren mit gesättigter Chromsäure erwähnt, das im Anschliff zur Unterscheidung monokliner und hexagonaler Pyrrhotinlamellen dient. Wir versuchten diese Methode bei unseren Proben anzuwenden, kamen aber zu keinem befriedigenden Resultat, da die Ätzung parallel der Pseudospaltbarkeit sofort und jeweils zu stark einsetzte. Auch die Scanningaufnahmen mit dem Diffraktometer konnten nach den oben erwähnten Methoden nicht gut ausgewertet werden, da meist hexagonaler Pyrrhotin sowie die Aufspaltung von 202/20-2 in den Gemischen monokliner und hexagonaler Pyrrhotine zu klein war. Nach der Methode von GRAHAM (1969) konnte lediglich für einige Pyrrhotine des Vorkommens Nr. 10 (Cotschens) eine grobe Abschätzung vorgenommen werden. 60-70% entfielen auf monokline und 30-40% auf hexagonale Pyrrhotine. FLEET (1968) synthetisierte Pyrrhotine bei 700 °C und niedrigem Druck, deren Zusammensetzung zwischen 47,7 und 50,0% Fe betrug. Pyrrhotine mit mehr als 48,8% Fe besitzen eine hexagonale Überstruktur ($A\sqrt{3}$ und 2C), während die schwefelreichen Glieder eine hexagonale Überstruktur von 2A und 4C aufweisen. CORLETT konnte ebenfalls 1968 die auf der NiAs-Struktur beruhenden Überstrukturen natürlich vorkommender eisenarmer Pyrrhotine bestätigen.

Fig. 71.

Röntgenographische Daten der Oberhalbsteiner Pyrrhotine
(aufgenommen mit der Jagodzinski-Kamera, 114,6 mm \varnothing , und $\text{FeK}_{\alpha 1}$ -Strahlung)



Unsere Untersuchungen beruhen auf der röntgenographischen Bestimmung von Kristallpulvern nach dem Guinier-Verfahren mit der Jagodzinski-Kamera. Aus den ermittelten Daten (Tab. 13) können folgende Aussagen abgeleitet werden:

1. Hauptanteil stellt wahrscheinlich hexagonaler Pyrrhotin dar mit $d(2.0.-2.10)$ bei 2,069 bis 2,071 Å. Dies würde nach ARNOLD und REICHEN (1962), TOULMIN und BARTON (1964) sowie FLEET (1968) einem Gehalt von 47,5 Atom% Eisen entsprechen.
2. Nach den Diffraktometer-Intensitätsmessungen ist aber in einigen Proben ebenfalls monokliner Pyrrhotin (max. 30%) enthalten, was in den Pulverdiagrammen Nr. 10b und 10c bestätigt werden konnte ($d \approx 2,055$ bis 2,065 Å). In der monoklinen Phase wird nach den Ergebnissen nach ARNOLD (1966) und FLEET (1968) $Fe < 47\%$ sein.
3. Möglicherweise ist noch in allen Proben mehr oder weniger reiner Troilit (FeS) enthalten, belegt durch den Reflex $d(11-24)$ bei 2,093 Å (nach CARPENTER und DESBOROUGH sowie FLEET).

Markasit

Die Pyrrhotine der Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen sind mehr oder weniger in Markasit umgewandelt. Aufgrund optischer und röntgenographischer Abschätzungen liegen die Verhältnisse von Pyrrhotin/Markasit (+ Pyrit):

in der *nördlichen Vererzungsgruppe*

(~ 3 bis 5) : 1 und

in der *südlichen Vererzungsgruppe*

1 : (1 bis 2) vor.

In den letzteren Vorkommen ist der Pyrrhotin in einigen Proben röntgenographisch vollkommen in Markasit umgewandelt. Optisch sind jedoch die ehemaligen Pyrrhotine mit ihren Spaltbarkeiten noch gut zu erkennen. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß sich unsere Untersuchungen vorwiegend auf oberflächen-

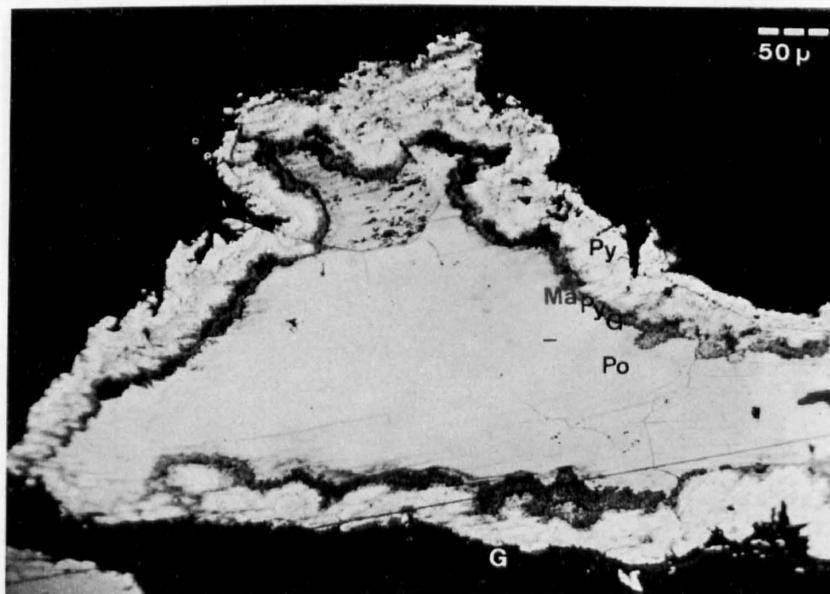


Fig. 72. Pyrrhotin mit Markasit-Pyrit-Rand, Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Zentrum: relativ reiner, schwach lamellierter Pyrrhotin Po. Dunkler Rand: Gegen den Rand hin nimmt die Markasitbildung stark zu, was unter x-Nicols aufgrund der hohen Anisotropieeffekte des Markasits deutlich sichtbar wird. Der Rand selbst scheint aus einem Gemisch von Markasit-Pyrit-Goethit zu bestehen. Die äußere weiße Zone besteht aus Pyrit Py mit Birds-eye-Strukturen. Vergrößerung 198 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

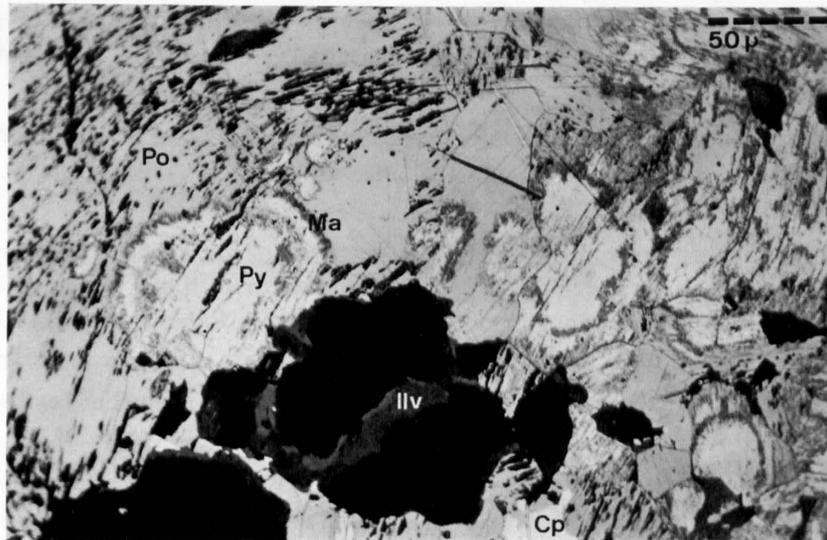


Fig. 73. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Typische Pyrit-Markasit-Gemische mit Birds-eye-Strukturen in lamellierten Pyrrhotinen. Dunkle Ränder der Pyritgemische sowie Ränder der Pyrrhotinlamellen bestehen aus Goethit; daher die vielen kleinen Ausbrüche. Dunkelgrau mit starkem Reflexionspleochroismus ist Ilvait; Cp = Chalkopyrit. Vergrößerung 306 \times , in Öl, ohne Nicols.

nahe Proben beschränken. Völlig frisches Material lag uns nie vor. Zwei verschiedene Arten der Markasitbildung können beobachtet werden:

1. Feinkörnige unorientierte Aggregate parallel der Pseudospaltbarkeit von Pyrrhotin. Optisch ist dies an den stärkeren Anisotropieeffekten zu erkennen. Das Reflexionsvermögen ist dagegen kaum höher und die Farbe des Pyrrhotins (auch in Öl) kaum verändert. Ein schwacher Reflexionspleochroismus liegt vor. Eindeutig wurden die Markasitaggregate in Pulveraufnahmen nachgewiesen (Fig. 71). Die Markasitreflexe in den Proben 10a und 10b sind sehr diffus und breit. Dies ist wahrscheinlich auf kleinste Kristallgrößen der unorientierten Aggregate zurückzuführen, nicht aber auf verschiedene Chemismen mit abweichenden d-Werten.

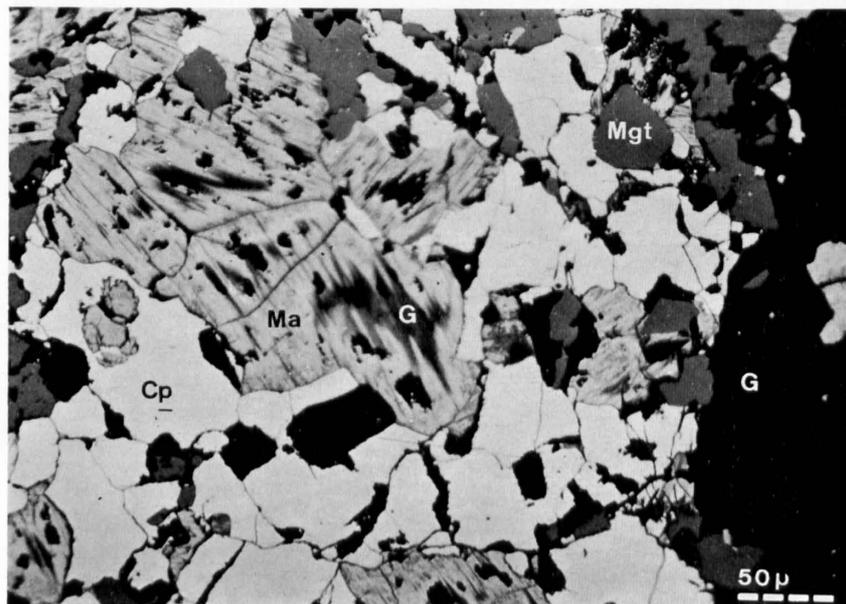


Fig. 74. Fast vollständige Markasitbildung an lamellierten Pyrrhotinen, Vorkommen Nr. 19, Alp Tgavretga. Die Pyrrhotine (grau) zeigen zwar noch ein normales Reflexionsvermögen (38–40%, in Luft), röntgenographisch ergaben sie jedoch nur noch Markasitreflexe. Weitere Mineralien: Chalkopyrit (Cp), Magnetit (Mgt) und Goethit (G). Vergrößerung 270 \times , in Öl, ohne Nicols.

2. Markasit-Pyrit-(± Goethit)Aggregate unter Ausbildung der typischen «Birds-eye»-Strukturen. Diese Aggregate weisen randlich oft einen markasiteigenen Reflexionspleochroismus [|| (0001) bräunlich, ⊥ dazu grauoliv] auf. Die zentralen Partien scheinen eher aus Pyrit zu bestehen. Sie sind annähernd isotrop und besitzen schon ein sehr hohes Reflexionsvermögen von 52 bis 54%. Die Birds-eye-Bildung kann randlich von Pyrrhotinaggregaten beginnen (Fig. 72), aber auch von den Spaltbarkeiten, Korngrößen (Fig. 73) und Rissen (Fig. 74) ausgehen.

Pyrit

Pyrit (FeS_2) tritt in größeren Mengen in den nördlichen und südlichen Vererzungsgruppen des Oberhalbsteins auf. In der mittleren Gruppe findet er sich eher untergeordnet, oft nur in Spuren vorhanden (siehe Fig. 24, Kapitel I).

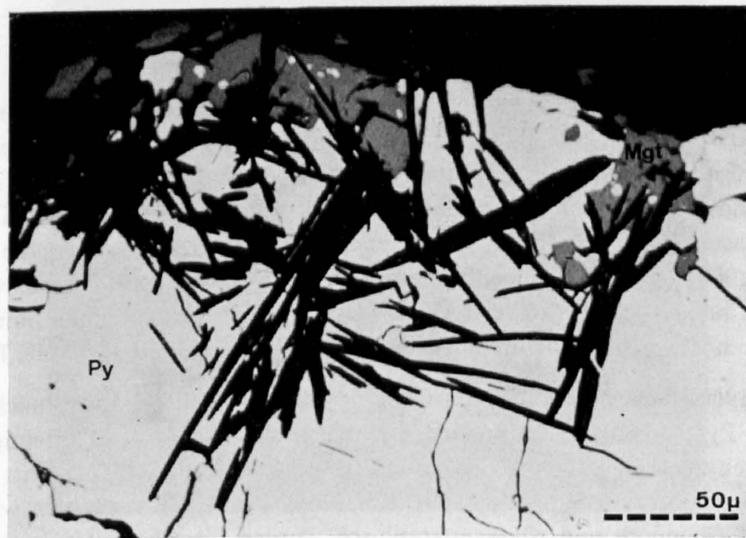


Fig. 75. Pyrit (Py) als große, z. T. idiomorphe Körner ausgebildet, Vorkommen Nr. 16, Crap Fess. Daneben Magnetit (Mgt). Pyrit und Magnetit werden von Aktinolithbüscheln durchsetzt. Die Grundmasse (schwarz) besteht aus Antigorit-Serpentinit. Vergrößerung 360 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

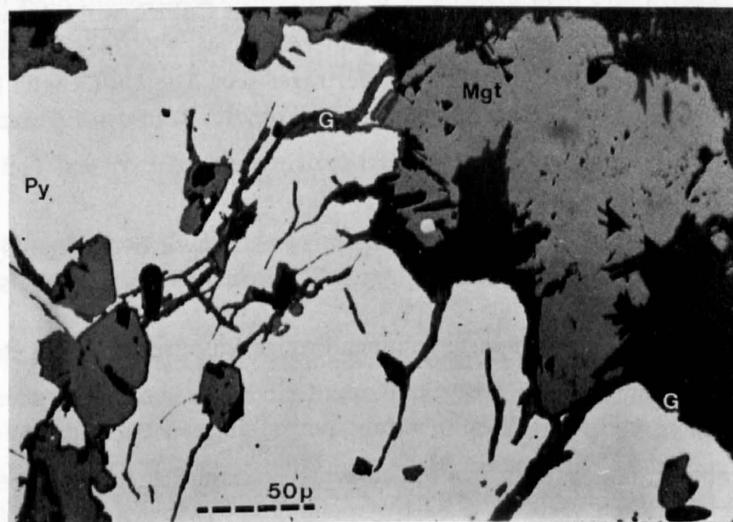


Fig. 76. Pyrit (Py) mit Goethitsaum (G, grau) und Magnetit (Mgt) in Antigorit-Serpentinit. Vorkommen Nr. 18 (Curt Eta). Vergrößerung 306 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Die Pyrite der nördlichen Vererzungsgruppe bilden meist körnige Aggregate. Idiomorphe Formen wurden nur in gabbroiden Gesteinen und Diabasen beobachtet. In der mittleren und südlichen Gruppe (Nr. 18 und 21) liegt Pyrit in den beschriebenen Markasit-Pyrit-Aggregaten als Umwandlungsprodukt aus Pyrrhotin vor. Vereinzelt finden sich in der serpentinitischen Grundmasse kleinste idiomorphe Pyritwürfel ($< 0,01$ mm). Hingegen nimmt der Pyrit in der südlichen Vererzungsgruppe an Häufigkeit zu. Hauptgemengteil wird er mit max. 70% im Erzvorkommen Nr. 16 (Crap Fess). Dort bildet er wiederum körnige Aggregate neben Magnetit (Fig. 75). Würfel und Pentagondodekaeder können beobachtet werden. Sehr oft ist der Pyrit in oberflächennahen Proben von einem dünnen Goethitsaum (Fig. 76) umgeben. In den nördlichen Vorkommen wird der körnige Pyrit durch Chalkopyrit (meist als xenomorphe Zwickelfüllungen) und Magnetit verdrängt. In den südlichen Vorkommen wird Pyrit dagegen nur von Magnetit verdrängt.

Optische Abweichungen in der Farbe und im Reflexionsvermögen ($RV \sim 54,5\%$) wurden nicht beobachtet. In einigen Fällen liegt eine sehr schwache Anisotropie vor. Röntgenographisch wurde Pyrit eindeutig bestimmt.

Chalkopyrrhotin

Sicher wurde der kubische Chalkopyrrhotin (? $CuFe_4S_5$) nur in den Vorkommen Nr. 9, 10, 12, 18, 19 und 22 nachgewiesen. Wahrscheinlich kommt er noch in den anderen Vorkommen Nr. 5 bis 11 der mittleren Vererzungsgruppe vor. Meist tritt er in den Pyrrhotinen (Korngrößen ebenfalls 0,05 bis 0,1 mm) auf, mit denen er aufgrund der Farbe und des Reflexionsvermögens sehr leicht verwechselt werden kann. Chalkopyrrhotin besitzt lediglich eine etwas geringere Härte und vollkommene Isotropie. Zudem fehlen die dem Pyrrhotin eigene Pseudospaltbarkeit $\parallel (0001)$. Bravoit ist ebenfalls aufgrund der Farbe, des Reflexionsvermögens und nahezu völliger Isotropie mit Chalkopyrrhotin zu verwechseln. Nur die vom Pentlandit übernommenen oktaedrischen Spaltbarkeiten und die noch vorhandenen reliktschen Pentlandite charakterisieren die Bravoite.

Nach RAMDOHR (1960 und 1969) sollten im Chalkopyrrhotin Entmischungen nach Chalkopyrit + Cubanit, Chalkopyrit + Pyrrhotin und Chalkopyrit + Vallerit anzutreffen sein. In einigen unsicheren Fällen konnten Entmischungen nach Chalkopyrit + Cubanit festgestellt werden. Häufig tritt in Pyrrhotinen neben Chalkopyrrhotin an den Korngrößen xenomorpher Chalkopyrit auf. Dies möchten wir nicht unbedingt als Entmischung ansehen. Chemisch und röntgenographisch wurden die Chalkopyrrhotine nicht näher untersucht.

Chalkopyrit

Neben Magnetit und Pyrrhotin ist der tetragonale Chalkopyrit $CuFeS_2$ wohl das weitverbreitetste Sulfid der Serpentinvererzungen. Seine Gehalte übersteigen allerdings nie 25% des erzmineralogischen Inhalts (Fig. 24). Chalkopyrit dürfte auch der wichtigste Kupferträger sein. Die Cu-Gehalte (Tab. 1) variieren von 0,1 bis 7,3%. Die relative Altersfolge der verschiedenen Chalkopyrite ist in den Figuren 25 bis 27 aufgeführt:

1. In der nördlichen Vererzungsgruppe tritt Chalkopyrit nur neben Pyrit auf und scheint ihn als xenomorphe Zwickelfüllung verdrängt zu haben.
2. In den mittleren Vererzungsgruppen unterscheiden wir Chalkopyrit I von Chalkopyrit II. Chalkopyrit I existiert einerseits als xenomorphe Zwickelfüllung im Pyrrhotin (Fig. 68), andererseits als Entmischungsprodukt mit Cubanit (Fig. 77).
Als Chalkopyrit II bezeichnen wir feinste flammenförmige Entmischungen im Bornit (Fig. 78).
3. In der südlichen Vererzungsgruppe tritt Chalkopyrit einerseits in xenomorphen Formen neben Pyrrhotin und Pyrit, andererseits mit Cubanitentmischungen auf.

Chalkopyrit wurde optisch und in mehreren Fällen röntgenographisch eindeutig bestimmt. Die Farbe ist lichtgelb. Das Reflexionsvermögen variiert (je nach Anschliffgüte) zwischen 42 und 44%. Typisch sind die schwachen Anisotropieeffekte in Öl bei gekreuzten Nicols. Sie lassen eine gute Abgrenzung zu den höher anisotropen Cubanitlamellen zu.

Cubanit

In der mittleren und südlichen Vererzungsgruppe konnte neben Chalkopyrit Cubanit (CuFe_2S_3) bestimmt werden. Nur in der Vererzung Nr. 10 (Cotschens) betragen die Cubanitgehalte $\sim 2\%$. In allen Fällen liegt Cubanit als Tafeln oder Lamellen im Chalkopyrit. Nach RAMDOHR (1960, 1969) sind diese Tafeln $\parallel (111)$ des Chalkopyrits orientiert. Da Cubanit jedoch orthorhombisch kristallisiert, sollten es eigentlich Drillinge nach (110) sein. Wir haben diese Annahme nicht näher überprüft. Öfters treten auch feinlamellare Bildungen auf, die möglicherweise nach (001) verwachsen sind. RAMDOHR folgert beispielsweise daraus, daß Cubanit bei Entmischungstemperaturen hexagonal kristallisiert und erst bei sinkenden Temperaturen in rhombisch pseudo-hexagonale Formen umgewandelt wird.

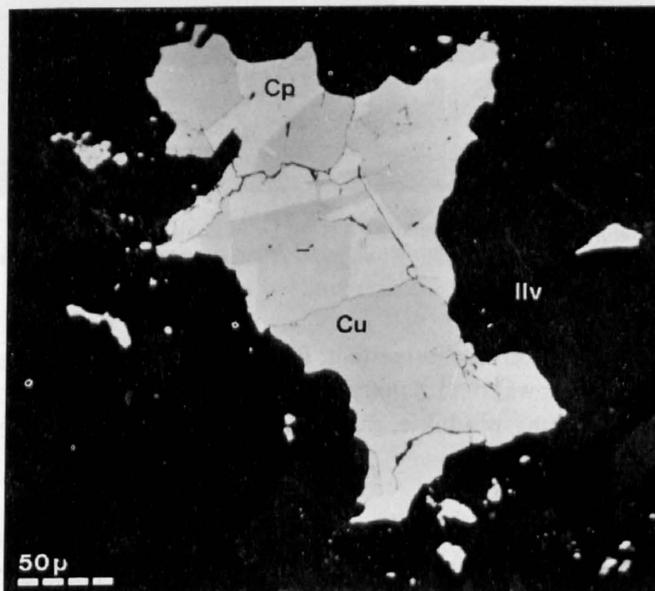


Fig. 77. Cubanit in Tafeln (hellgrau, Cu) aus Chalkopyrit (weiß, Cp) entmischt. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Die Sulfide scheinen den umgebenden Ilvaite (Ilv) verdrängt zu haben. Vergrößerung $252\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

Cubanit erscheint gegenüber Chalkopyrit etwas dunkler mit einem leichten Stich ins Bräunliche. Er zeigt in Öl einen schwachen Reflexionspleochroismus ($a = b =$ cremefarben; $c =$ broncefarben, z. T. bräunlich). Das Reflexionsvermögen schwankt zwischen 40 und 41%. Charakteristisch sind in Öl Anisotropieeffekte bei gekreuzten Nicols. Sie zeigen bei 45° -Stellung bräunliche und bläulichgraue Farben.

Bornit

Sehr charakteristisch ist Bornit (Cu_5FeS_4), der vor allem in der mittleren Gruppe der Oberhalbsteiner Vererzungen auftritt. Allerdings liegt er im Gehalt immer unter 1%.

Meistens erscheint er in isolierten Aggregaten ohne jede kristallographische Begrenzung. Besonders häufig treten $\parallel (100)$ und $\parallel (111)$ orientierte Chalkopyritlamellen oder «Flammen» im Bornit auf. RAMDOHR (1960, 1969) deutete sie mit einer Reihe anderer Autoren teils als spontane Entmischungen, teils als Entmischungen bei beginnender Verwitterung. Seltener sind randliche Umwandlungen in bläulichen Kupferglanz, Covellin oder Idait. Solche Verdrängungen wurden vor allem im Vorkommen Nr. 22 (Lunghinpaß) beobachtet. Untergeordnet liegen myrmekitische Verwachsungen zwischen Bornit und rhombischem Kupferglanz vor.

Bornite bestimmten wir vor allem optisch: Die Farben sind in frischpoliertem Bornit rosabraun, an Luft aber schon nach einigen Tagen nachgedunkelt und nach Wochen violett und blau verfärbt. Fast immer wurde

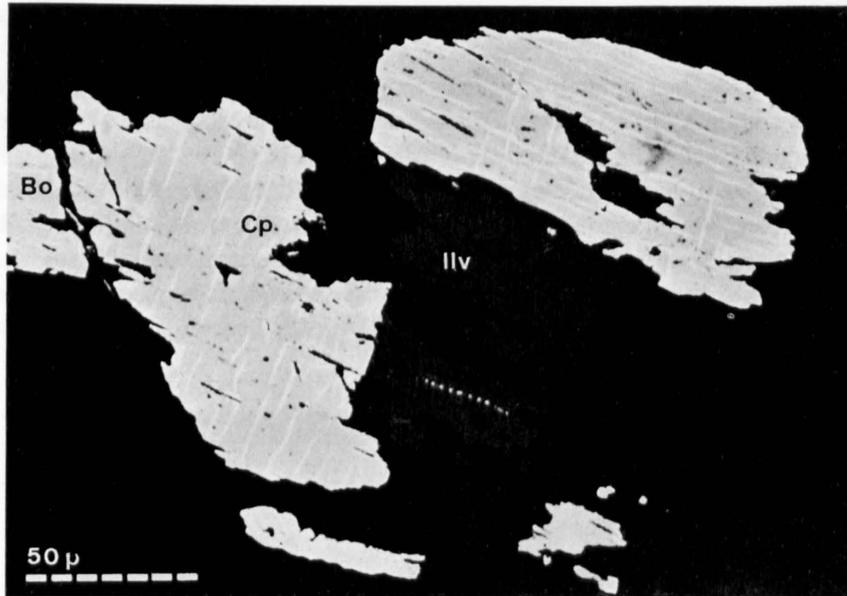


Fig. 78. Bornit (Bo) mit Entmischungslamellen von Chalkopyrit (Cp), Ilv = Ilvait. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Vergrößerung 430 \times , in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

(besonders in Öl) eine schwache Anisotropie festgestellt. Bei sehr ähnlicher Farbe unterscheidet sich randlicher Idait durch eine starke Anisotropie, während Kupferglanz und Covellin andere charakteristische Farben aufweisen. Bornit und seine Umwandlungsprodukte, rhombischer Kupferglanz (Chalkosin) und Covellin wurden röntgenographisch bestätigt.

Idait

Idait (nach RAMDOHR, 1960 und 1969) ein noch «unbekanntes, aus Bornit entstandenes hexagonales Schichtgittermineral» mit der chemischen Formel Cu_5FeS_6 wurde nur in der Vererzung Nr. 10 (Cotschens) randlich an einigen Bornitagregaten beobachtet. Wir untersuchten dieses Mineral nicht näher.

Covellin

Das wohl auffallendste Kupfersulfid CuS (hexagonal) tritt in nahezu allen chalkopyritführenden Vorkommen auf. Zwei Arten von Covellin können wir nach der Paragenese unterscheiden:

1. Covellin, der randlich zusammen mit Chalkosin aus Bornit entstanden ist.
2. Covellin, der zusammen mit Goethit (eventuell mit Chalkosin) aus Chalkopyrit entstanden ist und diesen verdrängt. In einigen, sehr oberflächennahen Proben wurden nur noch Netze und Gitter von Covellin (+ Chalkosin) und Goethit festgestellt. Chalkopyrit ist bis auf einige kleinste Relikte fast völlig verdrängt.

Neben körnigen und gittrigen Aggregaten konnten in stark tektonisierten Partien der Vorkommen Nr. 6, 8, 9 und 10 Bornit, Chalkosin und Covellin in garbenförmigen, strahligen und büscheligen Gefüßen beobachtet werden. Man hat den Eindruck, daß diese Sulfide gewisse Silikate wie Serpentinminerale, Andradit und Diopsid verdrängt haben und nach der Deformation ausgeschieden wurden.

Die Diagnose von Covellin ist optisch eindeutig. Allerdings kann nur aufgrund der graublauen Farbtöne Covellin mit Chalkosin und sogar mit Goethit verwechselt werden. Charakteristisch für den Covellin sind der starke Reflexionspleochroismus mit verschiedenen Blautönen und die extrem starken Anisotropieeffekte mit hellorangen Farben in 45°-Stellung.

Neodigenit (α - oder kubischer Kupferglanz)

Im Einklang mit RAMDOHR (1960 und 1969) verwenden wir den Namen Neodigenit (oder kubisches α - Cu_2S , genau Cu_9S_5) für blauen isotropen Kupferglanz mit einem durchschnittlichen Reflexionsvermögen von 24%. Dieser Kupferglanz zeigt in Öl eine typisch blaue Farbe und unter gekreuzten Nicols vollständige Isotropie.

Die Vorkommen Nr. 5, 8, 9, 10 und 20 enthalten nur in Spuren (d. h. $\ll 1\%$) α - Cu_2S . Meist liegen isolierte körnige, z. T. auch garbenförmige und büschelige Formen vor. An Bornit-Chalkopyrit-Aggregaten kann blauer Neodigenit mit Covellin zusammen auftreten.

Chalkosin (β - oder rhombischer Kupferglanz)

Neben blauem Neodigenit kann auch der leicht bläulichgraue Chalkosin β - Cu_2S mit etwas tieferem Reflexionsvermögen ($\text{RV} \sim 22\%$) vorhanden sein. Deutlich wird dies durch schwache Anisotropieeffekte in Öl unter gekreuzten Nicols. Wie Neodigenit ist auch Chalkosin nur auf Spuren beschränkt. Lokal konnten in einigen Anschliffen Anreicherungen beobachtet werden (z. B. im Vorkommen Nr. 22). Wahrscheinlich besteht ein Teil des oberflächennahen Covellin/Goethit-Gemisches auch aus rhombischem Kupferglanz. Nach unseren Untersuchungen ist der Übergang rhombischer Kupferglanz-Goethit mit sehr ähnlichen Farbtönen und Reflexionsvermögen oft sehr schwierig zu bestimmen. Die für den Goethit charakteristischen Innenreflexe treten nicht immer deutlich auf. Außerdem kann das Reflexionsvermögen 17% übersteigen (nach CAMERON zwischen 16,1 und 18,5%).

Valleriit

Valleriit (hex. CuFeS_2) konnte in feinsten Aggregaten in den Vorkommen Nr. 5, 8, 10 und 12 beobachtet werden. Die Bestimmung erfolgte bisher leider nur optisch, da sich von diesen feinsten Gemengen keine Pulverdiagramme machen ließen. Valleriit tritt meist zusammen mit feinsten Chalkopyritkörnern in den Zwickeln zwischen Pyrrhotinen (Fig. 79) auf und besitzt sowohl in Luft als auch in Öl einen ausgesprochen starken Reflexionspleochroismus: O = licht gelblich-grau, hell, E = dunkelgrau-oliv, viel dunkler. Das Reflexionsvermögen konnte mit dem Leitz-Photometer aufgrund der Feinheit und der verschiedenartig orientierten und wahrscheinlich verzwilligten Aggregate nicht gemessen werden. Die Anisotropieeffekte sind ebenfalls hoch. Unter 45° ist die Farbe hellgrau bis rosa. Valleriit ist schlechter polierbar als Chalkopyrit.

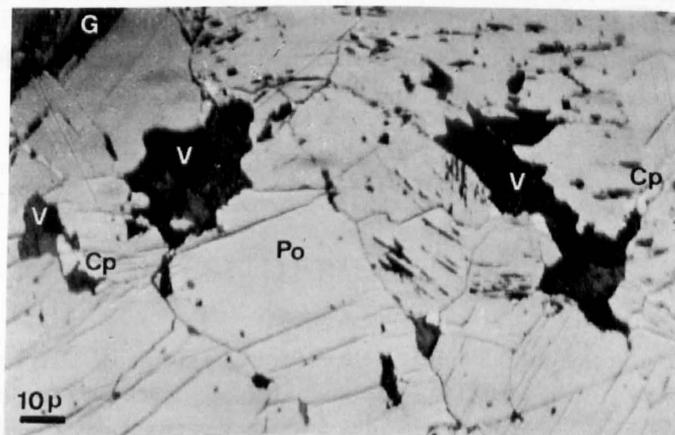


Fig. 79. Valleriit im Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). In Zwickeln zwischen Pyrrhotin (Po) liegen feinste xenomorphe Valleriitaggregate (V, mit verschieden starkem Reflexionspleochroismus). Sie werden randlich von feinen Chalkopyriten (Cp) umgeben. Möglicherweise stellt Valleriit die jüngste Ausscheidung dar; G = Goethit. Vergrößerung $600\times$, in Öl, ohne gekreuzte Nicols.

ANTUN et al (1966) sowie RAMDOHR (1969) wiesen auf die große Verwechslungsmöglichkeit zwischen Valleriit und dem chemisch und strukturell stark verschiedenen Mackinawit hin. Valleriit besitzt nach EVANS et al (1964) eine kompliziert gebaute hexagonale Mixed-layered-Struktur von $1,5 [(Fe, Cu)_{2-x}S_2]$ und $1 [(Mg_{0,7}Al_{0,3})(OH)_2]$ Schichten. Aus dem Anteil der Brucit-Schichten erklären sich auch die extremen optischen Eigenschaften. Der tetragonale Mackinawit ist dagegen ein reines Sulfid (Fe, Ni, Co) S. Nach detaillierten Beschreibungen von ANTUN et al und RAMDOHR glauben wir, Valleriit in den Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen bestimmt zu haben. Unglücklicherweise können jedoch, wie es diese Autoren zeigten, beide Mineralien in den gleichen Sulfidparagenesen vorkommen. Eine eindeutige Diagnose kann nur röntgenographisch erfolgen.

Malachit

Alle kupfererzführenden Serpentinivorkommen weisen oberflächlich, auf Klüften und Rutschharnischen, Anflüge des grünen, meist feinstfilzigen monoklinen Malachits $Cu_2 [(OH)_2/CO_3]$ auf. Da es sehr schwierig war, von solchen Proben geeignete Anschliffe herzustellen, untersuchten wir Malachit nur in einer Kontaktfelsprobe nahe der kleinen Schürfstelle bei der Vererzung Nr. 10 (Cotschens).

Malachit zeigt einen ausgesprochenen Reflexionspleochroismus, der jedoch nur an einigen größeren Kristallaggregaten zu erkennen war. In Öl unter gekreuzten Nicols konnten keine Anisotropieeffekte beobachtet werden, da sie durch stark grüne Innenreflexe vollständig verschleiert wurden.

An einigen Proben versuchten wir, leider ohne Erfolg, von den «Malachitaggregaten» Pulveraufnahmen herzustellen. Die Diagramme zeigten nur einige völlig diffuse, schwache Reflexe, die nicht bestimmbar waren.

Goethit

Alle Erzvorkommen enthalten einige Prozent dieses Minerals (Fig. 24, Kapitel I). In der Mehrzahl der Fälle werden das Erz oder die vererzten Partien von dünnen (meist von 1 mm mächtigen) Goethithäuten überzogen, die den Vererzungen ihre charakteristischen gelbbraunen bis rotbraunen Färbungen verleihen. An der Oberfläche und auf Klüften (d. h. in der Oxydationszone) scheint der Goethit als Verwitterungsprodukt der eisenreichen Sulfide (Pyrrhotin, Markasit, Pyrit, und des Chalkopyrites) entstanden zu sein. Chalkopyrit wird häufig durch Gemenge von Goethit und Covellin mit gitterartigen Strukturen verdrängt. Pyrrhotin wird nicht direkt von Goethit, sondern über ein Zwischenstadium von Markasit verdrängt. Entlang der Pyrrhotinlamellen begann zunächst die Bildung feinsten Markasitaggregate und der gelartigen konzentrischen Pyrit-Markasit-Gemenge mit den charakteristischen «Birds-eye-»Strukturen. Dann erst konnte eine Goethitbildung einsetzen. Durch diesen Vorgang werden die Markasitlamellen aufgeblättert, was eine gute Anschliffherstellung verunmöglicht. Auf Klüften ist der Goethit (α -FeOOH) in Form von schönen, radialstrahligen Aggregaten ausgebildet und im Anschliff aufgrund seines Reflexionspleochroismus und seiner charakteristischen tiefroten Innenreflexe diagnostizierbar. Das Reflexionsvermögen schwankt zwischen 16 und 18%. Auch die Röntgenpulverdiagramme zeigten eindeutig Goethit.

Kapitel III

Die Genese der Vererzungen

A. STELLUNG DER VERERZUNGEN INNERHALB DER OBERHALBSTEINER OPHIOLITHE

Die geologischen, petrographischen und mineralogischen Untersuchungen an den sulfidischen und oxidischen Vererzungen haben gezeigt, daß alle Vorkommen mit den Ophiolithen, insbesondere den Serpentiniten, eng verknüpft sind. Eine genetische Deutung kann somit nur im Rahmen der gesamten Ophiolithgenese diskutiert werden.

Die ersten wichtigen Erkenntnisse in den Bündner Ophiolithen verdanken wir GUSTAV STEINMANN, der schon 1906 ihre «Intrusivnatur» und stratigraphische Verknüpfung mit Radiolariten, Kieselschiefern und Aptychenkalken betonte. Er zeigte, daß die Ophiolithe «passiv mitgeführte Glieder der Rhätischen Decke» darstellen und deswegen älter als die Ausbreitung der Decken sein müssen. Eine völlig entgegengesetzte Interpretation gab RUDOLF STAUB (1922), der in den Ophiolithen große lakkolithische Intrusionen während und nach den ersten alpinen Faltungsphasen sah, wobei die Serpentinite durch Schwerkraft in den südlichen Teilen der Geosynklinalen zurückgehalten wurden, während die basischen Glieder weit nach Norden vordringen konnten. 1926 stellte STEINMANN die Problematik und das Alter der Serpentine, Gabbros und Diabase anschaulich dar. Er behandelte die Ophiolithtrilogie in der Altersfrage gesamthaft und interpretierte sie als reine Intrusivgesteine in jungmesozoische Tiefseesedimente einer Geosynklinale.

Aufgrund unserer Kartierungsergebnisse in den Ophiolithen der Platta-Decke, insbesondere aber aufgrund petrographischer und stratigraphischer Untersuchungen in den basischen Gesteinen und den damit verknüpften Sedimenten (DIETRICH, 1967, 1969 und 1970), konnten wir einen Teil der Steinmannschen Auffassungen bestätigen. Die Ophiolithe bilden im Gesamten eine untrennbare genetische Einheit. Für die ultrabasischen Massen als auch für die basischen Vulkanite nahmen wir sehr ähnliche Kristallisationsalter an. Während die ultrabasischen Massen eher in älteren Sedimenten (Trias bis oberer Jura) steckenblieben und dort serpentiniert wurden, drangen die basischen Magmen bis an die Oberfläche einer wahrscheinlich sehr geringmächtigen ozeanischen Kruste und extruierten, große Lavaströme, Schwellen und Tafelberge bildend. Für die basischen Ergüsse konnten wir aufgrund von Mikrofossilien einen Zeitraum annehmen, der vom oberen Jura bis zur Oberkreide reichte. Die vulkanische Haupttätigkeit lag wahrscheinlich in der unteren Kreide.

B. GENESE DER SERPENTINITE

Da die sulfidischen und oxidischen Vererzungen in erster Linie an Serpentinite und ihre basischen Begleitgesteine (Pyroxenite, Gabbros und Rodingite) gebunden sind, muß eine genetische Deutung dieser Ophiolithgruppe folgen. Aus den bisherigen Untersuchungen ergaben sich einige wichtige Tatsachen:

1. Peridotite oder Peridotitreste liegen im Oberhalbstein nicht mehr vor; nur noch Serpentinite und Ophicalcite sowie deren gabbroide Begleitgesteine und Umwandlungsprodukte.

2. Der «Aufschlußbereich der Serpentinite» reicht von kristallinen Relikten bis in die Radiolarit-Gruppe. In den Serpentinitschuppenzonen finden sich sehr untergeordnet kleinere Schuppen und Boudins von Kristallin, triadischen Dolomitmarmoren, marmorisierte Echinodermenbreccien, Kalkmarmoren und Kalkphylliten bis Phylliten, Kiesel- und Radiolaritschiefern. In einer polygenen Radiolaritbreccie wurden Serpentininkomponenten und Spinellreste gefunden. Hinzu kommen die mit Serpentinmaterial vermengten Ophicalcite, die in einigen Fällen stratigraphisch den «Unteren dunkelgrauen Kalkmarmoren» (evtl. oberer Dogger) angehören dürften.
3. In den unterkretazischen Sedimenten, die mit den basischen Vulkaniten im engen Zusammenhang stehen, fanden sich keine Serpentinreste.
4. Erst in den klastischen, oberkretazischen Kalkareniten treten umgelagerte Chromspinelle auf.

Im Gegensatz zu den basischen Vulkaniten scheinen die Probleme bei den ultrabasischen Massen wie primäre Kristallisation, Alter, Mineralumwandlung, Deformation und «mise en place» viel komplexer zu sein. PETERS versuchte in verschiedenen Arbeiten (1963, 1968 und 1969) die Entstehungsgeschichte der Total-Serpentinmasse darzustellen:

1. Kristallisation der Olivine, Pyroxene und Spinelle aus einem lherzolitischem Magma.
2. Kristallisation der basischen Gänge im Peridotit (Gabbros, Diabase und Pyroxenite).
3. Platznahme (mise en place) der ultramafischen Massen in der Erdkruste, evtl. bis in wasserreiche Sedimente der ozeanischen Kruste (keine kristalline Kruste).
4. Serpentinisierung mit dem Wasser der Sedimente, Volumenänderung, dadurch möglicherweise erste kinematische Veränderungen. Serpentinisierung der Olivine und Orthopyroxene. Umwandlungen der Chromspinelle (sog. Picotite) über Chrom-Magnetite in Magnetit und Chromchlorite. Freiwerden von Ca, Al, Mg und Cr.

Aufgrund mineralogischer und chemischer Untersuchungen (Kapitel II) möchten wir als Ausgangsmaterial ein lherzolitisches (nur teilweise harzburgitische und dunitische Magmen) Magma annehmen, obwohl bei vielen Serpentinanalysen niedrigere CaO-Gehalte vorlagen. Die Möglichkeit einer ehemaligen Ca-Abwanderung während der Serpentinisierung ist sehr groß.

An dieser Stelle seien die experimentellen Ergebnisse von GREEN und RINGWOOD (1967), O'HARA und YODER (1967) und KUSHIRO (1968) sowie ITO und KENNEDY (1967) erwähnt, die sich vor allem mit lherzolitischem Schmelzen unter möglichen pT-Bedingungen im oberen Erdmantel befassen. Die Stabilitätsbereiche von Plagioklaspyrolit (Pyrolit = $Ol + Opx + Cpx + Liquid$), Pyroxenpyrolit, Spinell- und Pyroxenpyrolit sowie Granatpyrolit wurden vor allem durch GREEN und RINGWOOD experimentell bestimmt. Aus den Ergebnissen über Partialschmelzen kann gefolgert werden, daß unter sehr hohen Drucken forsteritreiche Olivine und Orthopyroxene bei höheren Temperaturen als zu Beginn des Schmelzens existieren können. Magmen, die durch partiales Schmelzen der «Mantel-Peridotite» hervorgegangen sind, befinden sich entweder über einen beträchtlichen Temperatur- oder partialen Schmelzbereich im Gleichgewicht mit forsteritreichen Olivinen und Orthopyroxenen. KUSHIRO (1969) unterscheidet während des Partialschmelzens zwei Abfolgen von Mineralien, die mit Flüssigkeit koexistieren: einen Spinell-lherzolithe, der bis zu 25 kbar nahe der Soliduskurve stabil ist, und einen Granat-lherzolithe, der über 30 kbar nahe der Soliduskurve stabil ist. Die experimentellen Ergebnisse der Hochdruck-Temperatur-Synthesen liefern erste Hinweise auf magmatische Geschehen in der ozeanischen Kruste und im Oberen Mantel. Dabei wurden jedoch nur die Systeme Diopsid-Forsterit- $SiO_2-Al_2O_3$ untersucht. Die Rolle des Cr_2O_3 in den Schmelzen betrachtet GREEN (1969) noch als unbekannt. In den subsolidus Vergesellschaftungen ist Cr_2O_3 in Granat, Spinell und Pyroxen angereichert. Auch das Nickel dürfte noch eine besondere Rolle spielen, da es in Olivinen eingebaut werden kann.

Die experimentellen Daten und Vorstellungen führen zwangsläufig zur Annahme (PETERS, 1969), während einer ersten orogenen Dehnungsphase spinellführende Peridotite und lherzolithe aus höheren Partien des Oberen Mantels unter einer dünnen basaltischen ozeanischen Kruste anzunehmen. Gegen größere Tiefen könnten die lherzolithe in Granat-Peridotite übergehen. Zudem wären für tiefere Partien pyrop-haltige Pyroxenite und Hornblendite kennzeichnend, für höhere dagegen nur gabbroide Dykes. Als Vergleich bieten sich

sowohl die ursprünglich tiefer gelegene max. 500 m mächtige Totalp-Serpentinitmasse an (PETERS, 1963 und 1968) als auch die eher geringmächtigen Platta-Serpentinite, die überwiegend gabbroide Dykes und Linsen enthalten. In den höchsten Partien des Oberen Mantels, also bei geringeren Drucken, könnten plagioklasführende Peridotite ausgeschieden werden (siehe auch GREEN, 1969; $Ol + Opx + Cpx + Plag + Chromit$ stabil an der Solidus bis zu 12 kbar). Diese Bildungen, d. h. gebänderte und Cumulit-Zonen, sind uns aus dem ligurischen Appennin durch BEZZI und PICCARDO (1970 und 1971) sowie durch PETERS (1970) aus Oman bekannt. In den Ophiolithen der Aroser Zone und der Platta-Decke haben wir sie nie festgestellt.

C. ORTHOMAGMATISCHE OXID- UND SULFIDAUSSCHIEDUNGEN

Neben den Silikaten wurden aus den peridotitischen Schmelzen wahrscheinlich bei hohen Drucken und Temperaturen Oxide und Sulfide ausgeschieden. Aufgrund der experimentellen Daten und der beschriebenen Gefüge müssen wir den Chromspinell als primäres Ausscheidungsprodukt interpretieren.

Die Rolle der Sulfide in den Silikatschmelzen ist sowohl petrographisch-erzmineralogisch als auch experimentell noch recht wenig bekannt. Aus vielen basischen und ultrabasischen Gesteinskomplexen der Erde kennen wir z. T. sehr große sulfidische und oxidische Erzlager, z. B. Sudbury und Petsamo. Früheren Vorstellungen nach wurden diese Erze (vor allem die Assoziation Pentlandit-Pyrrhotin-Chalkopyrit) als liquidmagmatische Ausscheidungen aus Magmen angesehen, welche sich während oder nach der Erstarrung der Silikatschmelzen verfestigten. Schon 1893 wies VOGT für die Entstehung der Nickel-Magnetkies-Erze auf die Fourneysche Reihe hin, in der eine Anzahl von Elementen nach ihrer abnehmenden Affinität zum Schwefel bei Temperaturen von 1000 bis 1200 °C geordnet sind. Weil das Ni die erste Stelle in der Schwefelreihe einnimmt, hat auch dieses Element eine starke Neigung in Sulfid überzugehen, Co und Fe in geringerem Maße. Da jedoch der Eisengehalt eines ultrabasischen bis basischen Magmas alle anderen Metallgehalte bei weitem übertrifft, dürfte das Eisen bei der Sulfidbildung die wichtigste Rolle spielen. Daher kam es während der Kristallisationsprozesse der ultrabasischen Massen mit ihren basischen Begleitgesteinen zu Sulfidausscheidungen. Diese Ausscheidungen, d. h. die Zusammensetzung von Eisen, Sauerstoff und Schwefel (im System Fe-O-S) in einem Sulfid-Oxid-Erzmagma sind Funktionen der Sauerstoff- und Schwefelfugazitäten des umgebenden Stamm-Silikat-Magmas (NALDRETT, 1969). Experimentelle Untersuchungen in einem Teil des Systems Fe-O-S (Pyrrhotin, Wüstit, Magnetit und Eisen) ergaben für solche Erzmagmen bei Vernachlässigung anderer Elemente minimale Intrusionstemperaturen zwischen 1010 und 1050 °C. Während bis zu 20 Gew.% Nickel (als Substitution des Eisens) auf diese Minimaltemperaturen keinen Einfluß haben, setzen schon 2% Kupfer die Temperaturen um 15 bis 20 °C herab. Kristallisiert ein Gemisch von eisenreichen Sulfid-Oxid-Erztropfen und Silikatmagma unter hohen (~ 4 kbar) P_{H_2O} , so werden Solidus- und Liquidustemperaturen der Silikate herabgesetzt; möglicherweise tiefer als die der Erztropfen. Dieser Effekt kann eine Ursache der intersertalen Sulfidgefüge in den Maschenserpentiniten des Vorkommens Nr. 11 (Muttans) darstellen.

Als orthomagmatisch ausgeschiedene Sulfide werden vor allem Pyrrhotin, Pentlandit und Chalkopyrrhotin sowie Niccolit angesehen. RAMDOHR (1967) beobachtete nur diese Mineralien in frischen Peridotiten, Duniten, Lherzoliten usw. Alle anderen Ni-, Co-, Fe- und Cu-Verbindungen sowie deren Oxide und Sulfide wären sekundär durch die Serpentinisierung entstanden. PETERS (1963) beschrieb Awaruit, Heazlewoodit, Cuprit und gediegenes Kupfer aus frischen Pyroxeniten in der Totalp-Masse; DE QUERVAIN (1945 und 1963) Heazlewoodit, Awaruit und Pentlandit aus den Malencoserpentiniten. Im Gegensatz zu den Anschauungen RAMDOHRS interpretierten diese Autoren Heazlewoodit aufgrund seiner Strukturen und Verwachsungen mit den Pyroxenen ebenfalls als orthomagmatisches Mineral. Je nach der Schwefelaktivität kann Heazlewoodit über einen großen Temperaturbereich (nach ROSENQUIST, 1954, sowie KULLERUD und YUND, 1962, aus BARNES, 1967) bis etwa 800 °C stabil sein. Unter isothermal kondensierten Phasenbeziehungen im System Fe-Ni-S (KULLERUD, 1963 und 1964) koexistieren bei Temperaturen zwischen 300 und 550 °C Pyrrhotin + Pentlandit sowie Pentlandit und Heazlewoodit. Bis 500 °C ist Awaruit neben Heazlewoodit beständig. Bei der Abkühlung auf 610 °C bildet Pentlandit einen Ni-reichen Pyrrhotin und das nicht stöchiometrische, eisenhaltige Hoch-

temperaturpolymorph Heazlewoodit ($\text{Ni}_{3\pm x}\text{S}_2$). Diese Reaktion könnte wahrscheinlich im orthomagmatischen Stadium abgelaufen sein.

HAHN-WEINHEIMER und ROST (1961) diskutierten eine Entstehung von Awaruit während der Ausscheidung von Magnetit über intermediäres $\text{Fe}(\text{OH})_2$ und FeO , wobei freier Wasserstoff anwesendes $\text{Ni}(\text{OH})_2$ reduziert haben könnte.

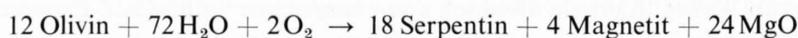
Auch RAMDOHR (1967) glaubt an eine Entstehung dieser Mineralien durch Reduktion aus primären Sulfiden bei Temperaturen um 250–300 °C. Bei der Serpentinisierung soll aus Olivin + Wasser neben Serpentinmineralien und Magnetit auch freies metallisches Eisen und H_2 entstehen können, was jedoch experimentell nicht durchführbar erscheint. Hingegen könnten als Reduktionsmittel gewisse Mengen von CH_4 , CO , CO_2 und N eine Rolle gespielt haben (BETECHTIN, 1961).

In den unvererzten massigen Platta-Serpentiniten beobachteten wir an einigen Lokalitäten größere Anreicherungen von linsenförmigen, max. $\frac{1}{10}$ mm großen, Pentlanditen (Tafel I). Dieses Mineral scheint feinstverteilt in vielen Serpentinitten vorzuliegen. PETERS erwähnte Pentlandite in gleicher Ausbildung aus den noch schwächer umgewandelten Augit-Serpentiniten der Totalp. In den vererzten Serpentinitten des Vorkommens Nr. 11 (Muttans) finden sich Erzmineralfüge, die von dem Normaltypus der Serpentinvererzungen stark abweichen. Pentlandit, ? Millerit, Pyrrhotin und Linneitminerale bilden zusammen mit Magnetit intersertale, büschelige Aggregate, die von den umgebenden Serpentinmaschen diskordant abgeschnitten werden. Dies deutet auf eine Ausscheidung von Pentlandit und Pyrrhotin vor der Serpentinisierung hin. Möglicherweise wurden die fraglichen Linneitminerale sowie der Millerit später gebildet.

Ilmenit scheint aufgrund seiner tafeligen, eingebuchteten und zerrissenen Formen (Fig. 60) vor der Serpentinisierung kristallisiert zu sein.

D. OXID- UND SULFIDAUSSCHIEDUNGEN WÄHREND DER SERPENTINISIERUNG

Während der Serpentinisierung ist wahrscheinlich die Umwandlung von Chromspinel über die beschriebenen Übergangsstadien der Chrommagnetite in Magnetit und Chromchlorit erfolgt. Möglicherweise fallen auch die Ausscheidungen von Ilmenit und Rutil in diese Phase. Die feinen Magnetitaggregate in den Maschen und in den Spaltbarkeiten der Pyroxene dürften eindeutig der Serpentinisierung zuzuschreiben sein. Dies kann durch eine Reihe von Reaktionsgleichungen bestätigt werden.

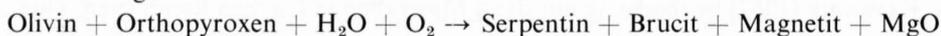


oder



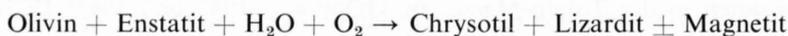
(PETERS, 1963).

In einer allgemeinen Reaktion:



(HOSTETTLER et al, 1966)

oder



(PAGE, 1967).

Die Serpentinisierung ist also wesentlich von H_2O - und O_2 -Fugazitäten abhängig. Hinzu kommen Temperaturen von etwa 250 bis 350 °C (Diskussion bei HOSTETTLER et al, 1966, sowie PAGE, 1967).

Ein Eindringen in wasserreiche Sedimente halten wir aufgrund der gebänderten Ophicalcite, die an einigen Orten in reine verschieferte Kalkmarmore bis Kalkphyllite übergehen, für sehr wahrscheinlich. Diese Sedimente sind sicher jünger als die unterjurassischen dolomitischen Liasbreccien. Für eine Serpentinisierung in diesen Sedimenten sprechen die verschiedenen Erhaltungszustände der Chromspinelle. Während sie in den

Serpentiniten durch Magnetit verdrängt wurden, blieben sie in den Ophicalciten und Ophidolomiten erhalten. Eisen, das während der Serpentinisierung der Olivine und Orthopyroxene frei wurde, bildete in den Ophicalciten sowohl reine Magnetite als auch Hämatit. Wie weit eine schwache Metamorphose auf die Serpentinisierung begünstigend wirkte, oder sie gar hervorrief, ist nicht zu entscheiden.

Eine Interpretation der Sulfidbildung während der Serpentinisierung ist wesentlich schwieriger. Wir vergleichen zunächst die Verhältnisse der Schwermetallgehalte (Ni:Cu:Co) frischer ultrabasischer Gesteine mit denen der Serpentine.

	Ni : Cu : Co		
Ultrabasische Gesteine allgemein	100: 2	:7,4	WYLLIE (1967)
Lherzolithe (Jugoslawien und Griechenland)	100: 1,8	:6,4	MAKSIMOVIC (1970)
Orthopyroxenite (Jugoslawien und Griechenland)	100: 1	:1,4	MAKSIMOVIC (1970)
Pyroxenite (Totalp)	100:11	:7	PETERS (1963)
Peridotit (Totalp)	100: 5	:2,8	PETERS (1963)
<hr/>			
Augit-Serpentinit (Totalp)	100: 1	:0,6	PETERS (1963)
Serpentinite (Totalp)	100: 3,6	:3,2	PETERS (1963)
Serpentinite (Platta-Decke)	100: 4,5	:3,2	(diese Arbeit)

Die Ni-Gehalte liegen sowohl in frischen als auch in umgewandelten ultrabasischen Gesteinen zwischen 1500 und 2000 ppm, wobei die tieferen Gehalte auf Pyroxenite entfallen. Die durchschnittlichen Werte liegen zwischen 1500 und 2000 ppm (im Malencoserpentinit nach DE QUERVAIN, 1963, zwischen 1600 und 1800 ppm).

Die übrigen Schwermetalle wie Eisen, Mangan, Chrom und Titan zeigen ebenfalls keine nennenswerten Unterschiede (Tab. 1, 2 und 3). Die durchschnittlichen Werte von Kupfer und Kobalt sind in frischen als auch in umgewandelten ultrabasischen Gesteinen sehr ähnlich, ihre Verhältnisse scheinen jedoch etwas verändert.

Wir wiesen bereits auf die Kontroverse der Heazlewoodit-Genese hin. Möglich wäre es, daß auch bei niedrigen Temperaturen während der Serpentinisierung Mineralien wie Awaruit (Ni_3Fe), Heazlewoodit (Ni_3S_2), Millerit (NiS) und Linneit ($\text{Ni, Co}_3\text{S}_4$) entstehen können, die beispielsweise im Vorkommen Nr. 11 existieren. Sowohl von PETERS (1963) als auch von DE QUERVAIN (1963) wurden außer Awaruit und Heazlewoodit Cuprit, gediegen Kupfer, Bornit, Kupferglanz und Covellin beschrieben. Hinzu kommen nach Beobachtungen RAMDOHRS (1967) in alpinen Serpentiniten Auricuprid (Cu_3Au im sogenannten Rheingold) und Ni-Arsenide vor. In den Platta-Serpentiniten konnten wir nur mit Unsicherheit Awaruit vermuten. Cuprit (Cu_2O), gediegen Kupfer und Ni-Arsenide wurden bisher nicht gefunden. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. P. Müller existiert in den Serpentiniten des Lunghinpasses ebenfalls gediegen Kupfer.

E. DIE KALKSILIKAT-ANTIGORIT/GREENALITH-PHASE IN ZUSAMMENHANG MIT DEN HAUPTAUSSCHIEDUNGEN VON OXIDEN UND SULFIDEN

Alle Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen zeigen charakteristische Gefüge im Klein- und Großbereich.

1. Im Kleinbereich scheinen Sulfide und Oxide sehr eng miteinander verwachsen und gegen die serpentinitische Grundmasse durch eisenreiche Kluftantigorite bis Greenalithe und Kalksilikate abgegrenzt zu sein. Als Einheit durchsetzen sie die Maschenserpentine diskordant (Fig. 80) und dürften somit nach der Serpentinisierung gebildet worden sein.
2. Im Großbereich liegen die Vererzungen immer in stark tektonisierten Serpentiniten (z. T. in Ophicalciten), vorzugsweise an Störungen gebunden. Diese Störungen verlaufen konkordant zu den größeren tektonischen Überschiebungshorizonten (Tafel I). Innerhalb dieser Horizonte können die Erzanreicherungen, allerdings in sehr diffuser Verteilung, 20–30 m mächtig werden und Formen von Boudins und

Platten mit einer max. Erstreckung von 200 m annehmen. Die Vererzungen zeigen weder Diskordanzen zur Tektonik noch durchsetzen sie zwei verschiedene Ophiolithglieder oder deren zugehörige Sedimente. Wir deuten sie deshalb als syngenetische Ereignisse, die zu Beginn oder während der tektonischen Bildung der Platta-Decke stattfanden.

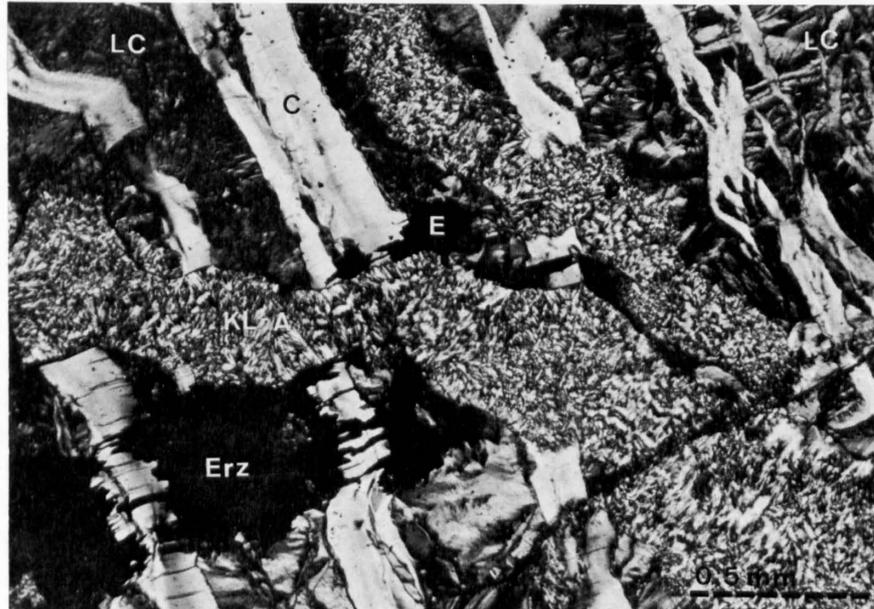


Fig. 80. Typisches Gefüge der Serpentinvererzungen. Vorkommen Nr. 10 (Cotschens). Die Grundmasse besteht aus Lizardit/Chrysotilmaschen (LC), die von jüngeren Querfaserchrysotil-Adern (C) durchsetzt werden. Die Sulfid-Oxidassoziationen, begleitet von Kluft-Antigorit (KI-A), liegen diskordant in der serpentinitischen Grundmasse und werden als zeitlich spätere Ausscheidungen gedeutet. Vergrößerung 46 \times , mit gekreuzten Nicols.

Da in den Vererzungen recht komplizierte und vielfältige Vergesellschaftungen von Sulfiden, Oxiden, eisenreichen Kalk- und Magnesiumsilikaten vorliegen, müssen einerseits die *Herkunft des Materials*, andererseits die *Bildungsbedingungen* diskutiert werden. Es ist naheliegend, die angereicherten Elemente der Vererzungen mit den umgebenden Serpentiniten und ihren basischen Begleitgesteinen (Pyroxeniten und Gabbros) in Beziehung zu bringen. Bei der Serpentinisierung können Umsetzungen von Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, CO₂, O₂, N, CH₄ sowie Ni, Co, Cu und S₂ ablaufen. Das Calcium spielt dabei eine wesentliche Rolle. Bei der Serpentinisierung der alpinen Lherzolithe wurde wahrscheinlich ein gewisser Anteil umgesetzt und abgeführt, obwohl als primäre Mineralien vor allem Klinopyroxene in Frage kommen, die gegenüber der Serpentinisierung am widerstandsfähigsten sind. Orthopyroxene enthalten nur Spuren von Calcium. Die chemischen Analysen der massigen Serpentinite zeigen eindeutig ein Calciumdefizit. Es ist allerdings zu bedenken, daß nahezu jeder Serpentinit von feinsten Karbonatadern durchsetzt ist. Eine zweite Möglichkeit wird in der Vermischung einer bis auf wenige 100 °C abgekühlten Peridotitmasse mit wasserreichen kalkigen Sedimenten gesehen (PETERS, 1963). Bei diesem Vorgang könnten ebenfalls Calciummobilisate entstehen.

Folgende Verhältnisse der Schwermetallgehalte liegen in den vererzten Serpentiniten vor:

	Ni	Cu	Co
Vorkommen Nr. 1	1	1	:2,5
Vorkommen Nr. 5	1	10	:0,2
Vorkommen Nr. 9	1	:1150	:1
Vorkommen Nr. 10	1	5,5	:1
Vorkommen Nr. 18–20	1	1,2	:0,9

Im Gegensatz zu den Schwermetallgehalten frischer Peridotite, Lherzolithe und Pyroxenite sowie ihrer Umwandlungsprodukte, in denen Ni-Gehalte 20 bis 50× größer als die Kupfer- und Kobalt-Gehalte sind, überwiegen bei den Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen Kupfer und Kobalt. Als Vergleiche seien die Ni-, Cu- und Co-Gehalte der zwei größten Sulfidlagerstätten mit ähnlichen Paragenesen gegeben:

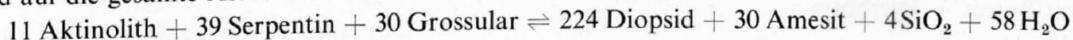
<i>Sudbury</i>	25000–30000 ppm Ni (SCHNEIDERHÖHN, 1962)
Roherz im Norit (Pyrrhotin, Pentlandit und Chalkopyrit), d. h.	15000–20000 ppm Cu Ni:Cu = 1,6:1
<i>Petsamo</i>	17000 ppm Ni (VÄYRYNEN, 1938)
Roherz im Serpentin (Pyrrhotin, Pentlandit, Chalkopyrit und Magnetit), d. h.	13000 ppm Cu Ni:Cu:Co = 10:8:4

Diese Lagerstätten gleichen in den Verhältnissen Ni:Cu:Co unseren Vorkommen und zeigen deutliche Unterschiede zu den Schwermetallverhältnissen der ultrabasischen Gesteine. Zwei genetische Deutungen können in Betracht gezogen werden:

1. Primäre Abspaltung eines Sulfidmagmas aus dem Silikatmagma mit späterer Intrusion der sulfidischen Restschmelzen (ähnlich den genetischen Interpretationen von Sudbury und Petsamo) während orogener Bewegungen und Bildungen der Platta-Decke.
2. Anreicherung gewisser Elemente wie Cu, Co usw. während höherer pT-Bedingungen und Durchbewegungen aus den bereits kristallisierten und serpentinierten ultrabasischen Massen und ihren basischen Begleitgesteinen in Störungs- und Überschiebungszonen.

In den Kapiteln I und II beschrieben wir Verdrängungen von Silikaten und Oxiden durch Sulfide. Wir gliederten auch die Ausscheidungsfolgen innerhalb der drei Vererzungsgruppen (Fig. 25, 26 und 27). In der Kolonne C sind die Sulfide deutlich von Magnetit (II), Ilvait und Sphalerit versetzt. Zu diesen Mineralien müssen noch die eisenreichen Kluft-Antigorite bis Greenalithe, Andradit, Diopsid und Aktinolith gerechnet werden. Über einen zeitlichen Unterschied dieser Verdrängungen können wir jedoch keine Angaben liefern. Silikate, Oxide und Sulfide werden von gleich verlaufenden jüngeren Klüften und Rissen durchsetzt. Es liegt eher nahe, aufgrund der Verwachsungen eine gleichzeitige Entstehung anzunehmen. Nach älteren petrographischen Anschauungen würde man die gesamte Mineralassoziation als «Skarnparagenese» bezeichnen. Typisch sind dafür die völlig unregelmäßigen feinfilzigen Verwachsungen von eisenreichen Kalksilikaten mit Magnetit und Sulfiden (wie Pyrrhotin, Pentlandit, Chalkopyrit usw.). Allerdings liegen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten nie Kontakterscheinungen zu metamorphen Kalken oder Dolomiten vor, in denen sich normalerweise solche Skarnparagenesen finden. Wir gebrauchen den Ausdruck «Skarn» daher nicht, da er eventuell zu falschen Vorstellungen führen würde.

Die Diskussion der Bildungsbedingungen erstreckt sich auf einzelne Mineralien, koexistierende Mineralien und auf die gesamte Assoziation. Für Kalksilikate liegen folgende Gleichgewichtsreaktionen vor:



Gleichgewichtskurve:

4 kbar bei 290 °C und 7 kbar bei 320 °C (SCHÜRMANN und HINRICHSSEN, 1970). Diese Reaktion konnte in den Oberhalbsteiner Serpentiniten bisher nicht beobachtet werden. Sie ist jedoch bisher noch nicht auszuschließen. HUCKENHOLZ und YODER (1970) zeigten, daß Andradit, der ja ein besonders häufiges Begleitmineral unserer Vererzungen darstellt, über einen großen Temperaturbereich mit oder ohne Anwesenheit von H₂O stabil ist: bei 1 atm im Subsolidus bis 1137 ± 5 °C. Oberhalb dieser Temperatur zerfällt er in Pseudowollastonit + Hämatit. Diese Phasen beginnen bei 1293 ± 5 °C zu schmelzen. Durch Anwendung von Drucken (P_{total}) wird das Stabilitätsfeld bis 1420 °C (bei 18 kbar) erweitert. Mit Wasser und bei 1,6 ± 0,5 kbar (P_{H₂O}) erreicht Andradit max. 1163 °C. Sehr ähnliche Stabilitätsbereiche sind bei Ilvait zu erwarten (DTA- und Heizdiffraktometeruntersuchungen bei DIETRICH, 1972). Experimentelle Daten liegen jedoch nicht vor.

Stabilitätsuntersuchungen an Sulfiden existieren dagegen schon in großer Anzahl. Bei folgenden Vergleichen beziehen wir uns im wesentlichen auf die Zusammenstellungen von Paul B. Barton und Brian J. Skinner

in «Geochemistry of hydrothermal ore deposits» (BARNES, 1967). In den vergangenen zwei Jahrzehnten versuchte man mit Hilfe der Sulfidreaktionen geologische Thermometer zu schaffen, mußte dieses Ziel jedoch weitgehend aufstecken, da beispielsweise der Schwefelpartialdruck in vielen Fällen wesentlich kennzeichnender ist als die Temperatur. Außerdem scheint der Totaldruck bei Sulfidassoziation keine bedeutende Rolle zu spielen. Wichtig ist zudem die zeitliche Einstellung der Gleichgewichte, die bei Temperaturen zwischen 100 und 500 °C zwischen 1 und 10^{-3} Jahren, also sehr rasch erfolgen kann.

Zwei Sulfidsysteme werden für den Gebrauch von geologischen Thermometern hervorgehoben: Pyrrhotin-Pyrit und der Eisengehalt in Sphalerit. Das heute, wenn auch mit Vorbehalt, verwendete Geothermometer, der FeS-Gehalt des Sphalerits im Gleichgewicht mit Pyrit, können wir nicht gut anwenden, obwohl Sphalerit in unseren Vorkommen auftritt. Der Sphalerit enthält nach qualitativen Untersuchungen mit der Mikrosonde kaum Eisen und befindet sich nur mit Chalkopyrit und Magnetit koexistierend. Dies könnte allenfalls bei relativ hoher Schwefelaktivität auf niedrige Bildungstemperaturen zwischen 250 und 400 °C deuten.

In der mittleren und südlichen Vererzungsgruppe tritt besonders Pyrrhotin auf. Diese Pyrrhotine setzen sich aus Gemischen von hexagonalem und monoklinem $Fe_{1-x}S$ sowie reinem hexagonalem Troilit (FeS) zusammen. Zudem sind die Pyrrhotine sekundär von Spaltbarkeiten und Klüften aus in Markasit-Pyrit-Gemenge umgewandelt. Primäre Koexistenz mit Pyrit kann deshalb nicht sicher angenommen werden. In der südlichen Vererzungsgruppe tritt zwar Pyrit auf, jedoch nur mit Magnetit vergesellschaftet.

Die *experimentellen Arbeiten* von YUND und HALL (1968 und 1969) sowie von ARNOLD (1969) zeigten, daß bis zu 150 °C hexagonaler $Fe_{1-x}S$ neben FeS stabil ist, während monokline $Fe_{1-x}S$ + hexagonale $Fe_{1-x}S$ ($\pm FeS_2$) bis max. 320 °C beständig sind. YUND und HALL (1969) wiesen besonders auf die Metastabilität des monoklinen Pyrrhotins hin und betonten, daß diese sowohl bei niederen Temperaturen direkt als auch durch Inversion bei der Abkühlung hexagonaler $Fe_{1-x}S$ entstanden sein könnten. Demzufolge können keine genauen Temperaturabschätzungen bei natürlichen Pyrrhotingemischen, welche mit Pyrit koexistieren, vorgenommen werden.

Zwei weitere Phasensysteme, die unsere Sulfidparagenesen enthalten, sind experimentell im Detail studiert worden. Bei den isothermal kondensierten Phasenbeziehungen im System Cu-Fe-S interessieren vor allem die Phasen Chalkopyrit, Cubanit, Bornit, Chalkosin, Digenit, Covellin und Idait im Zusammenhang mit Pyrrhotin und Pyrit. Schon bei sehr niedrigen Temperaturen scheint Chalkopyrit neben Pyrit und Pyrrhotin sowie Cubanit neben Pyrrhotin stabil zu sein. Digenit und Chalkosin koexistieren nur mit Bornit und Chalkopyrit, während Covellin mit Idait, Digenit, Chalkosin und Pyrit beständig ist. Bis zu 400 °C scheinen diese Phasen recht stabil zu sein, erst bei 600 °C existieren nur noch Bornit + Chalkopyrit, Bornit + Pyrrhotin sowie Chalkopyrit + Pyrit oder Chalkopyrit + Pyrrhotin. Aus einer großen Anzahl untersuchter univarianter Sulfidreaktionen sind für uns die Gleichgewichtskurven:

- a) (Idait + Covellin)-Bornit/Covellin-Digenit;
- b) Chalkopyrit + Pyrit/Cubanit;
- c) Cubanit/Bornit + Pyrrhotin

von Interesse.

- a) Diese Paragenese ist bei veränderlichen Schwefelaktivitäten unterhalb 500 °C stabil.
- b) Bei der Anwesenheit von Pyrit könnte sich aus der Reaktion mit der Gleichgewichtskurve Pyrrhotin/Pyrit sogar ein invarianter Punkt bei 340 °C ergeben. Pyrit ist in unseren Vorkommen jedoch nicht sicher neben Pyrrhotin koexistent.
- c) Diese Reaktion scheint je nach den Schwefelaktivitäten unter höheren Temperaturen abzulaufen. In unseren Paragenesen tritt Bornit jedoch nur mit Chalkopyrit außerhalb der Pyrrhotinaggregate auf.

Im System Co-Ni-S scheinen die offenbar noch nicht näher untersuchten univarianten Sulfidreaktionen eher komplizierter zu sein. Dies wird, verglichen mit Pyrrhotin und Heazlewoodit, durch nicht stöchiometrische Zusammensetzung noch erschwert. Die Reaktion Millerit/Polydymit oder $Ni_{1-x}S$ zu Polydymit und Millerit/ $Ni_{1-x}S_2$ dürften bei variablen S_2 -Aktivitäten zwischen 200 und 370 °C abgelaufen sein. Über die Umwandlungen von Linneit und Pentlandit in Bravoit und Violarit liegen uns nur wenige experimentelle

Daten vor. Das Verhalten des Kobalts in diesen Mineralien und deren Gleichgewichtsreaktionen ist nahezu unbekannt. Für Bravoite wiesen SPRINGER et al (1964) alle Verhältnisse von FeS_2 , CoS_2 und NiS_2 in der Natur nach und nahmen an, daß viele Zusammensetzungen metastabil seien. Bei Ausfällungen aus wäßrigen Lösungen könnten Zeit und niedrige Temperaturen eine Einstellung von stabilen Phasen verhindern.

Betrachten wir alle sehr grob abschätzbaren Ergebnisse, so könnten wir für die Hauptsulfidausscheidungen Temperaturen unter 350°C annehmen.

Eine wesentliche Rolle spielen jedoch die Schwefelfugazitäten und -aktivitäten. Wie HOLLAND (1965) zeigen konnte, sind Gleichgewichtsreaktionen von Sulfiden und Oxiden (für unseren Fall Pyrrhotin, Chalkopyrit usw.) nicht nur von der Temperatur, den Wasser- und CO_2 -Fugazitäten, sondern vor allem von S_2 - und O_2 -Fugazitäten abhängig. Schon bei kleinen Änderungen können einerseits die Sulfide, andererseits die Oxide stabil werden. Unter diesen Bedingungen lassen sich die oft zweideutigen Verdrängungserscheinungen besser erklären; so beispielsweise Verdrängungen zwischen Oxiden und Sulfiden sowie Verdrängungen von Ilvait, Andradit und anderen Kalksilikaten durch Sulfide. Die Gefüge und engen Verwachsungen dieser Mineralien sind in vielen Fällen zweideutig. In einigen Fällen könnten wir auch Verdrängungen von Sulfiden und Oxiden durch Ilvait annehmen. Wir glauben dennoch, daß Ilvait, Andradit, Diopsid, Aktinolith und Kluft-Antigorit bis Greenalith einer ersten Ausscheidungsphase angehören, die allerdings zeitlich kaum von der nachfolgenden Sulfidphase getrennt werden kann. Da alle Erzvorkommen in stark zerklüfteten und verruschelten Gesteinen liegen, könnten wir nach den Ideen KORZHINSKIIS (1959) ein offenes System annehmen, in dem Wasser, CO_2 , S_2 und O_2 sowie andere Komponenten vollständig mobil gewesen waren.

Eine interessante Studie mit Gleichgewichtsmodellen der Assoziation Ilvait-Quarz-Magnetit liegt uns über die Skarnparagenesen von San Leone (Sardinien), Campiglia Marittima (Toscana) und Elba von BARTHOLOME und DIMANCHE (1967) vor. Die Autoren verwendeten im System $\text{CaO-Fe-O-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ den Vorschlag KORZHINSKIIS, als Koordinaten Wasser- und CO_2 -Fugazitäten zu wählen. Bei willkürlich gewählten Temperaturen und Drucken besitzen ilvaitführende Mineralvergesellschaftungen mindestens zwei Freiheitsgrade. Sie müssen also in einem offenen System gebildet worden sein, wo H_2O und CO_2 mobil waren. Diese Vorstellungen lassen sich ebenfalls auf das System CaO-Fe-O-S anwenden.

Im Gegensatz zu den italienischen Skarnparagenesen haben wir in den Oberhalbsteiner Paragenesen nie Quarz, Hedenbergit oder Ferroaktinolith nachweisen können. Unsere Assoziationen sind vielmehr:

in der mittleren Vererzungsgruppe

a) Ilvait + Andradit \pm Diopsid (oder Aktinolith) + Antigorit + Magnetit + (Sphalerit + Chalkopyrit + Pyrrhotin).

Die weiteren Sulfide werden vernachlässigt.

b) Ilvait + Ferro-Antigorit + Magnetit (\pm Sulfide);

c) Ilvait + Greenalith + Magnetit (\pm Sulfide).

In der südlichen Vererzungsgruppe

a) Ilvait + Magnetit + Antigorit;

b) Ilvait + Aktinolith (\pm Diopsid) + Chalkopyrit + Magnetit;
oder nur noch

c) Aktinolith + Diopsid + Antigorit (+ ? Ferro-Antigorit oder Greenalith) + Magnetit + Sulfide;

d) Diopsid + Magnetit + Chalkopyrit.

Die Amphibole stellen etwas eisenreichere Aktinolithe, keineswegs aber Ferroaktinolithe dar. Auch die Diopside enthalten nur wenig Eisen. Die Unterschiede zu den italienischen Skarnparagenesen bestehen im wesentlichen in dem Auftreten wasserhaltiger Magnesium-Eisen-Antigorite, welche ehemalige Bildungsbedingungen in einem offenen System ebenfalls bestätigen würden. Verdrängungsstrukturen könnten daher wie in den italienischen Skarnvererzungen als reversible thermodynamische Reaktionen angesehen werden. Ob die verschiedenen Paragenesen zwischen mittlerer und südlicher Vererzungsgruppe auf unterschiedlichen Bildungstemperaturen beruhen, muß einmal anhand der noch ausstehenden experimentellen Daten geprüft werden.

F. POSTDEFORMATIVE MINERALUMWANDLUNGEN UND NEUBILDUNGEN

Die Pyrrhotinaggregate zeigen oftmals eine Pseudolamellierung mit Pseudospaltbarkeiten sowie Fältelungen. Bei genauer Betrachtung erkennt man, daß diese Deformationen jünger sind als die Ausscheidungen der Pyrrhotine, da diese unter polarisiertem Licht noch ihre völlig unregelmäßig orientierten Kristallanordnungen erkennen lassen. Entlang dieser Pseudospaltbarkeiten und gefältelten Lamellen sowie auf Klüften wurden Markasit und Markasit-Pyrit-Aggregate gebildet. Möglicherweise fällt die Umwandlung von hexagonalen in metastabilen monoklinen Pyrrhotin sowie in Troilit auch in diese Phase. Mit Hilfe schwacher Ätzungen auf den Pyrrhotinaggregaten könnten diese Umwandlungen eventuell unter dem Elektronenmikroskop sichtbar gemacht werden. Ob die Verdrängungen von Pentlandit und Linneit in Bravoit und Violarit ebenfalls postdeformativ sind, ist schwer zu entscheiden. Sie scheinen jedoch die Pseudopyrrhotinlamellierung nicht mitzumachen. Sie verhalten sich als Aggregat völlig resistent. Die relativ tief temperierten Mineralien des Systems Cu-Fe-S: Covellin, Digenit, Chalkosin und Idait wurden bereits diskutiert. In den Oberhalbsteiner Erzvorkommen verdrängen diese Mineralien Chalkopyrit (+ Cubanitendmischungen) und Bornit. Digenit, Covellin und Chalkosin treten öfters zusammen mit Magnetit in arboreszierenden büscheligen und girlandenartigen Formen auf, die jenen der Kalksilikate und Antigorite gleichen und möglicherweise Pseudomorphosen darstellen. Solche Aggregate passen sich konkordant den Verschuppungen und Fältelungen an. Außerdem liegen sie diskordant zu den Pyrrhotin-Ilvait-Gemengen.

Diese jüngsten Erzmineralausscheidungen werden von letzten Klüften durchsetzt, die Chrysotil, eisenfreien Antigorit sowie Brucit und Karbonate enthalten können. Das gleiche Bild bietet sich in unvererzten, stark tektonisierten Serpentiniten, sowohl in dem nördlichsten Vorkommen oberhalb Brienz als auch am Lunghinpaß, wo sämtliche Rutschharnische mit Chrysotil, 6-layer-Orthochrysotil und Antigorit, Talk, Dolomit und Calcit ausgefüllt sind.

Goethit- und Malachitaggregate stellen letzte und jüngste Mineralbildungen dar. Sie finden sich meist oberflächlich im Bereich der Oxydationszone.

G. STELLUNG DER VERERZUNGEN ZUR METAMORPHOSE UND ZUM GEBIRGSBAU

Blicken wir auf den Stand der alpinen geologischen, petrographischen und mineralogischen Forschungen um die Jahrhundertwende, so erkennen wir eigentlich schon die umfassende Problematik zwischen Gebirgsbildung und Gesteinsmetamorphose. Um 1900 wurde einerseits durch die Begründer der Deckenlehre wie BERTRAND, SCHARDT, ROTHPLETZ, LUGEON, TERMIER, STEINMANN und anderen eine gewisse Klarheit in den komplizierten alpinen Baustil gebracht, andererseits durch GRUBENMANN die systematische Zoneneinteilung der «Kristallinen Schiefer» geschaffen, die es ermöglichte, Abhängigkeiten zwischen Metamorphose und Gebirgsbau zu erforschen. Generell ist im Bündneraum (Querschnitt Chur-Sondrio) eine Zunahme der alpinen Metamorphose (oder mehrerer alpiner Metamorphosen) bekannt.

In einer petrographischen Arbeit (DIETRICH, 1969) untersuchten wir im Oberhalbstein die Zunahme der regionalen alpinen Metamorphose von Norden nach Süden aufgrund des Indexminerals Pumpellyit (Stabilitätsbereich $P_{\text{fluid}}-T$: nach neuesten experimentellen Daten von LIU, 1970, 250–400 °C und 2,7–4,5 kbar). In allen Meta-Vulkaniten und -Gabbros des nördlichen und mittleren Oberhalbsteins, insbesondere des Plattagebietes, fanden wir Pumpellyit. Prehnit, der in der nördlichen anschließenden Arosler-Zone zusammen mit Pumpellyit auftritt, fehlt dagegen im gesamten Oberhalbstein. Im *südlichen Oberhalbstein* konnten wir eine *relativ scharfe Grenze des Pumpellyitauftretens* feststellen, die etwa durch die Fuorcla da la Valletta hindurchgeht und in Richtung Julierpaß verläuft (Tafel I). Südlich dieser Grenze setzen sich die überprägten Vulkanite

vorwiegend aus Albit, Chlorit, Epidot, Muskovit, Aktinolith, Glaukophan und Titanit zusammen. Lawsonit haben wir bisher noch nicht entdeckt.

Im Rahmen der zentralalpiner jungen Metamorphose (NIGGLI, 1960; WENK, 1962 und 1970; E. NIGGLI und C. NIGGLI, 1965; TROMMSDORFF, 1966; JÄGER, NIGGLI und WENK, 1967, sowie WENK und KELLER, 1969) untersuchten EVANS und TROMMSDORFF (1970) die Regionalmetamorphose der ultrabasischen Gesteine mit den Paragenesen des Systems $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Leider existieren die interessanten und gut diagnostizierbaren Indexparagenesen oberhalb 350–400 °C, d. h. jenseits der Gleichgewichtskurve «Serpentin + Brucit = 2 Forsterit + 3 H₂O» (BOWEN und TUTTLE, 1949, korrigiert 1968 durch JOHANNES). Experimentelle Daten über Serpentinmineralreaktionen unterhalb 350–400 °C liegen erst teilweise vor (DIETRICH und PETERS, 1971). In einer petrographisch-experimentellen Arbeit versuchten DIETRICH und PETERS Isograde ultrabasischer gesteinsbildender Mineralien auszuschneiden. Dazu untersuchten wir optisch und röntgenographisch alle uns zugänglichen Serpentin- und Ophicalcit-Dolomit-Vorkommen aus dem gesamten Oberhalbstein und dem Oberengadin. Wir setzten damit die Arbeiten von CORNELIUS fort, der die Zusammenhänge zwischen Metamorphose und Gebirgsbau schon 1912 erkannte und 1935 in der Verteilung der Oberhalbsteiner Serpentinmineralien eine Lösung dieser Problematik sah.

Verteilung der Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins (nach DIETRICH und PETERS, 1971):

1. Die gesteinsbildenden Serpentinmineralien Lizardit und Chrysotil kommen durchweg von Tiefencastel bis ins Engadin vor.
2. Von der Linie Fuorcla da la Valletta–Julierpaß treten gesteinsbildend reine Antigoritserpentinite und brucitführende Antigorit-Serpentinite auf.
3. Kluft-Antigorite durchsetzen die Serpentinite durchgehend von Tiefencastel bis ins Engadin.
4. Die Ophicalcite führen sowohl Serpentinanteile der Paragenese Lizardit > Chrysotil als auch Kluft-Antigorite.
5. Die Ophidolomite (im engeren Sinn Sedimente) enthalten bis auf eine fragliche Ausnahme nur Kluft-Antigorit.
6. Talk tritt von Tiefencastel bis ins Engadin sowohl in Serpentiniten als auch in Ophicalciten auf. Er ist vorzugsweise an tektonische Kontakte (Störungen, Ruschelzonen, randlich an Boudinagen und Überschiebungszonente) gebunden.

Aus diesen Daten geht hervor, daß die obere Temperaturgrenze unterhalb 350–400 °C lag, da die Reaktion «Serpentin + Brucit = 2 Forsterit + 3 H₂O» noch nicht abgelaufen ist. Diese Grenze wird erst im Malenco-serpentinit überschritten, indem gesteinsbildend einerseits grobblättriger Antigorit und Brucit, andererseits Antigorit und Forsterit vorliegen (PETERS, 1968; DIETRICH und DE QUERVAIN, 1968 sowie TROMMSDORFF und EVANS, 1972). Im Oberhalbstein und im Oberengadin ist diese Reaktion jedoch noch nicht abgelaufen. Es liegen nicht einmal die typischen Brucit-Antigorite, sondern nur brucitführende Antigorit-Serpentinite vor. Diese Brucit-Dolomit-(evtl. Brucit-Calcit-)Aggregate könnten mit höheren H₂O-Gehalten auch bei relativ tiefen Temperaturen (TROMMSDORFF und SCHWANDER, 1969) entstanden sein.

Interessant ist das Auftreten der reinen Antigorit-Serpentinite südlich der Linie Fuorcla da la Valletta–Julierpaß. Schon in den Grünsteinen konnten wir diese Linie als Grenze für das Verschwinden von Pumpellyit (DIETRICH, 1969) festlegen. Vergleichen wir dies mit den petrographischen Ergebnissen, d. h. Mineralumwandlung und Strukturänderung der Vulkanite in den nördlichen, sehr mächtig werdenden Platta-Schuppen (DIETRICH, 1969), so erkennen wir nur eine allmählich fortschreitende Umwandlung, nicht aber sprunghaft scharfe Wechsel.

Aus den gesteinsbildenden Mineralien und Strukturen der Oberhalbsteiner Serpentinite, Meta-Gabbros und Diabase bis Grünschiefer kann gefolgert werden, daß zu Beginn oder während einer früheren tektonischen Hauptphase der alpinen Orogenese Druck und Temperatur genügend hoch waren, um den ursprünglichen Mineralbestand und die Strukturen zu verändern.

Teile des südpenninischen (piemontesischen) Ablagerungsraumes (TRÜMPY, 1971) werden als ozeanische Kruste aufgefaßt. In diesen Bereichen wurden gewisse Zonen während wahrscheinlich *frühester tektonischer Phasen* in größere Krustentiefen verfrachtet und gelangten dadurch unter höhere PT-Bedingungen. Die Zone

der Forcellina-Schuppe (paläogeographisch eine nördliche Fortsetzung der Platta-Extrusionen und Sedimentation) wurde am tiefsten abgesenkt, während die Zonen der späteren Unteren und Oberen Platta-Schuppen in höheren Niveaus zurückblieben. Zusammen mit weiteren Bewegungsvorgängen ergibt dies ein Bild der Lagerungsverhältnisse während einer älteren Regionalmetamorphose unter relativ niedrigen Temperaturen und hohen Drucken. Als Alter möchten wir obere Kreide annehmen (etwa 80 Millionen Jahre), eventuell sogar schon untere Kreide. An der Grenze Aptian/Albian-Cenomanian müssen erste orogene Bewegungen erfolgt sein (DIETRICH, 1970).

In diese Zeit fiel wahrscheinlich die *Hauptphase* unserer Vererzungen. Lösungen, angereichert an Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, O₂ und CO₂ führten zur Bildung der Begleitminerale: Ilvait, Andradit, Aktinolith, farbloser bis grünlicher Diopsid, Antigorit, Greenalith und Magnetit. Mobilisate von S₂, Fe, Cu, Ni, Co und Zn der primären Sulfide gelangten während dieser Metamorphose und Durchbewegung aus den ultrabasischen Massen und ihren basischen Begleitgesteinen in Störungs- und Überschiebungshorizonte. Dort wurden die relativ niedrig temperierten Sulfide ausgeschieden, welche die erstausgeschiedenen Kalksilikate zu verdrängen scheinen.

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse und Gefüge müssen für die Vererzungen Bildungsbedingungen eines offenen Systems angenommen werden, in dem vor allem Sauerstoff- und Schwefel- sowie H₂O- und CO₂-Fugazitäten eine bedeutende Rolle spielten. Je nach Änderung dieser Freiheitsgrade konnten verschiedene Assoziationen von Silikaten, Oxiden und Sulfiden stabil werden.

Unterschiede in «regionalen» Temperaturen führten eventuell zur Ausscheidung etwas abweichender Paragenesen (Beispiel: die unterschiedlichen Gruppen zwischen nördlichem und südlichem Oberhalbstein). Der Gesamtdruck kann für die Erzparagenesen vernachlässigt werden.

Ein *letztes großtektonisches Ereignis* brachte die Forcellina-Schuppe in ihre heutige Lage, d. h. eingehüllt von den Cuolmens-Serpentiniten in die Vulkanite der südlichen Unteren Platta-Schuppen (Tafel I). Wahrscheinlich wurden durch diese Geschehen die z. T. schon bestehenden Platta-Schuppen nochmals durchbewegt.

Die bereits ausgeschiedenen Erzminerale zerbrachen teilweise und wurden durch neue Sulfide und Oxide verdrängt. Wir sehen darin die Umwandlungen von hexagonalem in monoklinen Pyrrhotin und in Troilit, in Markasit-Pyrit-Gemenge sowie Bildungen von Neodigenit, Chalkosin, Covellin und Valleriit. Ob die Verdrängungen von Pentlandit und Linneit durch Bravoit und Violarit ebenfalls in diese Phase fallen, ist schwer zu entscheiden.

Die *Kluftminerale* Chrysotil (inkl. 6-layer-Orthochrysotil), eisenfreier Kluft-Antigorit, Talk sowie Brucit, Magnesit, Dolomit und Calcit scheinen *jüngste Bildungen* darzustellen, da sie sowohl Klüfte stark tektonisierter Serpentinite ausfüllen als auch Kluft-Silikate, Oxide und Sulfide in den Vererzungen diskordant durchsetzen. Goethit und Malachit werden als letzte Umwandlungen im Bereich der sogenannten Oxidationszone angesehen.

Für den Bereich des heutigen Oberhalbsteins können max. Temperaturen und Drucke aufgrund experimenteller Bildungsbedingungen verschiedener Indexminerale wie Lawsonit, Pumpellyit, Stilpnomelan und Antigorit grob abgeschätzt werden. Minimalwerte werden durch das Fehlen von Zeolithen angegeben. Temperaturen zwischen 200 bis 350 °C sollten jedoch schon für Phasenumwandlungen in Sulfidsystemen ausreichend sein. *Es ist daher möglich, nicht nur in den postdeformativen Sulfidausscheidungen, sondern auch in den Kluftsilikaten, Oxiden und Sulfiden der Hauptausscheidungsphasen Abbilder der jungen zentralalpiner Regionalmetamorphose zu sehen.*

Literaturverzeichnis

Historische Literatur

- 1700: SCHEUCHZER, J. J.: Alpenreisen.
- 1706: SCHEUCHZER, J. J.: Naturgeschichte des Schweizerlandes, Zürich.
- 1805: SALIS, C. U. VON: Färberei-Materialien im Canton Graubünden. Der neue Sammler, 1. Jahrg., Chur.
- 1806: SALIS, C. U. VON: Über den Bergbau in Bünden. Der neue Sammler, 2. Jahrg., 1. u. 2. Heft, S. 491–561, Chur.
- 1806: SALIS, C. U. VON: Miscellen. Auszug aus einem Brief vom 27. September 1805. Alpina I, S. 391–393, Chur.
- 1806: PETERELLI, J. A. VON: Beschreibung des Hochgerichts Oberhalbstein nebst Stalla. Der neue Sammler, 5. u. 6. Heft, S. 422 bis 451, Chur.
- 1819: SCHWEIZER-BOTE: Über den Betrieb der Gold- und Silber-, Blei- und Zink-, Kupfer- und Eisenbergwerke im Kanton Graubünden. Der aufrichtige und wohlgefahrene Schweizer Bote, 16. Jahrg. Nr. 11, 18. März 1819, S. 81–84; Nr. 13, 1. April 1819, S. 97–101; Nr. 14, 8. April 1819, S. 105–109; Nr. 15, 15. April 1819, S. 113–115.
- 1837: KRANECK, H.: Die alten Ritterburgen und Bergschlösser in Hohen-Rhätien. 72 S. und 60 lithographierte Abb., Simeon Benedict, Chur.
- 1839: ESCHER, A., und STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. N. Denkschr., Allg. Schweiz. Ges. Naturwiss., 3, 218 S.
- 1861: THEOBALD, G.: Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. – Verlag der Hitz'schen Buchhandlung, S. 106–117, Chur.
- 1862: THEOBALD, G.: Cima da Flix und Piz Err mit ihrer Umgebung. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, N. F., VII. Jahrg., Vereinsjahr 1860–1861, S. 5–54.
- 1866: THEOBALD, G.: Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. Beitr. geol. Karte Schweiz, 3. Lfg., 359 S.
- 1866: BRUEGGER, CHR. G.: Der Bergbau in den X Gerichten und der Herrschaft Rhäzüns unter der Verwaltung des Davoser Berg-Richters, Christian Gadmer 1588–1618. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, N. F., 11. Jahrg., S. 47–80.
- 1878: PLATTNER, P.: Geschichte des Bergbau's der östlichen Schweiz. Chur bei Sprecher & Plattner, 112 S.
- 1889: WALKMEISTER, CHR.: Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Graubünden. Ber. Tätigk. St. Gall. naturw. Ges., 1887/88, S. 268–317.
- 1900: TARNUZZER, CHR., NUSSBERGER, G., und LORENZ, P.: Notice sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons, Suisse. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, N. F., 43. Bd., Vereinsjahr 1899/1900, S. 1–47.
- 1906: BUECHER-DE FLORIN, H.: Schweizer Erz-Bergbau. Aus «Der Erzbergbau», Zentralblatt f. d. gesamten Erzbergbau, Frankfurt a. M.
- 1907: SCHMIDT, C.: Asphalt, Steinsalz, Erze, Handwörterbuch der Schweiz. Volkswirtschaft, III. Bd., S. 91–154.
- 1917: BASLER NATIONAL-ZEITUNG: Der Bergbau im Averser Tale. Spezialausgabe zur Eröffnung der Schweizer Mustermesse.
- 1922: CASTELMUR, A. VON: Conradin von Marmels und seine Zeit. Diss. Univ. Freiburg (Schweiz), 137 S.
- 1930: POESCHEL, E.: Das Burgenbuch von Graubünden. 312 S., Orell Füssli Verlag, Zürich und Leipzig.
- 1935: ESCHER, E.: Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 18. Lfg., 120 S.
- 1951: SCHNEIDER, TH.: Arosa, ein Bergbau-Zentrum auf Metallerze in Graubünden um 1440. Buchdruckerei AG, Arosa, 102 S.
- 1951: SPRECHER, J. A. VON: Kulturgeschichte der Drei Bünde. Neu bearbeitet von Dr. Rudolf Jenny. Über den Bergbau in Graubünden, S. 115–118. Chur.

Geologisch-petrographisch-mineralogisch-kristallographische Literatur

- ÅLSEN, N. (1925): Röntgenographische Untersuchung der Kristallstrukturen von Magnetkies, Breithauptite, Pentlandite, Mille-rite und verwandten Verbindungen. Geol. Fören. Förh. 47, 19–72.
- ANGEL, F. (1929): Stubachit und Stubachitserpentin von Ganoz (bei Kals in Osttirol). Ein Beitrag zum chemischen und physio-graphischen Studium von Serpentinmineralien. Ztschr. Krist. 72, 1, 1–41.

- ANGEL, F. (1930): Notizen zur Morphologie des Antigorites. Mitt. Natw. Ver. Steiermark, 67, 3–6.
- ANTUN, P., EL GORESY, A., und RAMDOHR, P. (1966): Ein neuartiger Typ «hydrothermal» Cu-Ni-Lagerstätten, mit Bemerkungen über die Mineralien: Valleriit, Mackinawit, Oregonit. Mineralium Deposita 2, 113–132.
- ARBENZ, P., und TARNUZZER, CHR. (1923): Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 13. Lfg., 1. Bd., 253–277.
- ARNOLD, R. G. (1966): Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by x-ray diffraction. Amer. Miner. 51, 1221–1227.
- ARNOLD, R. G. (1969): Pyrrhotite relations below 304 ± 6 °C at < 1 atm total pressure. Econ. Geol. 64, 405–419.
- ARNOLD, R. G., and REICHEN, L. E. (1962): Measurement of the metal content of naturally occurring, metal-deficient, hexagonal pyrrhotite by an x-ray spacing method. Amer. Miner. 47, 105–110.
- ARUJA, E. (1943): An x-ray study of silicates. Chrysotile, antigorite, gümbelite. Ph. D. Thesis, Cambridge.
- ARUJA, E. (1945): An x-ray study of the crystal structure of antigorite. Miner. Mag. 27, 65–74.
- ASTM = X-ray powder data file. New York, American Society for Testing Materials.
- AUGUSTITHIS, S. S. (1960): Alterations of chromite, ore-microscopic observations on chromite-ores from Rodani, Greece. N. Jb. Miner., Abh. 94, 890–904.
- BARNES, H. L. (1967): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston, Inc., 670 p.
- BARTHOLOME, P., and DIMANCHE, F. (1967): On the parageneses of ilvaite in Italian skarns. Ann. Soc. Géol. Belgique, 90, 1966–67, Bull. 5, 533–564.
- BARTHOLOME, P., DUCHESNE, J. C., et VAN DER PLAS, L. (1968): Sur une forme monoclinique de l'ilvaite. Ann. Soc. Géol. Belgique, T. 90, 1966–67, Bull. 10, 779–788.
- BAUTSCH, H. J. (1960): Erzmikroskopische Beobachtungen an den Opakanteilen eines Metaserpentinits von Wurzbach (Thüringen). N. Jb. Miner., Abh. 94, 908–925.
- BEESON, M. H., and JACKSON, E. D. (1969): Chemical composition of altered chromites from the Stillwater Complex, Montana. Amer. Miner., 54, 1084–1100.
- BELOV, N. V., & MOKEJEVA, V. I. (1954): Kristallicheskaya Struktura ilvaita. Trudy instituta kristallographie Akademii. Nauk, SSSR, 9, 47–102.
- BERRY, L. G., and THOMPSON, R. M. (1962): X-ray powder data for ore mineral. The peacock atlas. Geol. Soc. Amer., Mem. 85, 281 p.
- BETECHTIN, A. G. (1961): Mikroskopische Untersuchungen an Platinerzen aus dem Ural. N. Jb. Miner. Abh., 97, 1–34.
- BEZZI, A., e PICCARDO, G. B. (1970): Studi petrografici sulle formazioni/ofiolitiche dell'Appennino ligure. Nota XII – Le rodingiti di Carro (La Spezia). Boll. Soc. Geol. It., 88, 645–687.
- BEZZI, A., and PICCARDO, G. B. (1971): Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for the «oceanic» floor of the northern Appennines geosyncline; a contribution to the problem of the Alpinotype gabbroperidotite associations. Mem. Soc. Geol. It., Vol. X, 53–63.
- BONNEY, T. G. (1880): On some serpentines from the Rhaetian Alps. Geol. Mag. VII, 538–542.
- BOWEN, N. L., and TUTTLE, O. F. (1949): The system MgO-SiO₂-H₂O. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 439–460.
- BRINDLEY, G. W., DUNHAM, K. C., EYLES, V. A., and TAYLOR, J. H. (1951): The crystal structure of some chamosite minerals. Miner. Mag. 212, Vol. XXIX, 502–525.
- BRINDLEY, G. W., and KNORRING, O. VON (1954): A new variety of antigorite (ortho-antigorite) from Unst, Shetland Islands. Amer. Miner., 39, 794–804.
- BROWN, G. (1961): The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. London, 544 p.
- BUSECK, P. R. (1964): Discussion of «pyrrhotite measurement» by GROVES and FORD, Amer. Miner. 48, 911–913. Amer. Miner. 49, 1491–1495.
- BYSTRÖM, A. (1945): Monoclinic magnetic pyrites. Ark. Kemi. Miner. Geol. 19, 1–8.
- CAMERON, E. N. (1961): Ore microscopy. John Wiley & Sons, Inc., New York – London. 293 p.
- CARPENTER, R. H., and DESBOROUGH, G. A. (1964): Range in solid solution and structure of naturally occurring troilite and pyrrhotite. Amer. Miner. 49, 1350–1365.
- CHATTERJEE, N. D. (1967): Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular-andradite ss + CO₂ + H₂O. Contr. Miner. Petrol., 14, 114–122.
- CORLETT, M. (1968): Low-iron polymorphs in the pyrrhotite group. Ztschr. Krist., 126, 1–3, 124–134.
- CORNELIUS, H. P. (1912): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jb. Miner. Beil. – Bd. 35, 374–498.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe, Teil I, das Baumaterial. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 70. Lfg., 321 S.

- CORNELIUS, H. P. (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe, III. Teil, Quartär und Oberflächengestaltung. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 70. Lfg., 75 S.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1962): Rock-forming minerals. Vol. 3 Sheet Silicates. John Wiley Sons. Inc. New York – London – Sydney.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1966): An introduction to the rock-forming minerals. Longmans, Green and Co. Ltd., London, 528 p.
- DIETRICH, V. (1967): Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens. Geol. Rundschau, 57, 246–264.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Dissertation. Europäische Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwissenschaften, Nr. 1, 180 S. Verlag Herbert Lang & Cie. AG, Bern.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. Eclogae geol. Helv., 63, 2, 631–671.
- DIETRICH, V. (1972): Ilvait-Ferroantigorit-Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 52/1, 57–74.
- DIETRICH, V., und DE QUERVAIN, F. (1968): Die Nephrit-Talklagerstätte Scortaseo. Übersicht der weiteren Nephritfunde der Schweizer Alpen insbesondere der Vorkommen im Oberhalbstein (Graubünden). Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser., Lfg. 46, 77 S.
- DIETRICH, V., und PETERS, Tj. (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 51, 2/3, 329–348.
- EPPRECHT, W., und GEIGER, Th. (1946): Bericht über die Exkursion ins Oberhalbstein (Alp Parsettens, Flix, Gonzen, Tavetsch). Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 26, 290–294.
- ESCHER, A., und STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. N. Denkschr., Allg. Schweiz. Ges. Naturw., 3, 218 S.
- EVANS, H. T., MILTON, CH., CHAO, E. C. T., ADLER, I., MEAD, C., INGRAM, B., and BERNER, R. A. (1964): Valleriite and the new iron sulfide, mackinawite. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 475-D, 64–69.
- EVANS, B. W., and TROMMSDORFF, V. (1970): Regional Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 50, 3, 481–492.
- FAUST, G. T., and FAHEY, J. J. (1962): The serpentine-group minerals. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 384-A, 92 p.
- FEHLMANN, H. (1919): Der Schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. 316 S., Kümmerly & Frey, Bern.
- FLEET, M. E. (1968): On the lattice parameters and superstructures of pyrrhotites. Amer. Miner. 53, 1846–1855.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser., 16/1. Lfg.
- FRIEDRICH, G. (1962): Über ein dem Greenalith nahestehendes Mineral der Serpentinegruppe aus den subvulkanisch-hydrothermalen Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien. Beitr. Miner. Petr. 8, 189–198.
- GEIGER, Th. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser., Lfg. 27, 89 S.
- GRAHAM, A. R. (1969): Quantitative determination of hexagonal and monoclinic pyrrhotites by x-ray diffraction. Canad. Miner. 10, 1, 4–24.
- GREEN, D. H. (1969): The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. Tectonophysics, Vol. 7/5–6, 409–422.
- GREEN, D. H., and RINGWOOD, A. E. (1967a): The genesis of basaltic magmas. Contr. Miner. Petrol., 15, 103–190.
- GREEN, D. H., and RINGWOOD, A. E. (1967b): The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth Planetary Sci. Letters, 3, 151–160.
- GRØNVOLD, F., and HARALDSEN, H. (1952): On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S). Acta Chem. Scand. 6, 1452–1469.
- GROVES, D. I., and FORD, R. J. (1963): Note on the measurement of pyrrhotite composition in the presence of both hexagonal and monoclinic phases. Amer. Miner. 48, 911–913.
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser., Lfg. 35, 59 S.
- HÄGG, G., und SUCKSDORFF, I. (1933): Die Kristallstruktur von Troilite und Magnetkies. Ztschr. physik. Chem. B 22, 444–452.
- HAHN-WEINHEIMER, P. und ROST, F. (1961): Akzessorische Mineralien und Elemente im Serpentin von Leupoldgrün (Münchberger Gneismasse). Ein Beitrag zur Geochemie ultrabasischer Gesteine. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 21, 165–181.
- HEIM, ALB. (1900): Die Eisenerze des Avers und die Manganerze des Oberhalbstein. Eclogae geol. Helv. 6, S. 491.
- HOLLAND, H. D. (1956): Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I: Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue minerals. Econ. Geol. 54, 184–233.

- HOLLAND, H. D. (1965): Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. II: Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids. *Econ. Geol.* 60, 1101–1166.
- HOSTETLER, P. B., COLEMAN, R. G., MUMPTON, F. A., and EVANS, B. W. (1966): Brucite in alpine serpentinites. *Amer. Miner.*, 51, 75–98.
- HUCKENHOLZ, H. G., und YODER JR., H. S. (1970): Synthese und Stabilität von Andradit. *Fortschr. Miner.* 48, 1, 8–9.
- ITO, K., and KENNEDY, G. C. (1967): Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar. *Amer. J. Sci.*, 265, 519–538.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., und WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 134. Lfg., 67 S.
- JAKOB, J. (1931): Über den Chemismus der Serpentine. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 11, 56–66.
- JAKOB, J. (1933): Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein), ihre Begleitminerale und ihre Genese. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 13, 17–39.
- JOHANNES, W. (1968): Experimental investigation of the reaction forsterite + H₂O = serpentine + brucite. *Contr. Miner. Petrol.*, 19, 309–315.
- KEUSEN, H. R. (1970): Genese der basischen und ultrabasischen Gesteine vom Geißpfad (Wallis, Schweiz). Vortragsreferat DMG *Fortschr. Miner.*, 48, Beiheft 1, 14–16.
- KORZHINSKII, D. S. (1959): Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. New York, Consultants Bureau, 142 p.
- KULLERUD, G. (1963): The Fe-Ni-S-system. *Carnegie Inst. Washington, Year Book* 62, 175–189.
- KULLERUD, G. (1963): Thermal stability of pentlandite. *Canadian Miner.* 7, 353–366.
- KULLERUD, G. (1964): Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. *Fortschr. Miner.*, 41, 221–270.
- KULLERUD, G., and YUND, R. A. (1962): The Ni-S system and related minerals. *J. Petrol.* 3, 126–175.
- KUNZE, G. (1956): Die gewellte Struktur des Antigorits, I. *Ztschr. Krist.*, 108, 82–107.
- KUNZE, G. (1958): Die gewellte Struktur des Antigorits, II. *Ztschr. Krist.* 110, 282–320.
- KUNZE, G. (1961): Antigorit. Strukturtheoretische Grundlagen und ihre praktische Bedeutung für die weitere Serpentin-Forschung. *Fortschr. Miner.*, 39, 2, 206–324.
- KUSHIRO, I., and YODER, H. S. (1966): Anorthite-forsterite and anorthite-entstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, 7, 337–362.
- KUSHIRO, I. (1968): Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 73, 619–634.
- KUSHIRO, I. (1969): Discussion of the paper «the origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle» by D. H. Green. *Tectonophysics*, 7, 5–6, 427–436.
- LEONARD, B. F., HILDEBRAND, F. A., and VLISIDIS, A. C. (1962): Members of the ludwigite-vonsenite series and their distinction from ilvaite. *Buddington Volume, Geol. Soc. Amer.*, 523–568.
- LIU, J. G. (1970): Synthesis and stability relations of wairakite, CaAl₂Si₄O₁₂ · 2H₂O. *Contr. Miner. Petrol.*, 27, 259–282.
- MACHAIRAS, G., et BLAIS, R. (1966): La transformation de l'hédenbergite manganésifère en ilvaite dans les sulfures de cuivre et de zinc de la région de Noranda (Québec). *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* 89, 372–376.
- MAKSIMOVIC, Z. (1970): Geochemistry of alpine type ultramafic rocks of Yugoslavia. *Fortschr. Miner.*, 48, 1, 21–23.
- METZ, P., and TROMMSDORFF, V. (1968): On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. *Contr. Miner. Petrol.*, 18, 305–309.
- MUELLER, F. P. (1916): Die Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins (Graubünden, Schweiz). *Ztschr. prakt. Geol.*, 1916, 219–228.
- MUELLER, F. P. (1916): Über einige Mineralien aus den Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins (Graubünden, Schweiz). *Centralbl. Miner. usw.*, 1916, 457–459.
- MÜLLER, P. (1959): Vesuvianführende Gesteine vom Piz Lunghin, Graubünden. *Hamburger Beitr.*, 2, 136–163.
- MÜLLER, P. (1962): Kalksilikatfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Maloja. *Chemie der Erde*, 22, 452–463.
- MÜLLER, P. (1963): 6-layer-Serpentin vom Piz Lunghin, Maloja, Schweiz. *N. Jb. Miner. Abh.*, 100, 1, 101–111.
- MÜLLER, P. (1964): Hydrothermal-synthetische Untersuchung in alpinen Serpentiniten beobachteter Mineralparagenesen. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1964, 1, 17–21.
- NALDRETT, A. J. (1969): A portion of the system Fe-S-O between 900 and 1080 °C and its application to sulfide ore magmas. *J. Petrol.*, 10, 2, 171–201.
- NELSON, B. W., and ROY, R. (1958): Synthesis of the chlorites and their structural and chemical constitution. *Amer. Miner.*, 43, 707–725.

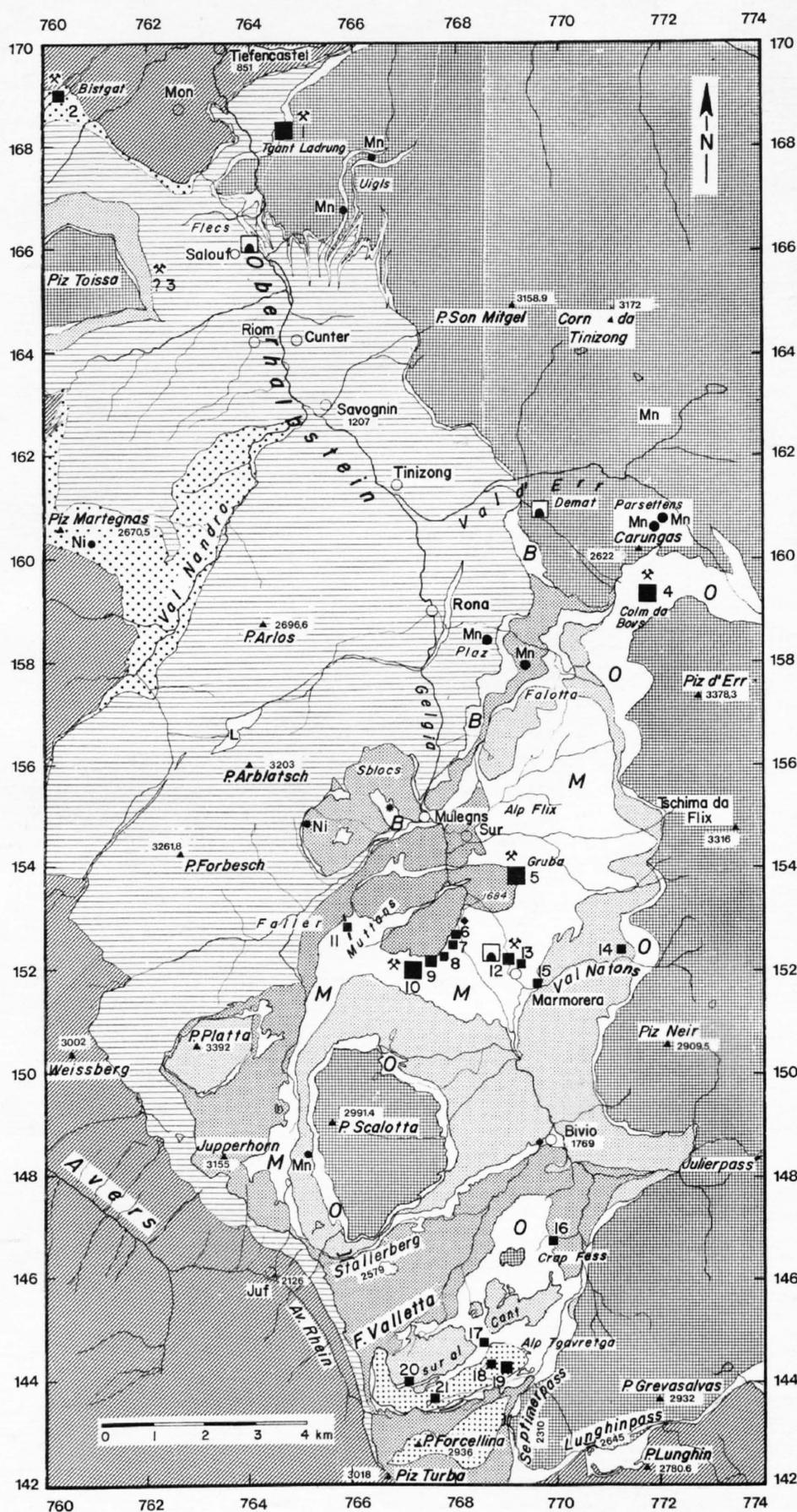
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Rept. Int. Geol. Congr., XXI Session, Pt. 13, 132–138, Copenhagen.
- NIGGLI, E., und NIGGLI, C. (1965): Karten der Verteilung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.*, 58, 336–368.
- NIGGLI, P. (1950): Erzlagerstätten in Zusammenhang mit Ophiolithen. *Geol. en Mijnb.*, 1950/12, 1–11.
- NITSCH, K. H. (1969): Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. Vortragsreferat 47. Jahrestagung der DMG in Bern.
- O'HARA, M. J., and YODER, H. S. (1967): Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scot. J. Geol.*, 3, 67–117.
- OTT, E. (1925): Geologie von Mittelbünden. V. Abt. Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 49. Lfg., 103 S.
- PAGE, N. J. (1967): Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contr. Miner. Petr.*, 14, 321–342.
- PAGE, N. J. (1968): Chemical differences among the serpentine «polymorphs». *Amer. Miner.*, 53, 201–215.
- PAGE, N. J., and COLEMAN, R. G. (1967): Serpentine mineral analyses and physical properties. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 575-B, B 103–B 107.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 43, 531–685.
- PETERS, T.J. (1965): A water-bearing andradite from the Totalp serpentinite (Davos, Switzerland). *Amer. Miner.*, 50, 1482–1486.
- PETERS, T.J. (1968): Distribution of Mg, Fe, Al, Cu and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy). *Contr. Miner. Petr.*, 18, 65–75.
- PETERS, T.J. (1969): Rocks of the Alpine ophiolitic suite: Discussion on the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie. *Tectonophysics*, 7 (5–6), 507–509.
- PETERS, T.J. (1970): Eine alpinotype Vergesellschaftung von ultrabasischen und basischen Gesteinen im nördlichen Oman. *Fortschr. Miner.*, 48, 1, 32–34.
- PING-WEN CHIA and CHE CHENG (1964): Ferrolizardite – a new variety of the serpentine mineral group. *Aus Ti Chih Hseuh Pao*, 44, 86–98; in *Amer. Miner.* 50, (1965), 2102.
- QUERVAIN, F. DE (1945): Awaruit und Pentlandit im Serpentin von Poschiavo. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 25, 305–310.
- QUERVAIN, F. DE (1963): Die Erzminerale des Serpentins von Selva-Quadrada (Puschlav). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 43, 295–312.
- QUERVAIN, F. DE, FREY, D., und BIANCONI, F. (1967): Erläuterungen zum Blatt 4 Bellinzona–St. Moritz der Geotechnischen Karte der Schweiz. 2. Aufl., Kümmerly & Frey, Bern.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Aufl. Akademie-Verlag Berlin, 1089 S.
- RAMDOHR, P. (1967): A widespread mineral association, connected with serpentinization. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 3, 241–265.
- RAMDOHR, P. (1969): The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1174 S.
- ROSENBUSCH, H., und MUEGGE, O. (1927): Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigsten Mineralien. 5. Aufl., S. 371–374, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ROSENQUIST, T. (1954): A thermodynamic study of the iron, cobalt and nickel sulfides. *J. Iron and Steel Inst.* 176, 37–57.
- RUCKLIDGE, J. C., and ZUSSMAN, J. (1965): The crystal structure of the serpentine mineral, lizardite $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. *Acta Cryst.*, 19, 381–389.
- RUTSTEIN, M. S., and YUND, R. A. (1969): Unit-cell parameters of synthetic diopside-hedenbergite solid solutions. *Amer. Miner.*, 54, 238–245.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1:500000, 256 S. Commission géotechnique Suisse.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1958): Die Erzlagerstätten der Erde. Band I: Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 315 S.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. 4. Aufl., Gustav Fischer Verlag, Jena, 371 S.
- SCHÜRMAN, K., und HINRICHSSEN, TH. (1970): Druck- und Temperaturbedingungen für Mineralreaktionen der Versenkungsmetamorphose. *Fortschr. Miner.*, 48, 1, 92–93.
- SPRINGER, G., SCHACHNER-KORN, D., and LONG, J. V. (1964): Metastable solid solution relations in the system $FeS_2 - CoS_2 - NiS_2$. *Econ. Geol.* 59, 475–491.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. *Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zürich*, 60, 1 u. 2, 55–336.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 46/1. Lfg., 41 S.

- STAUB, R. (1920): Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. *Eclogae geol. Helv.*, 25, 4, 492–501.
- STAUB, R. (1922): Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 2, 78–149.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 52. Lfg., 272 S.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 103. Lfg., 184 S.
- STEINMANN, G. (1906): Geologische Beobachtungen in den Alpen (II). Die SCHARDTSCHE Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 16, 1–49.
- STEINMANN, G. (1926): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C. R. XIV Congrès Int. de Géologie*, fasc. II, 637–668, Madrid.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams. *Diss. Univ. Zürich*, 235 S.
- STREIFF, V. (1969): in TRUEMPY, R., DIETRICH, V., FUMASOLI, M., HAENNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J., et STREIFF, V. (1969): Les Grisons, Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. France, 14–21 septembre 1969. Livretguide: Partie A, partie generale, Partie B, itinéraire. – *Compte rendu somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, 330–396.
- STRUNZ, H. (1937): Über Kristallographie und chemische Zusammensetzung von Lawsonit und Lievrit. *Ztschr. Krist.* 96, 504 bis 506.
- STRUNZ, H. (1970): Mineralogische Tabellen. 5. Aufl., Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig KG, Leipzig, 621 S.
- STUCKY, K. (1960): Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, Lfg. 37, 67 S.
- TAKEUCHI, Y. (1948): The crystal structure of lievrite. $\text{HCaFe}^{3+}\text{Fe}_2^{2+}\text{Si}_2\text{O}_9$: X-rays, Vol. 5, 1–2, 8–14 (Japanisch mit englischem Abstract).
- TATAR, A. (1968): Geologie und Petrographie des (chromitführenden) Marmaris-Gebietes (SW-Türkei). *Veröffentlichungen des Institutes für Lagerstättenforschung der Türkei (MTA)*, Nr. 137, 92 S.
- TOULMIN, P., and BARTON, P. B. (1964): A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 28, 641–671.
- TRÖGER, W. E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 147 S.
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II: Textband. Mit Beiträgen von Hans Ulrich Bambauer, Otto Braitsch, Franz Taborszky und Hans-Dieter Trochim. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 S.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 46, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. (1970): Mineral parageneses in magnesian rocks of the progressive metamorphic series of the Central Alps. *Naturwissenschaften* 57/6, 304–305.
- TROMMSDORFF, V., und SCHWANDER, H. (1969): Brucitmarmore in den Bergelleralpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 49, 2, 333–340.
- TROMMSDORFF, V., and EVANS, B. W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). *Amer. J. of Sc.*, im Druck.
- TRÜMPY, R. (1971): Stratigraphy in mountain belts. *Quarterly J. Geol. Soc., London*, 126, 293–318.
- UYTENBOGAARDT, W. (1951): Tables for microscopic identification of ore minerals. Princeton, 242 p.
- UYTENBOGAARDT, W. (1967): Results of Vickers hardness measurements on ore minerals, achieved in different laboratories since 1956. Second summary. Public. No. 46, Dept. Mineral. Petrology Inst. Earth Sciences, Free University Amsterdam.
- VAUGHAN, D. H. (1969): Zonal variation in bravoite. *Amer. Miner.* 54, 1075–1083.
- VÄRYNEN, H. (1938): Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitunguri in Petsamo. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 116, 198 S.
- VOGT, J. H. L. (1893): Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata. II. Sulfidische Ausscheidungen von Nickel-Sulfiderzen, namentlich nickelhaltigem Magnetkies, in basischen Eruptivgesteinen, Norit, Labradorfels, Gabbro, Diorit, Diabas, Olivindiabas usw. *Zeitschr. prakt. Geol.* 1893, 125–143 und 257–268.
- WEISER, TH. (1967): Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde über die Zusammensetzung von Chromiten. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 3, 113–143.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 42, 139–152.
- WENK, E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Miner.*, 47, 34–51.
- WENK, E., und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 49, 1, 157–198.
- WENK, H. R., and MAURIZIO, R. (1970): Geological observations in the Bergell area (SE Alps). II. Contact minerals from Mt. Sissone-Cima di Vazzeda. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 50, 2, 349–354.
- WHITTAKER, E. J. W. (1953): The structure of chrysotil. *Acta Cryst.*, 6, 747–748.

- WHITTAKER, E. J. W. (1955): A classification of cylindrical lattices. *Acta Cryst.*, 8, 571–574.
- WHITTAKER, E. J. W. (1956a): The structure of chrysotile. II. Clinochrysotile. *Acta Cryst.*, 9, 855–862.
- WHITTAKER, E. J. W. (1956b): The structure of chrysotile. III. Orthochrysotile. *Acta Cryst.*, 9, 862–864.
- WHITTAKER, E. J. W. (1956c): The structure of chrysotile. IV. Parachrysotile. *Acta Cryst.*, 9, 865–867.
- WHITTAKER, E. J. W. (1957): The structure of chrysotile. V. Diffuse reflexions and fibre texture. *Acta Cryst.*, 10, 149–156.
- WHITTAKER, E. J. W., and ZUSSMAN, M. A. (1956): The characterization of serpentine minerals by x-ray diffraction. *Miner. Mag.*, No. 233, Vol. 31, 107–126.
- WINCHELL, A. N., and H. (1951): *Elements of optical mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 551 p.
- WYLLIE, P. J. (1967): *Ultramafic and related rocks*. John Wiley & Sons, Inc., New York – London – Sydney, 464 p.
- YUND, R. A., and HALL, H. T. (1968): The miscibility gap between FeS and Fe_{1-x}S. *Mat. Res. Bull.*, 3, 779–784.
- YUND, R. A., and HALL, H. T. (1969): Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. *Econ. Geol.* 64, 420–423.
- ZIEGLER, W. H. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. *Eclogae geol. Helv.*, 49, 1, 1–78.
- ZUSSMAN, J., and BRINDLEY, G. W. (1957): Serpentes with 6-layer-ortho-hexagonal cells. *Amer. Miner.*, 42, 666–670.
- ZWAAN, P. C. (1955): On the determination of pyroxene by x-ray powder diagrams. *Leidse Geol. Med.* 19.

Kartenverzeichnis

- 1769: WALSER, G.: Atlas der alten Eidgenossenschaft, Blatt Rhaetia. Homannsche Erben, Nürnberg.
- 1835: SCHOPFER, H.: Rhätische Erzgebirge oder neueste Übersicht aller derjenigen Berg-Revier im Umfange der Kantone Graubünden, St. Gallen und Glarus, etwa 1:400000, St. Gallen.
- 1839: ESCHER, A., und STUDER, B.: Geologische Karte des mittleren Theiles von Graubünden, Maßstab 1:130000, in «Geologischer Beschreibung von Mittel-Bünden. N. Denkschr., Allg. Schweiz. Ges. Naturwiss., 3.
- 1853: THEOBALD, G.: Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Blatt XV (Davos–Martinsbruck), Schweiz. Geol. Komm.
- 1865: THEOBALD, G.: Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Blatt XX (Sondrio–Bormio), Schweiz. Geol. Komm.
- 1883: WEBER, J., und BROSI, A.: Karte der Fundorte von Rohprodukten in der Schweiz, hergestellt für die Schweizerische Landesausstellung 1883 auf Veranlassung des Schweizerischen Handels- und Landwirthschafts-Departements. Maßstab 1:500000, Verlag J. Wurster & Cie., Zürich.
- 1926: FREI, F., und OTT, E.: Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt E (Piz Michel), 1:25000, Spezialkarte Nr. 94E, Schweiz. Geol. Komm.
- 1926: STAUB, R.: Geologische Karte des Avers, 1:50000, Spezialkarte Nr. 97, Schweiz. Geol. Komm.
- 1929: WILHELM, O.: Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50000, Spezialkarte Nr. 114a, Schweiz. Geol. Komm.
- 1932: CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25000, West-Blatt, Spezialkarte Nr. 115a, Schweiz. Geol. Komm.
- 1953: KUENDIG, E., und DE QUERVAIN, F.: Übersichtskarte zu «Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz». Maßstab 1:600000, 2. Aufl., Kümmerly & Frey, Bern.
- 1967: DE QUERVAIN, F., FREY, D., HOFMAENNER, F., und JENNY, V.: Geotechnische Karte der Schweiz. Blatt 4: Bellinzona–St. Moritz, Maßstab 1:200000, 2. Aufl., Kümmerly & Frey, Bern.



VERERZUNGEN IN DEN OPHIOLITHEN DES OBERHALBSTEINS

TEKTONISCHE GRUNDLAGE: NÖRDLICHES OBERHALBSTEIN NACH STAUB (1956)
SÜDLICHES OBERHALBSTEIN NACH DIETRICH (1969)

TEKTONISCHE EINHEITEN

	Ostalpin	
	Oberste Platta-Serpentine	} Platta-Decke s.str.
	Obere Platta-Schuppen	
	Mazzaspitz-Marmorera-Serpentine	
	Untere Platta-Schuppen	
	Basis-Serpentine von Mulegns	
	Forcellina-Schuppe	
	Martegnas-Serie	
	Livizung-Zug	
	Oberhalbsteiner - Flyschdecken	
	Oberpenninikum	

Fe-Cu-Ni-Vererzungen in Serpentiniten

- grössere Vorkommen
- mittlere Vorkommen
- kleine Vorkommen (♦ Pentlandit, * Pyrit)
- historischer Bergbau (seit 14. Jahrhundert)
- historische Schmelzöfen (seit 14. Jahrhundert)
- Ni-Imprägnationen in Dolomitmarmoren
- Mn-Vererzungen in Radiolariten und Kieselschiefern