

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	36 (1956)
Heft:	2
Artikel:	Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden)
Autor:	Gees, Rudolf A.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-28501

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 28.01.2026

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

Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem
behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos
(Graubünden)

Von Rudolf A. Gees (Los Angeles - Bern)¹⁾

Inhalt

Einleitung	454
Ophiolithe	456
1. Peridotite, der sog. Totalp-Serpentin	456
2. Eigentliche Serpentine	468
3. Pyroxenite	470
4. Ophimiktite der Peridotite	472
5. Geologisches Auftreten und Alter der Peridotite	478
6. Diabase	479
7. Ophimiktite der Diabase	481
8. Genetisches und geologisches Alter der Diabase	481
9. Die Beziehungen zwischen Peridotit, Gabbro und Diabas	484
10. Die tektonische Stellung der Ophiolithe	485
Abstract	487
Literaturverzeichnis	487

EINLEITUNG

Die folgenden Ausführungen fussen im wesentlichen auf unseren seinerzeitigen Feldaufnahmen zur Dissertation „*Geologie von Klosters*“ und dem Kapitel „*Ophiolithe*“ des unveröffentlichten Dissertations-Muskriptes.

¹⁾ Union Oil Company of California, Research Center, Brea, California, USA.

Das bearbeitete Gebiet liegt im hinteren Prättigau und umfasst Teile der Gemeindeareale von Klosters und Davos, im wesentlichen die Cossanna-Cotschna-Gebirgsgruppe, das Gebiet von Parsenn und den Talabschnitt Wolfgang-Klosters-Platz²⁾.

Es kann nicht unsere Absicht sein, das Ophiolithproblem an dieser Stelle auf breiterer Basis zu besprechen. Es soll lediglich versucht werden, einen kurzen Überblick über die weitverzweigten Fragen der Bildung, Intrusion, Extrusion und Umwandlung, ferner über die Kontaktbildungen, das Alter und die tektonische Stellung der Ophiolithe im Deckenbau Mittel- und Nordwestbündens zu geben.

In unsere Betrachtungen sollen neben den Ophiolithen der Totalp — für diese haben unsere Darlegungen bestenfalls den Charakter einer vorläufigen Mitteilung — weitere Ophiolithvorkommen des Untersuchungsgebiets, Peridotite, Serpentine, Ophimiktite, Diabase mit einbezogen werden. Andere, aufschlussreiche Vorkommen ausserhalb des Untersuchungsgebiets, dasjenige am Südfuss der Scesaplana unweit der Scesaplanahütte und die Ophiolithe des Bürkelkopfs im Samnaun sollen vergleichsweise ebenfalls kurz gestreift werden.

Wir möchten die Ophiolithe zunächst in der Reihenfolge Peridotite, Serpentine, Pyroxenite, Ophimiktite und Diabase petrographisch etwas näher betrachten, um dann auf die oben erwähnten Fragen, Alter, tektonische Stellung etc., etwas näher einzutreten.

An früheren Arbeiten zum Ophiolithproblem Mittel- und Nordwestbündens seien erwähnt: J. BALL (1897). Nach ihm liegt im Totalp-Ophiolithikum ein umgewandeltes lherzolitisches Peridotit vor. Das Alter der Intrusion liegt nach BALL zwischen Lias und Eocän. Deutlich spricht sich BALL für primär intrusive Lagerung der Totalp-Ophiolithmasse im umgebenden Nebengestein aus.

Nach J. CADISCH (1921) sollen die Serpentine während der Kreide intrudiert sein, in einer frühen Zeit der Gebirgsbildung. Nach H. GRUNAU (1947) intrudierten die Serpentine während des Oberjura, die Spilite in der Kreide, wahrscheinlich in der Oberkreide. Zu ähnlichen Auffassungen, was das Alter der Spilite anbelangt, kommt H. SCHAETTI (1951) für sein Untersuchungsgebiet im Fürstentum Liechtenstein.

²⁾ Für sämtliche Ortsangaben, Koordinaten und Höhenkoten verweisen wir auf die Kartenzusammensetzungen Prättigau, Albula und Unterengadin, des topographischen Atlas der Schweiz 1:50 000, ferner auf die geologischen Spezialkarten 94A, 94B, 94C und das Blatt Nr. 14 des geologischen Atlas der Schweiz, ferner auf die geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein.

OPHIOLITHE

1. Peridotite, der sog. Totalp-Serpentin

Bislang wurde für das gesamte Totalp-Ophiolithikum der Terminus Serpentin verwendet. Diese Benennung kann nur teilweise befriedigen, sind doch Serpentine, z. B. nach H. ROSENBUSCH (1901), Gesteine, die wesentlich aus Serpentin bestehen, in denen einsprenglingsartig Reste von Olivin, Augit und Hornblende auftreten. Für weite Komplexe des Totalp-Ophiolithikums trifft nun diese mengenmässige Mineralverteilung nicht zu, im Gegenteil, die ursprünglichen Gemengteile Olivin, Ortho- und Klinopyroxen überwiegen oft gegenüber ihren Umwandlungsprodukten (Serpentin). Es entspricht den tatsächlichen Verhältnissen besser, wenn von mehr oder weniger serpentinisierten Peridotiten und eigentlichen Serpentinien gesprochen wird. Genetisch gehören natürlich beide Gesteinsarten zusammen und bilden die Endglieder einer durchlaufenden Umwandlungsreihe.

Vorkommen

Allenthalben im Gebiete der Totalp, z. B. Schwarzhorn, Meierhofer Thäli, Totalpwald etc. Weitere grössere Aufschlüsse von Peridotit finden sich zwischen der Parsennfurka und der Parsennhütte, im Südhang der Cotschna, den sog. Parsenner Mädern, der Gruben-, Stütz-, Mittel- und Schwarzseealp. Im Dürrwald und längs der Bahnlinie der RhB oberhalb Station Laret steht Peridotit in zahlreichen Aufschläussen an. Alle diese Vorkommen sind auf der geologischen Spezialkarte 94 B, Blatt Davos, wiedergegeben. Kleinere Vorkommen trifft man in den Zügen östlich von „In den Gründen“ und im Ronawald bis gegen Aeujaer Rüti (siehe Karte 94 B) an.

Zwei grössere Peridotitaufschlüsse finden sich nördlich der Landquart. Der erste im Muttentobel nordwestlich Monbiel, zwischen ca. 1440—1580 m ü. M. (Koord. 788 850/193 550). Der zweite beim Maiensäss Alp gegenüber Aeuja auf 1600 m ü. M. (Koord. 788 350/193 900) („Blaue Rüfi“). In der Casanna-Schuppe sind zwei kleinere Vorkommen von Serpentin bzw. Ophicalcit in tektonisch bemerkenswerter Lage zu erwähnen. Ophicalcit steht an von 2130 bis 2220 m ü. M. südlich von Alp Casanna Untersäss (geol. Spez. Karte 94 B). Serpentin steht am Ostgrat des Grünhorns, auf 2405 m ü. M., zwischen Hauptdolomit-Dachsteinkalk und Lias in einer Quetschzone an.

Für eine genauere Beschreibung der Peridotite sei auf die Arbeit von J. BALL (1897) verwiesen. Es sind mittel- bis grobkörnige, massige, oft

schlierig bis fluidal texturierte, seltener schiefrige Gesteine, die bröckelig brechen. Die Farbe wechselt von dunkelgrün-schwarz und violett bis hell lauchgrün und gelblich. Typisch ist die rauhe, rostfarbene Anwitterung. Tektonisierte Partien weisen zahlreiche, glänzend polierte Rutschharnische auf. Oft ist der Gesteinsverband von feinen Chrysotil- und Karbonatadern durchschwärmt (blaue Rüfi).

Von blossem Auge sind Olivin, oder dessen Umwandlungsprodukte als hellgrüne Körner und Knauern, deutlich herauswitternder, blättriger Pyroxen und die in unterschiedlicher Menge vorhandene, dunkel- bis hellgrüne, serpentinöse Masse zu erkennen.

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Olivin	Pikotit	aktinolithische Hornblende
Klinopyroxen (Diallag)	Titanit-Leukoxen	(kann auch Hauptgemengteil sein)
Orthopyroxen	Rutil	
Chrysotil } sek.	Magnetit	
Antigorit } sek.	Titaneisen	
Karbonat }	Chromit?	
	Chlorit } sek.	
	Talk	

Die oben angegebene Reihenfolge der primären Hauptgemengteile trifft für manche Gesteine nicht zu. Oft überwiegen die Pyroxene mengenmäßig gegenüber Olivin stark.

Struktur

Die Pyroxene sind meist hypidiomorph körnig, etwas kataklastisch. Der Olivin zeigt in verschiedenen Graden die sog. Maschenstruktur. Im Anfangsstadium durchziehen unregelmässig angeordnete Chrysotiladern den Olivin. In einem späteren Stadium ist das Olivinkorn in Einzelfragmente aufgelöst.

Textur

Massig, z. T. ausgesprochen schlierig-flasrig, bis fluidal.

Je nach dem Grad der Serpentinisierung ist entweder der ursprüngliche Kornverband noch erhalten, oder aber die einzelnen Gemengteile „schwimmen“ in einer Serpentinmasse.

Vollkommen frischer Olivin wurde nicht angetroffen. Stets ist er mindestens teilweise in sog. Maschenserpetin umgewandelt. Lediglich in den Maschen solcher Gebilde kann frischer Olivin zurückbleiben.

Der Klinopyroxen (Diallag) liegt in Körnern verschiedener Grösse, vom Kleinkorn bis zu Individuen von 5 mm Länge und 2—3 mm Breite vor. Er ist farblos bis schwach rötlich (Titangehalt) und weist oft zahlreiche, kristallographisch umgrenzte Titaneiseneinschlüsse auf. Manche Körner sind von einem feinen, leukoxenartigen Staub vollkommen erfüllt. Neben der typischen Augitspaltbarkeit weist der Klinopyroxen die bezeichnende (100) Absonderung auf, die in stärker durchbewegten Gesteinen oft starke Verbiegungen zeigt. Bei meist etwas undulöser Auslöschung wurde die Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ mit 34—38° bestimmt. Feinfaseriger Klinopyroxen (Diallag) findet sich als Neubildung auf jungen Klüften.

Beim Orthaugit handelt es sich, nach dem Charakter der Doppelbrechung und dem Pleochroismus, um einen Typ nahe dem Enstatit. Frischer, nicht umgewandelter Orthaugit ist in unserm Schliffmaterial nicht häufig. Bei dem von J. BALL (1897) beschriebenen faserigen Enstatit dürfte es sich um in Bastit (Antigorit) umgewandelten Orthaugit handeln.

Chrysotil (Faserserpentin) bildet im Maschenserpetin das Netzwerk, daneben tritt er als junge Kluftfüllungen auf.

Antigorit (Blätterserpentin) bildet die feinfaserigen Pseudomorphosen nach Orthaugit (Bastit), ferner die Aggregate des sog. Netz- oder Balkenserpentins.

J. BALL (1897) nennt auf Grund von Mineralgehalt und Chemismus das Gestein Lherzolith, einen Orthaugit und Diallag führenden Peridotit. Mengenmäßig besteht nach BALL unter den Hauptgemengteilen das Verhältnis von 2 Olivin:1 Enstatit:1 Diallag. Er geht dabei von der Annahme aus, dass der sog. Maschenserpetin ausschliesslich als Umwandlungsprodukt von Olivin aufzufassen sei. Wie noch gezeigt werden soll, ist das durchaus nicht immer der Fall. Des weitern scheint uns das Mengenverhältnis in den uns zur Verfügung stehenden Gesteinsproben und Dünnschliffen etwa so zu liegen, dass sich alle drei Hauptgemengteile die Waage halten, oft aber, wie oben erwähnt, die Augite und ihre Umwandlungsprodukte weit überwiegen.

Bevor wir die Serpentinisierung der Peridotite kurz betrachten, sollen einige morphologische und optische Daten der aus diesem Prozess hauptsächlich hervorgehenden Minerale Chrysotil und Antigorit zusammengestellt werden. Wir beschränken uns auf die wichtigsten Merkmale.

Zuordnung von Chrysotil und Antigorit (nach A. N. WINCHELL, 1951)

Beide, Chrysotil und Antigorit, sind monoklin holoeedrisch C_{2h} und gehören in die Gruppe der Phyllosilikate. Den Antigorit stellt WINCHELL in die Chloritgruppe, als eines der Endglieder der Mischreihe Antigorit-Daphnit (S. 381). Im Sinne der Überlieferung wird unter Serpentin (S. 501, Fussnote) sowohl Chrysotil als auch Antigorit verstanden. Daneben sagt der Autor: Serpentine is chlorite with no trivalent element (S. 381, Fussnote).

*Optische Orientierung, Ausbildungs- und Verwachsungsformen***Chrysotil (Faserserpentin)**

Typisch ist die faserige Ausbildung. W. E. TRÖGER (1952) unterscheidet zwei Chrysotilararten:

Chrysotil- α

$n_\alpha \parallel a$ (Faserung)
 $AE \parallel a$
 $2V_x 30-35^\circ$
Opt. Charakter (-)

Chrysotil- γ

$n_\gamma \parallel a$ (Faserung)
 $AE \parallel a$
 $2V_x 10-90^\circ$
Opt. Charakter (+)

Pleochroismus: n_α , n_β strohgelb bis bräunlich, n_γ gelbgrün bis orangegegelb.

Vorkommen

Im Maschenserpentin
Pseudomorphosen nach
Olivin

als Kluftfüllung

Antigorit (Blätterserpentin)

Typisch ist die blättrige Ausbildung und die gute Spaltbarkeit nach (001). n_α steht senkrecht zur basalen Spaltbarkeit. $2V_x$ beträgt $27-60^\circ$. Der optische Charakter ist negativ, der der Längsrichtung positiv. Der Pleochroismus läuft von blassgrüngelblich für n_α nach blassgrün für n_β und n_γ . Nach W. E. TRÖGER (1952) ist der Antigorit fast farblos.

In der Literatur finden sich eine ganze Anzahl von mehr oder weniger bezeichnenden Ausdrücken, um die Ausbildungs- und Verwachsungsformen der beiden Minerale zu verdeutlichen.

Chrysotil

Maschenserpentin, Maschenstruktur, Netz- oder Bandserpentin. Ein Adernetz von Chrysotil (α) durchzieht Olivin, unregelmässig begrenzte Maschenfelder umschliessend, in denen entweder das Ausgangsmaterial oder bereits dessen Umwandlungsprodukte vorliegen.

Metaxitstruktur: Es handelt sich bei dieser Struktur um divergentstrahlige, fächerige Faseraggregate von Chrysotil.

Pikrolithstruktur: Bei dieser Struktur handelt es sich um radialstrahlige, rosettenartige Faseraggregate von Chrysotil.

Antigorit

Gitter-, Fenster- oder Balkenserpetin, Kreuzblätter- oder Antigoritstruktur. Bezeichnend für diese Verwachsungsform ist ein Gewebe aus Antigoritblättern, die nahezu senkrecht aufeinanderstehen, seltener sich unter ca. 60° kreuzen. In den Feldern zwischen den Blättern liegt relikitisches Ausgangsmaterial oder bereits dessen Umwandlungsprodukte.

Filzige Struktur: Antigoritblättchen durchkreuzen sich wirr.

Bastit

So heisst die Pseudomorphose von Antigorit nach Ortho-, manchmal nach Klinopyroxen, wobei die (001)-Spaltbarkeit des Antigorits parallel der (010)-Absonderung des Pyroxens verläuft.

Für feinsten, nicht doppelbrechenden Serpentin findet man u. a. die Bezeichnungen: amorpher, gel- oder gallertartiger, dichter, glasiger oder isotroper Serpentin³⁾.

Umwandlungerscheinungen, als Folge der Serpentinisierung

a) Olivin

Stets ist der Olivin von Maschenserpetin durchwoben. Die einzelnen Fragmente sind gewöhnlich vollkommen getrennt und nur ihr optisches Verhalten lässt auf ursprüngliche Zusammengehörigkeit schliessen. Die Netzstränge verlaufen meist vollkommen regellos sich kreuzend durch das Muttermineral und bestehen, wenn optisch bestimmbar, aus Chrysotil- α . Nur in Ausnahmefällen konnte Chrysotil- γ festgestellt werden. Die Breite der Stränge ist verschieden, wenige Hundertstelsmillimeter bis einige Zehntelsmillimeter und breiter. Im allgemeinen stehen die feinen Chrysotilfasern senkrecht zu den Rändern der Stränge, die durch eine, längs der Bandmitte verlaufende, nicht doppelbrechende, schmale Zentralzone in zwei gleich breite Bänder geteilt werden. DU RIETZ (1935) glaubt, diese „isotrope“ Zentralzone auf innigste Verwachsung der von den Rändern der Stränge einwärts wachsenden Chrysotilfasern zurückzuführen zu können. Die Stränge sind oft von feinsten Erzpartikelchen (Magnetit) ganz erfüllt; häufig auch sind die Erzpartikel längs den Rändern der Stränge und der „isotropen“ Zentralzone angereichert. Mancherorts ist um die Maschenfelder eine Doppelung der Netzstränge festzustellen, wobei strukturell (auch wenn es sich beim innern, direkt dem Maschenfeld anliegenden Netzstrang nur um einen ausserordentlich schmalen handelt) keine Unterschiede festzustellen sind. Selbst in einem nur ein Hundertstelsmillimeter breiten Strang ist die „isotrope“ Zentralzone vorhanden und stehen die Chrysotilfasern im allgemeinen senkrecht zu den Rändern des Stranges.

Der Pleochroismus des Chrysotils von Strängen mit stärkerer Erzführung ist auffallend:

$$\begin{aligned} n\alpha & \text{ gelbgrünlich (unrein)} \\ n\gamma & \text{ eisengrau-schwarz.} \end{aligned}$$

Diese absonderliche Absorption könnte möglicherweise auf feinste, parallel der Faserung eingebaute Erzpartikelchen zurückzuführen sein. In erzfreien Strängen ist das Absorptionsschema des Chrysotils durchaus normal.

Fig. 1 zeigt einen sog. Netzserpentin. Die hellen, im Bild deutlich

³⁾ Im folgenden verstehen wir unter nicht doppelbrechendem Serpentin solchen, der im Mikroskop keine merkbare Doppelbrechung aufweist.



Fig. 1. Sog. Netzserpentin. Vergr. 27×. Ohne Analysator. Fundort: Parsenner Mäder (Matt 1875). Erklärung im Text.

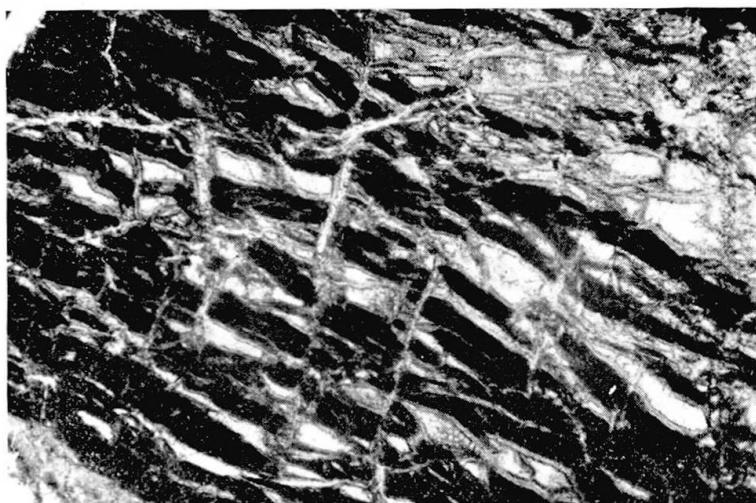


Fig. 2. Netzserpentin, Vergr. 66×. Ohne Analysator. Fundort: nördlich der Wasserscheide Weißfluhgipfel P. 2848 nach P. 2693 (geol. Spezialkarte, Blatt 94 B Davos, nahe der Stelle, wo Pyroxenite (Py) eingetragen sind). Erklärung im Text.

mit ihrer Längsachse „W–E“ liegenden Maschenfelder sind Olivin. Das dunkle, bereits stark entwickelte Netz besteht aus Chrysotil, dessen Fasern im Bild generell „N–S“ stehen.

Fig. 2 zeigt nochmals Netzserpentin. Die hellen Felder bestehen aus Olivin, der in Umwandlung begriffen ist. Die schwarzen, stark pleochroitischen, breiten Stränge sind durch schmale Netzstränge von den Maschenfeldern getrennt. Auch die schmalen Stränge zeigen in ihrer Mitte eine dunkle Zone (Erzanreicherung), die bei gekreuzten Nicols die sog. „isotrope“ Zone bildet. Bei den feinen Nadeln, die vom Netzgewebe aus in die Maschenfelder ragen, handelt es sich um Rutil.

Im Anfangsstadium der Umwandlung von Olivin zu Maschenserpernatin bestehen die Maschenfelder aus Olivin. Mit fortschreitender Serpentinisierung erfährt die oben erwähnte Doppelung der Netzstränge eine Veränderung. Die im Anfang noch sehr schmalen inneren Netzstränge wachsen in das Maschenfeld hinein, bis sie eine gewisse Breite erreicht haben. Von diesem Stadium an bildet sich eine weitere, konzentrisch das Maschenfeld umfassende Chrysotilschale. Dieses Anfügen von Schalen kann so lange fortgesetzt werden, bis das ganze Maschenfeld aufgezehrt ist; häufiger bleibt allerdings im Zentrum ein kleines Olivinfeld zurück. Fig. 3 zeigt die Verhältnisse.

Neben dieser Art der Umwandlung von Olivin gibt es noch eine zweite. Das Olivinkorn (Maschenfeld) verliert randlich an Doppelbrechung, wird feinfaserig und wandelt sich unmerklich um in einen nicht



Fig. 3. Chrysotil-Maschenserpernatin, Nic. +, Vergr. 120×. Fundort: Parsenner Mäder (Matt 1875). Im Bildzentrum befindet sich ein kleines Olivinfeld, um das sich konzentrisch Chrysotil-Maschenserpernatin-Schalen gelegt haben.

näher bestimmbarer, nicht doppelbrechenden Serpentin. Parallel mit dieser Umwandlung entwickelt sich, vom Rande gegen das Zentrum des Maschenfeldes wachsend, ein wirres Gitter von Rutilnadeln. Im Zuge weiterer Umwandlungsprozesse lässt sich ein allmählicher Übergang der nicht doppelbrechenden Serpentinstanz der Maschenfelder in feinflockige Haufenaggregate feststellen, in denen pikrolithische und metaxitische Strukturen festgestellt werden können. Diese feinen Aggregate (äusserlich den Quarz-Kleinkornaggregaten gleichend) breiten sich mehr und mehr über die Maschengrenze hinweg aus, „fressen“ das primäre Chrysotilnetz auf und erreichen unter stetiger Vergrösserung der einzelnen Flocken eine Struktur, die DU RIETZ (1935) als flammenartigen Serpentin bezeichnet, welch letzteren er bereits mit Antigorit in Zusammenhang bringt. Von diesem Stadium der Umwandlung an setzt unvermittelt die eigentliche blättrige Antigoritbildung ein, das ganze ursprüngliche Netz- und Maschengebilde in ein mehr oder weniger regelmässiges gitterartiges Gewebe verwandeln.

Von Maschenserpentin durchwobener Olivin verliert offenbar an Festigkeit und wird bei Durchbewegungen zwischen die andern Gemengteile hineingezwängt. Dabei ist festzustellen, dass die Maschenfelder langspindelig werden (Längsachse der Spindeln parallel der Durchbewegungsrichtung) und die Netzstränge, die parallel zur Durchbewegungsrichtung verlaufen, an Breite stark zunehmen. Das geht so weit, bis die Maschenfelder vollkommen verschwinden, ebenso die Netzstränge, die ursprünglich senkrecht zur Durchbewegungsrichtung standen. Es entstehen so parallel verlaufende, sich berührende, breite Chrysotil- α -Stränge. Der Pleochroismus des Chrysotils dieser Stränge hat sich stark geändert und dem normalen Absorptionsschema angeglichen. Die ehemalige Netzstruktur wird aber immer noch mehr oder weniger deutlich durch die in dieser Form erhalten gebliebenen Rutilräume abgebildet.

Dem eben beschriebenen Stadium der breiten Chrysotilbänder schliesst sich dasjenige des feinen Flockenserpentin an, indem die Stränge aufgelöst werden und weiter folgt, wie oben beschrieben, der flammenartige Serpentin und endlich die Bildung von Antigorit.

Schematisch können die Umwandlungsprozesse an Olivin etwa folgendermassen dargestellt werden:

Olivin → von Maschenserpentin durchwoben → Olivinmaschenfelder (auf verschiedene Art in nicht doppelbrechende Serpentinstanz verwandelt, Rutilraum gebildet) → Entstehen von feinflockigem Serpentin im Maschenfeld → Verschwinden des primären Chrysotilnetzes → Bildung von flammenartigem Serpentin (Antigorit?) → Antigoritbildung.

b) Diallag

Bei der Umwandlung von Diallag sind vier verschiedene Arten zu unterscheiden.

1. *Bastitisierung*: Unter vollkommener Erhaltung der äusseren Form wandelt sich der Diallag kontinuierlich vom Rand gegen das Zentrum des Korns in eine Pseudomorphose von parallel angeordnetem, feinblättrigem bis faserigem Antigorit um. Diese Bastitpseudomorphose wird dann in der Folge weiter zu Flockenserpentin, Flammenserpentin und Antigorit in Gitterstruktur umgewandelt. Die Bastitisierung des Diallags ist in unserem Schliffmaterial relativ selten.

2. *Gewöhnliche Serpentinisierung*: Die Serpentinsubstanz dringt voraussweise längs Spaltrissen, aber auch flächenhaft in den Pyroxen ein, löst ihn in einzelne Fragmente auf, von denen jedes einzelne der Serpentinisierung verfällt.

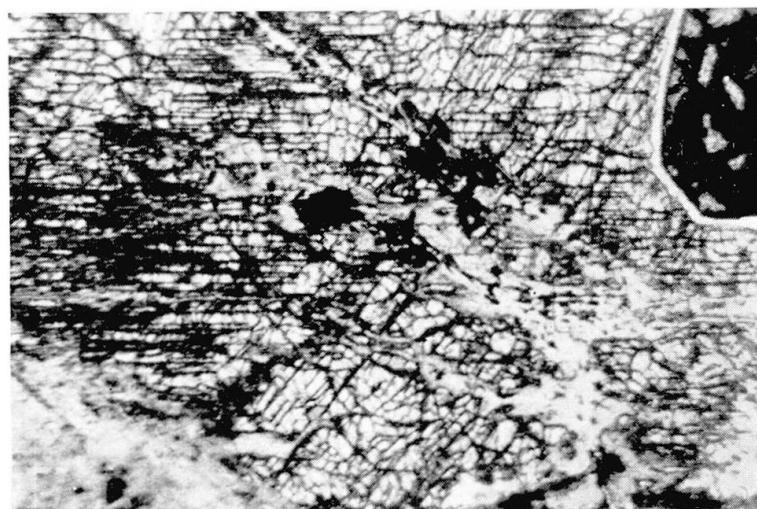


Fig. 4. Vergr. 26×. Ohne Analysator. Fundort: Nördlich Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Im rechten unteren Bildfeld der Fig. 4 ist deutlich ersichtlich, wie die Serpentinmasse (nicht doppelbrechend) in den Pyroxen eindringt. Das Endstadium dieser Umwandlung zeigt eine nicht doppelbrechende Serpentinmasse, über die sich oft ein feines Netz, ganz der Form des Maschenserpentins entsprechend, von feinen Erzpartikelchen oder Rutil legt. Analog den oben geschilderten Verhältnissen wandelt sich der nicht doppelbrechende Serpentin in der Folge um zu Flocken-, Flammenserpentin und Antigorit.

3. Bildung von Netzserpentin: Im Verlauf der Untersuchungen zeigte es sich, dass nicht alle Netz- oder Maschenserpetine in den Maschenfeldern Olivin enthalten, sondern öfters Klinopyroxen. In nicht weit fortgeschrittenen Stadien des Umwandlungsprozesses sind diese Unterschiede leicht feststellbar. Problematisch dagegen wird die Beurteilung von solchen Pseudomorphosen, wenn die Maschenfelder vollkommen in Serpentin umgewandelt sind, denn die aus Klinopyroxen hervorgegangenen Netzserpentine unterscheiden sich in nichts von den aus Olivin gebildeten. Die weiteren Umwandlungen decken sich vollkommen mit den oben bei Olivin beschriebenen.

*4. Nicht vollkommen abgeklärt ist die Bildung von *aktinolithischer Hornblende* aus Diallag, da sie nie direkt beobachtet werden konnte. In unsren Schliffen konnte festgestellt werden, dass aktinolithische Hornblende immer aus Bastit hervorgeht. Da sich Bastitpseudomorphosen nach Ortho- und Klinopyroxen in nichts unterscheiden, muss die Frage, ob gewisse aktinolithische Aggregate möglicherweise aus Diallag hervorgegangen sind, offengelassen werden.*

Schema der Umwandlungsprozesse an Diallag:

Diallag → Bastit → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit
 Diallag → nicht doppelbr. S. → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit
 Diallag → Maschenserpetin → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit
 Diallag → Bastit → Aggregate aus aktinolithischer Hornblende?

c) Orthopyroxen

Die Folge der Umwandlungsstadien an Orthaugit, soweit wir sie bis heute überblicken können, gestaltet sich etwa wie folgt:

Orthaugit → Bildung eines Antigoritnetzes → Bastitbildung innerhalb der Maschenfelder des Antigoritnetzes → Bastitfelder zu Flockenserpetin umgewandelt → Rutil und Titanit-Leukoxenausscheidung längs den Strängen des Antigoritnetzes und längs den ursprünglichen Spaltflächen des Orthopyroxens (etwa gleichzeitig wird Flockenserpetin zu Flammenserpetin umgewandelt) → Antigoritbildung.

Fig. 5 zeigt einen Teil der erwähnten Umwandlungsprozesse an einem Orthaugit-Zwilling. Die Zwillingsebene verläuft von links unten nach der Mitte des rechten Bildrandes. Der dreieckige Bildausschnitt rechts unten ist bereits in Gitterserpentin umgewandelter Orthaugit. In der breiten Zone, diagonal von links unten nach rechts oben im Bild, ist die Umwandlung von Bastit (links unten) über Flockenserpetin (Bildmitte) zu grobblättrigem Antigorit (rechts oben) zu verfolgen.

Die einzelnen Umwandlungsstadien des Orthopyroxens sind folgende:

Bildung eines Antigoritnetzes: Noch vor der Umwandlung des Orthoaugits in Bastit bildet sich über das ganze Kristallindividuum ein weitmaschiges Netz, dessen Stränge aus Antigorit bestehen und dessen Maschen polygonale Umgrenzung aufweisen. Der Form nach entspricht dieses Antigoritnetz weitgehend den Chrysotilnetzen des Maschenserpentins.

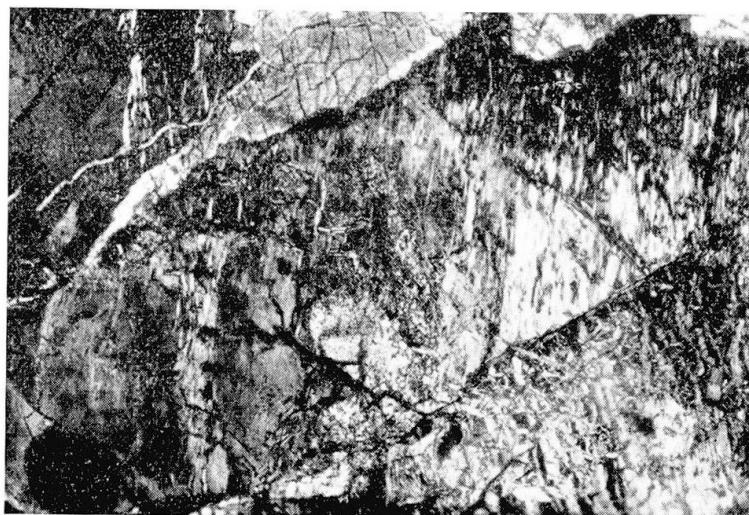


Fig. 5. Umwandlungsprozess an einem Orthaugit-Zwilling. Vergr. 26 \times , Nic. +.
Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Bastitisierung: Die einzelnen Pyroxen-Maschenfelder werden in faserigen bis feinblättrigen Antigorit umgewandelt. Im allgemeinen durchziehen die Fasern und Blätter die Maschen ohne abzusetzen.

Bildung von Flockenserpentin: DU RIETZ (1935) nennt ihn rekristallisierenden Serpentin (Fig. 53, S. 248 seiner Arbeit). Die Feststellung, dass es sich um rekristallisierten Serpentin handelt, trifft ohne Zweifel zu.

Wir beobachteten diese Serpentinart als diffus begrenzte Felder in dichtem, nicht doppelbrechendem Serpentin, daneben als Rinden, Bänder und Haufen ohne scharfe Begrenzung in Bastit. Der Flockenserpentin besteht aus lauter kleinen, flockenartigen Gebilden, deren Dimension zwischen einigen μ bis einigen Hundertstelsmillimetern liegt. In den Flockenaggregaten können divergent- und radialstrahlige Strukturen festgestellt werden. Die optische Bestimmung ergab, dass $n\alpha$ parallel der Längsachse der Flocken steht. Der Pleochroismus läuft von farblos

nach blassgrün. Zusammen mit der Ausbildungsform sprechen diese Daten für Chrysotil- α . Die einzelnen Flocken weisen undulöse Auslöschung auf und sind innig, suturartig, miteinander verwachsen. In einzelnen Aggregaten sind die Flocken ausgesprochen gut geregelt.

Rutil und Titanit-Leukoxen-Ausscheidung längs des Antigoritnetzes: Hand in Hand mit der Bildung des Flockenserpentins, oft schon früher, setzt die Bildung von feinen Rutilnadel- und nebligen Titanit-Leukoxen-Säumen längs den Strängen des Antigoritnetzes ein.

Antigoritbildung, Balken-, Netz- oder Gitterserpentin: Der Zustand des Orthaugits vor dem Einsetzen der Gitterserpentinbildung ist etwa folgender: Das primäre Antigoritnetz ist eingefasst von feinen Rutilnadsäumen oder nebligen Titanit-Leukoxen-Säumen. Die Maschenfelder bestehen aus nicht doppelbrechendem Serpentin, oder aus Flockenserpentin verschiedener Komponentengröße, oder aus sog. flammenartigem Serpentin. Die Antigoritbildung setzt nach Erreichen dieses Stadiums nun unvermittelt ein. Neben wirrblättrigen, schilfigen bis filzigen Partien sind vor allem solche, bei denen die Antigoritblätter eine kreuzweise Anordnung aufweisen, sehr typisch. Je nach der Größe der Blätter kann von grobem, mittlerem und feinem Gitterserpentin gesprochen werden. Im Anfangsstadium der Antigoritbildung wächst vor allem das schon vorhandene Antigoritnetz. Die Stränge werden breiter, ohne dass vorerst

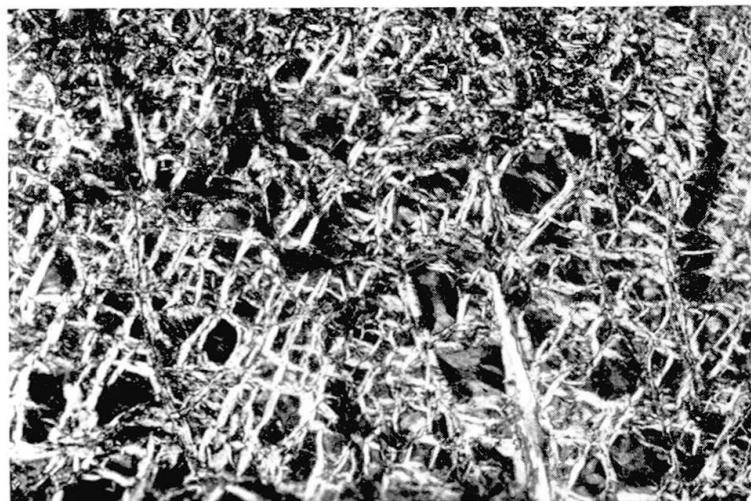


Fig. 6. Typischer Gitterserpentin. Vergr. 27×, Nic. +. Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Die Antigoritblätter zeigen teilweise die orthogonale Verwachsungsart. In den Maschenfeldern liegt z. T. nicht doppelbrechender, z. T. flocken-, z. T. flammenartiger Serpentin vor. In der rechten oberen Bildecke sind die Maschenfelder bereits von Antigoritblättern durchsetzt.

das Maschenfeld von der Antigoritbildung erfasst würde. Es wird also Gitterserpentin mit nicht doppelbrechendem, dann mit flockigem, dann mit flammenartigem Serpentin, oder mit reliktisch bastitischem Material in den Maschenfeldern geben. Allmählich aber durchsetzt der Antigorit gesetzmässig einwachsend das ganze Maschenfeld, und es entsteht ein inniges, meist senkrecht verflochtenes Gittergewebe. Mit dem Erreichen dieser Antigoritstruktur kommt die Umwandlung des Orthopyroxens zum Abschluss (vgl. Fig. 6).

In der beschriebenen Umwandlungsreihe mag dieses oder jenes Glied fehlen. So konnte z. B. beobachtet werden, dass Orthaugit direkt in Antigoritgitterserpentin, ferner Bastit in schilfige aktinolithische Hornblendeaggregate umgewandelt wurde.

d) Pikotit

Der normalerweise dunkelbraune Chromspinell ist in unserem Schliffmaterial öfters stark aufgehellt (hellbraun). Die ursprüngliche, dunkelbraune Farbe ist noch als schmale Rinde von 1 bis 2 Hundertstels-millimetern am Kornrand erhalten. Hand in Hand mit dieser Umwandlung geht eine Erz- und Titanentmischung. Einem fortgeschrittenen Stadium der Umwandlung von Chromspinell entspricht ein inniges Gemenge von schwarzem Erz (Chromit?) und feinstverteilter, bräunlich pigmentierter Leukoxensubstanz. Verschiedentlich konnte auch grüner Chromspinell festgestellt werden; möglicherweise handelt es sich dabei um ein Umwandlungsprodukt.

e) Titaneisen

Unter Erz- und Titanit-Leukoxen-Abscheidung wandelt sich Titan-eisen in ein inniges Gemenge dieser Entmischungsprodukte mit serpen-tinösem Material um.

2. Eigentliche Serpentine

Wie oben erwähnt, verstehen wir unter Serpentine Gesteine, in denen sämtliche ursprünglichen Hauptgemengteile (Olivin, Klino- und Orthopyroxene) in Serpentin, Chrysotil und Antigorit umgewandelt sind. Eigentliche Serpentine bestehen demnach aus Antigorit und Chrysotil, untergeordnet Erzen und Pikotit, wobei von Antigorit- zu Chrysotil-serpentinischen sozusagen alle Mischungsverhältnisse vorkommen.

Ein Gestein, das einer Zwischenstufe der Umwandlung von Peridotit zu Serpentin entspricht, sei hier kurz erwähnt. Es stammt von den Par-senner Mädern (Matt 1875) 2020 m ü. M. (Koord. 784 100/191 600).

Im Dünnschliff beobachtet man in einem nicht näher bestimmmbaren, feinst verteilten Gewebe rundliche und ovale Relikte von Ortho- und Klinopyroxen. Man ist geneigt, im Grundgewebe Glas zu erblicken, um so mehr als die Probe mit Hilfe der Beckeschen Linie (Schliffrand) für solches spricht. Erst der Vergleich mit andern Gesteinen lässt erkennen, dass es sich nicht um Glas handelt. Fig. 7 zeigt das fragliche Gestein.

Fig. 8 zeigt eine Bewegungsbahn in einem Peridotit. Hier wird ersichtlich, wie die feine, nicht doppelbrechende Masse entsteht, ferner wie die Rundung der Pyroxene zustandekommt. Nach einer von Herrn



Fig. 7. Stark umgewandelter Ortho- und Klinopyroxen (rundliche und ovale Felder). Vergr. 26×, Nic. +. Fundort: Parsenner Mäder (Matt 1875).



Fig. 8. Bewegungsbahn in einem Peridotit. Vergr. 27×. Ohne Analysator. Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Prof. Dr. W. NOWACKI in freundlicher Weise gemachten Pulveraufnahme, handelt es sich bei dem feinen, mikroskopisch nicht näher bestimmmbaren Material um einen Chlorit vom Typus Chamosit-Diabantit (Mg-Chamosit). Jüngste, von Chrysotil erfüllte Klüfte durchziehen das Gestein.

3. Pyroxenite

Diese Gesteinsart wird erstmals von J. CADISCH (1921) beschrieben. Die Pyroxenite setzen als schmale Gängchen von einigen cm Breite, meist nur wenige Dezimeter, selten mehr als einen Meter weit verfolgbar, in den Peridotiten auf. Da und dort bilden sie knauerartige Nester von Faust- bis Handflächengrösse, oft sind sie von sulfidischen Erzen durchsetzt.

Vorkommen

Allenthalben auf der Totalp, doch soviel wir entscheiden können, immer sehr untergeordnet.

Besonders schön entwickelte, grobkörnige Typen finden sich in der Nähe des Wasserschlusses, 1560 m ü. M., im Ronawald oberhalb Selfranga. In den Gründen, auch Gründji oder grün Bödeli genannt, unterhalb der Landstrasse Klosters–Davos, dort wo der Weg nach dem Mönchalptal abzweigt (P. 1445,8), finden sich einige Meter oberhalb des sog. Schluchtweges mehrere Haufen von Pyroxenit, im Volksmund allgemein als „Erzhaufen“ bekannt. Nach der Überlieferung soll das „Erz“ in der Nähe gefördert worden sein und hätte auf Kupfer ausgebeutet werden sollen. Initiant dieses bergbaulichen Versuches soll Pfarrer Joh. Jak. RIEDER (1849–1877) gewesen sein.

Petrographische Beschreibung

Es sind dunkelgrau-grüne bis hellgrau-grüne, fein- bis grobkörnige, zähe, massive Gesteine, die rostfarben anwittern. Auf frischem Bruch ist in größer körnigen Typen Augit, Granat und sulfidisches Erz zu unterscheiden.

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile
Klinopyroxen	Pikotit
Granat (nicht durchwegs vorhanden)	Titanit
Aktinolithische Hornblende (sek.)	Epidot-Zoisit (Kluftfüllung)
Karbonat (sek.)	Talk (oft fehlend)
	Pyrit, Magnetkies, Markasit?, Kupferkies, Arsenkies

Struktur

Hypidiomorph-körnig, etwas kataklastisch; grössere, isometrische Mosaikaggregate von Pyroxen und gelegentlich Granat liegen in einem Haufwerk von Pyroxenkleinkörnern. Pyroxen und Granat sind oft suturartig miteinander verwachsen.

Textur

Massig, gelegentlich etwas schiefrig.

Klinopyroxen: Die Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ beträgt $40-44^\circ$. Umwandlungen von Pyroxen in aktinolithische Hornblende sind da und dort zu beobachten. Im Endstadium dieses Vorganges liegt ein aus aktinolithischer Hornblende bestehender Hornblendit vor. Ob andere Hornblendite von der Totalp mit grüner Hornblende als Hauptgemengteil, die gelegentlich reich an Talk sind, auf ähnliche Weise entstanden sind, konnten wir nicht abklären.

Der Granat kommt in wohlgerundeten Körnern vor, daneben bildet er tropfen- und hantelförmige Einschlüsse in Pyroxen. Oft ist er von feinst verteiltem Material (Leukoxen? und Chlorit?) fast vollkommen erfüllt.

Die aktinolithische Hornblende bildet schilfige, filzige, selten sphärolithische Aggregate.

Pleochroismus: $n\alpha$ farblos

$n\beta$ farblos

$n\gamma$ farblos bis blassgrün

Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ 12°

Die Vererzung folgt Klüften und feinen Rissen, daneben erfüllt sie oft die Intergranulare. Jüngste Klüfte führen Karbonat.

Im folgenden Schema soll der Versuch gemacht werden, die im vorangegangenen Abschnitt über die Serpentinisierung skizzierten Umwandlungsvorgänge und deren Produkte zeitlich einigermassen zu korrelieren. Die Geschichte des Totalp-Ophiolithikums weist zwei markante Daten auf, die sich am besten mit den Gesteinsbezeichnungen Peridotit und Serpentin charakterisieren lassen. Zeitlich nach der Hauptphase der Serpentinisierung wurden die Pyroxenite gebildet. Die Vorgänge, die sich zwischen den drei „Fixpunkten“ Peridotit, Serpentin und Pyroxenit abspielten, zeitlich zueinander ins richtige Verhältnis zu setzen, dürfte ausserordentlich schwierig sein. Das Schema will denn auch nichts anderes sein als ein Versuch, eine gewisse Ordnung in die so komplexen Vorgänge zu bringen, wobei wir uns der Problematik des Unternehmens wohl bewusst sind und das Vorgehen als Diskussionsgrundlage verstanden wissen möchten.

Zur Frage der Serpentinisierung an sich sind wir der Meinung, dass sie nicht auf die zeitlich beträchtlich nach der Peridotitintrusion erfolgten Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose zurückzuführen ist, sondern dass in der Serpentinisierung ein auto-hydrometa-

morpher Vorgang zu erblicken ist. Die weitere Möglichkeit einer primär magmatischen Kristallisation von Serpentin ist für die Totalp-Masse wohl fast gänzlich auszuschliessen. Von H. P. CORNELIUS (1935) wird die Auffassung vertreten, dass die Antigoritbildung mit der alpinen Metamorphose in Zusammenhang zu bringen sei. Wir glauben nicht, dass für das Untersuchungsgebiet solche Verhältnisse anzunehmen sind. Kausal hängt die Förderung der Peridotite natürlich mit Frühphasen der alpinen Orogenese in Zusammenhang, ihre Umwandlung (Serpentinisierung) aber dürfte in relativer Unabhängigkeit von direkt einwirkenden Einflüssen dislokativer Vorgänge vor sich gegangen sein. In diesem Zusammenhang sei auf peridotitischen Detritus in den zur Radiolaritgruppe gehörenden roten und grünen Tonschiefern hingewiesen (Radiolarit älter als Obertithon). Die Mineralien Olivin, Ortho- und Klinopyroxen der detritischen Peridotitkomponenten weisen allesamt die für die Serpentinisierung der Peridotite typischen Mineralumwandlungen auf.

4. Ophimiktite der Peridotite

In der Namengebung folgen wir E. LEHMANN (1941) und verstehen unter Ophimiktiten gemengte Gesteine, bestehend aus ophiolithischem Material (Peridotit, Serpentin) und Nebengestein (Kalk, Dolomit, Ton- und Mergelschiefer, Radiolarit, Psammiten, Psephiten und kristallinen Gesteinen). Von all den möglichen Kombinationen sind vor allem die Ophicalcite, in gewissen Gebieten auch die Ophidolomite, von grösserer Bedeutung.

Ophicalcite

J. BALL (1897) gibt eine eingehende Beschreibung dieser Gesteinsart. J. CADISCH (1921) erwähnt die Ophicalcite und macht auf die metamorphisierenden Einflüsse der Ophiolithe auf das Nebengestein aufmerksam. H. GRUNAU (1947) gibt eine eingehende Beschreibung der Ophicalcite. Er erörtert die Frage, ob Ophicalcite möglicherweise primär aus einem kalkreichen, ophiolithischen Magma entstanden sein könnten.

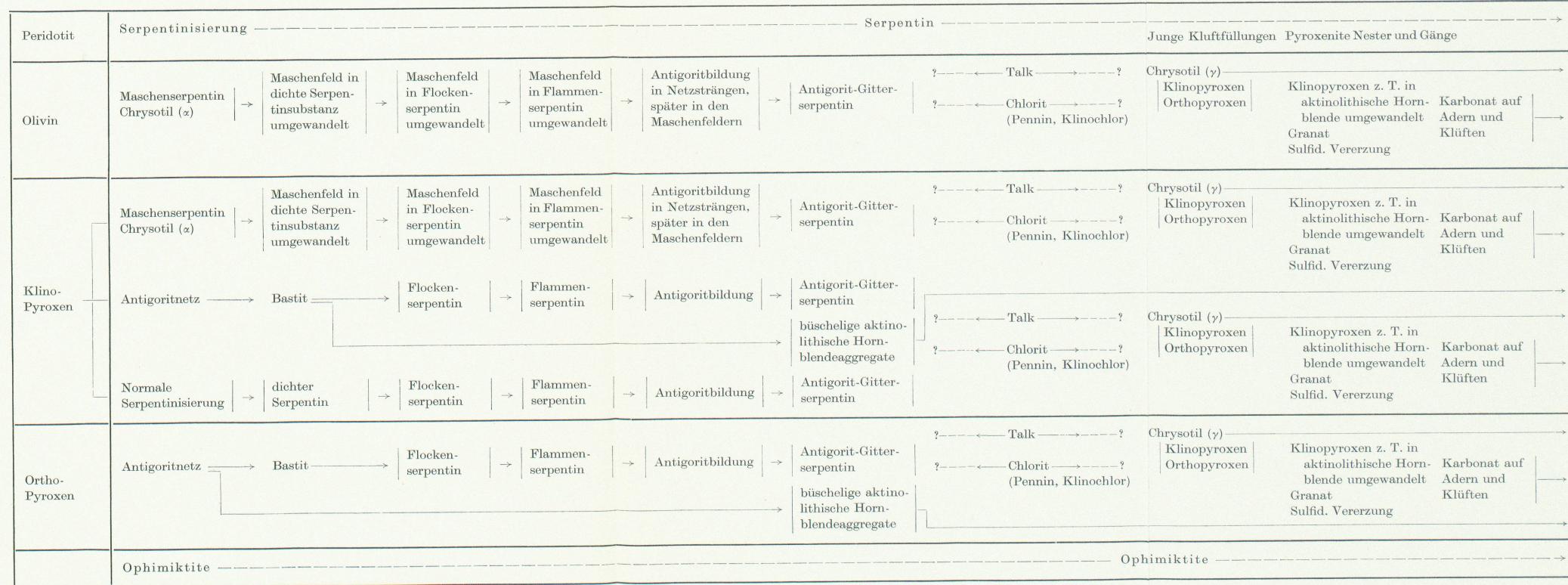
Vorkommen

Es sei auf die Ortsangaben, die anlässlich der Besprechung der Peridotite und Serpentine gegeben wurden, verwiesen.

Petrographische Beschreibung

Es sind klein- bis grobkörnige, gemengte Gesteine aus Karbonat- und Ophiolithmaterial. Von reinen Marmoren, ohne sichtbare Ophiolith-

Schematische Übersicht über die Mineralumwandlungen
während der Serpentinisierung



Leere Seite
Blank page
Page vide

beimengung, bis zu reinen Ophiolithen bestehen alle Übergänge. In bunt gemengten Gesteinen setzen die Ophiolith- und Karbonataggregate (Körner, Flatschen, Linsen, mannigfaltig gewundene Adern und Gänge) gegeneinander durchaus scharf ab. In weniger stark rekristallisierten Gesteinen weist der Karbonatanteil oft deutliche Schichtung auf. Deutliche Bänderung von buntgemengten, roten und grünen Ophicalciten konnte in den Aufschlüssen der Schwarzseealp beobachtet werden (Mächtigkeit der einzelnen Bänder 4—10 cm). In den Aufschlüssen unterhalb der Parsennhütte, da wo der Weg eine scharfe S-Kurve beschreibt, auf 2070 m ü. M. (Koord. 782 350/191 500), ist in rot gefärbtem, z. T. gebändertem Ophicalcit eine ausgesprochen grobschlierige, vielfach gewundene, wirbelige Textur festzustellen. Rein äusserlich lässt sich diese Textur mit jener durch Mazerationssynklase umgewandelten carnallitischen Gemengesalzen vergleichen. (Wirre, verkrampfte Bänderung im Sinne von F. RINNE, 1940.)

Die Farbe der Ophicalcite ist sehr wechselvoll. Das Karbonat kann weiss, grau, gelblich, grünlich, rötlich bis dunkelrot und bräunlich sein. Je nach dem Gehalt an ophiolithischem Material entstehen so hell- bis dunkelgrün und schwarz gescheckte und durchdärmte Gesteine der verschiedensten Farbe. Das ophiolithische Material wittert erhaben aus, was zu einer sehr rauhen, feinkarrigen bis schlackigen Anwitterungsfläche führt.

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile
Alle Minerale der Peridotite	Magnetit
und deren	Hämatit
Umwandlungsprodukte	Limonitisches Pigment
Karbonat	Quarz (selten)

Struktur

Für reine Marmore: Klein- bis grobkörnige, pflastrige Aggregate liegen in einem meist fein- bis kleinkörnigen, schwach pigmentierten karbonatischen Grundgewebe.

Für Ophicalcite: Grössere und kleinere, öfters gerundete und ausgezogene Ophiolithaggregate liegen in einer klein- bis grobkörnigen Karbonatmasse bunt verteilt.

Textur

Massig bis schiefrig, oft deutlich lagig, daneben schlierig und flasrig.

Olivin wurde nirgends frisch angetroffen; stets ist er in Maschenserpentin umgewandelt.

Orthaugit ist umgewandelt in Bastit, daneben auch in blättrige, parallel struierte Antigoritaggregate, in denen langspindlige, leukoxenartige Gebilde beobachtet wurden.

Frischer Klinopyroxen ist relativ häufig. Oft ist er in büschelig-schilfige, aktinolithische Aggregate umgewandelt. An anderer Stelle kann beobachtet werden, wie Karbonat auf feinsten Adern und Klüften in den Klinopyroxen einwächst und diesen vollkommen „überwuchert“.

Das Karbonat der Ophicalcite, soweit wir bis heute beurteilen können, ist weit überwiegend calcitisch (geprüft nach der Methode von J. RODGERS, 1940).

Genese der Ophicalcite

H. P. CORNELIUS (1935) hat vier Möglichkeiten gegeneinander abgewogen, die zur Entstehung von Ophicalciten führen können. Wässrige Infiltration von Ophiolithmaterial ins kalkige Nebengestein scheint dem Autor wenig wahrscheinlich.

Ophicalcite als tektonisch gemischte Gesteine zu interpretieren, mag da und dort angehen.

Ophicalcite als aus ursprünglichen Tuffen hervorgegangene Gesteine zu deuten, vermag manchen Ansprüchen zu genügen; allein es sprechen manche Gründe gegen diese Erklärungsweise.

Als vierte Möglichkeit, sie scheint die wahrscheinlichste, kommt die Kontaktmetamorphose in Frage, wenngleich auch hier gewisse Einwände zu machen sind. Als solche erwähnt H. P. CORNELIUS gelegentliche Breccienstruktur, Anwesenheit von Fe als Oxyd, Fehlen anderweitiger Kontaktmineralien in den Ophicalciten, während in unmittelbarer Nähe solche am Ophiolithkontakt festzustellen sind.

E. A. DIEHL (1938) sagt zum Problem der Ophicalcitbildung, dass nichts gegen wässrige Infiltration von ophiolithischem Material ins Nebengestein spreche. Auch tektonische Mischung von Serpentin und Karbonat hält er für durchaus möglich. DIEHL glaubt auch, dass bei wässriger Infiltration von ophiolithischem Material in dolomitische Gesteine eine Entdolomitisierung eintrete und MgO zur Bildung von Serpentin aufgebraucht werde.

H. GRUNAU (1947) sagt, dass für sein Untersuchungsgebiet nur die Kontaktmetamorphose als Bildungsweise für die Ophicalcete in Frage komme. Daneben gibt er noch, wie oben erwähnt, eine weitere Erklärungsweise, in der angenommen wird, dass die Ophicalcete primär aus einem kalkreichen Magma gebildet wurden.

Was die Bildungsweise der Ophicalcete unseres Untersuchungsgebietes anbetrifft, so schliessen wir uns der Auffassung von H. P. CORNELIUS (1935) und H. GRUNAU (1947) an, wonach Kontaktbildungen vorliegen. Im Gegensatz zum Gebiet von Arosa kann in unserem Untersuchungsgebiet der Zusammenhang zwischen unverändertem Sediment (Aptychenkalk), Ophicalcit und reinem Peridotit (Serpentin) lückenlos verfolgt werden. Die Möglichkeit, die H. GRUNAU (1947) postuliert, wonach das Karbonat der Ophicalcete magmatischer Herkunft sein könnte, scheint für unsere Verhältnisse nicht wahrscheinlich. Assimilation von Karbonat durch das peridotitische Magma dagegen, die weitab von jeglichem Kontakt mit Kalkgestein zu Ophicalcitbildung Anlass geben kann, hat in grösserem Umfang stattgefunden.

Einige allgemeine Bemerkungen zum Problem der Ophicalcit-Bildung

Die ophiolithische Tätigkeit dürfte in der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens im Malm (mittlerer Malm, unter Umständen etwas früher) eingesetzt haben und kam an der Untergrenze des Obertithons zu einem vorläufigen Abschluss⁴⁾. Es ist nun wahrscheinlich, dass beim Eindringen des ophiolithischen Magmas gewisse Sedimentserien noch nicht vollkommen verfestigt, beträchtlich wasserhaltig waren. Diese Auffassung, sie stammt von R. A. DALY (1914), könnte in mancher Hinsicht Fingerzeige für den Ablauf der ausserordentlich komplizierten Vorgänge der Ophicalcitbildung und Serpentinisierung geben. Sie wäre z. B. im Stande, die von H. P. CORNELIUS (1935) gemachten Einwände gegen die Entstehungsweise der Ophicalcite als Produkt der Kontaktmetamorphose zu beseitigen. Breccienstrukturen (Eruptivbreccien) können auf diese Art ohne weiteres erklärt werden, ebenso die erwähnte wirr verkrampte Bänderung im Sinne F. RINNES (1940) als Fliessen eines nicht vollkommen verfestigten Sedimentbreis unter Einwirkung von Intrusion und Durchbewegung. Dass das Fe als Oxyd vorliegt, würde als Einwand ebenfalls dahinfallen.

Die Frage, weshalb es in der Aroser-Schuppenzone von Mittel- und Nordwestbünden bei diesen Intrusionsvorgängen nicht zur Bildung eigentlicher Kontaktmineralien gekommen sei, hat schon H. GRUNAU (1947) andeutungsweise zu erklären versucht, indem er glaubt, dass die herrschenden p-t-Bedingungen nicht hoch genug gewesen seien.

In diesem Zusammenhang sei an H. H. HESS (1933) erinnert, der nachdrücklich auf die in der Regel geringen Kontaktwirkungen peridotitischer Magmen auf das Nebengestein hinweist. Er macht geltend, dass beim Eindringen basischer Magmen in wasserhaltige Sedimente bei gleicher Temperatur der Dampfdruck im ganzen Intrusionsbereich in den Sedimenten höher sei als im Magma selber. Die Richtung der Lösungszirkulation geht unter diesen Bedingungen aus dem Sediment ins Magma, was die auffallend geringen Kontaktwirkungen erklären würde. Diese Auffassung lässt auch die Möglichkeit offen, dass ein wasserreiches

⁴⁾ Unsere Untersuchungen haben ergeben (R. A. GEES, 1955a), dass die Radiolaritgruppe der Aroser-Schuppenzone im Liegenden wie im Hangenden durch Kalksedimente abgelöst wird (Aptychen- bzw. Calpionellenkalk). Es gelang, die hangenden Calpionellenkalke mit Obertithon bis Neokom zeitlich festzulegen. Da wir annehmen, dass die Kieselsedimentation kausal mit der Ophiolithförderung zusammenhängt (CO_2 -Exhalationen ins Meerwasser), glauben wir, dass für den Fall von Mittel- und Nordwestbünden mit dem Wiedereinsetzen der Kalksedimentation (Obertithon) die Ophiolithtätigkeit aussetzte.

peridotitisches Magma entstehen kann, und dass unter gewissen p-t-Bedingungen die Richtung der Lösungszirkulation umgekehrt vor sich geht, also aus dem Magma ins Nebengestein. Auf diese Weise liessen sich die eigentlichen Kontaktbildungen (Kalksilikatfelse und Silikatmarmore) wie sie H. P. CORNELIUS (1935) beschreibt, erklären.

Was den Wassergehalt der Sedimente betrifft, so haben die neuesten schwedischen und amerikanischen Tiefseeforschungen gezeigt, dass z. B. auf dem Grund des atlantischen Ozeans mehrere tausend Meter diagenetisch nicht verfestigtes Material vorliegen muss. Nun dürfen natürlich die Verhältnisse des atlantischen Ozeans nicht ohne weiteres auf die alpine Geosynklinale übertragen werden, da solche Mächtigkeiten unverfestigten Materials wohl an Meeresbecken gebunden sind, die über längere geologische Epochen persistieren und die tektonisch relativ ruhige Bezirke der Erdrinde darstellen. Eine Geosynklinale ist nun an sich ein äusserst instabiles Erdrindenstück, so dass für die Bedingungen der Diagenese und den Wassergehalt der Sedimentserien hier wohl etwas andere Verhältnisse angenommen werden müssen. Grosse Mächtigkeiten unverfestigten Materials innerhalb einer Geosynklinalserie, die grössere Abschnitte der Erdgeschichte umfassen würden, sind schon deshalb wenig wahrscheinlich, weil durch Hebungsvorgänge immer wieder Steinsserien der Abtragung zugänglich gemacht werden. Die daraus entstehenden Trümmergesteine (Breccien, Konglomerate, Psammite etc.) sind aber nur denkbar, wenn das Ausgangsmaterial — in vielen Fällen dürfte es sich um die zuletzt abgelagerten jüngsten Sedimentserien handeln — bereits diagenetisch vollkommen verfestigt war.

Welche Sedimentserien in unserem speziellen Fall der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens noch nicht verfestigt waren, ist schwer zu entscheiden. Wahrscheinlich neben dem Radiolarit der Aptychenkalk und möglicherweise gewisse Abteilungen des „Lias“⁵⁾.

Ein weiterer Punkt, was den Wassergehalt der Sedimente anbetrifft, wäre die Frage, ob dieser in einer Schicht immer gleich gross ist. Hier können Ergebnisse der Erdölgeologie zu Vergleichen herangezogen werden. Es hat sich gezeigt, dass Wasseranalysen aus ein und derselben Schicht, selbst wenn die Proben von nahe beieinanderliegenden Punkten stammten, recht grosse Unterschiede aufweisen können. Es muss deshalb angenommen werden, dass die Vermischung der Wässer innerhalb einer Schicht, auch über geologische Perioden, nicht zustandekommen konnte.

⁵⁾ „Lias“: Streifen- oder Allgäuschiefer. „Lias“ ist in diesem Fall nur eine ungefähre Altersbezeichnung.

Die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers von einer Schichtpartie in eine andere ist demnach ausserordentlich klein. Ähnliche Verhältnisse dürften, was die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers anbetrifft, auch für eine Sedimentserie innerhalb einer Geosynklinale gelten. Wird nun aus einer Schichtpartie oder einem Teil einer Sedimentserie durch tektonische Vorgänge das Wasser ausgepresst, während gleichzeitig in räumlich benachbarten Gebieten, in denen sich die tektonischen Einflüsse nicht oder nur wenig bemerkbar machten, der Wassergehalt der gleichen Schicht bzw. Serie erhalten blieb, so ist es durchaus denkbar, dass bei der geringen Strömungsgeschwindigkeit innerhalb der Sedimente ein „Feuchtigkeitsausgleich“ sich nicht wieder herzustellen vermochte. Es würden demnach innerhalb derselben Schicht bzw. Serie „trockene“, diagenetisch weitgehend bis vollkommen verfestigte, neben „nassen“, diagenetisch noch wesentlich weniger verfestigten Bezirken vorliegen. Wird ein solcher ungleich verfestigter und unterschiedliche Wasserführung aufweisender Sedimentkomplex von Ophiolithen intrudiert, so können sich die Vorgänge etwa so abspielen, wie sie H. H. HESS (1933) sehr vereinfacht schilderte.

Zusammenfassend möchten wir den Vorgang etwa so skizzieren: Peridotitisches Magma dringt unter tektonischen Bewegungen in eine diagenetisch unterschiedlich verfestigte Sedimentserie (Radiolarit, Aptychenkalk, gewisse Abteilungen des „Lias“) ein. Die Serie weist unterschiedlichen Wassergehalt sowohl in lateraler wie in vertikaler Ausdehnung auf. Das Magma nimmt Wasser auf (teilweise Serpentinisierung). In „nassen“ Sedimentserien verläuft die Lösungszirkulation am Kontakt in Richtung Sediment Magma, umgekehrt in „trockenen“ Serien. Im ersten Fall entstehen die Ophicalcite (gemengte Gesteine von Karbonat und ophiolithischem Material). Im zweiten, wenn bei geeigneten p-t-Bedingungen Dissoziation des Karbonats und Assimilation des Ca (Mg, Fe) eintritt, kommt es zur Bildung von eigentlichen Kontaktmineralien.

Neben den Kontakten Kalk-Peridotit wären noch diejenigen an Hauptdolomit, Ton- und Mergelschiefern sowie Radiolarit zu erwähnen.

Der Hauptdolomit ist bis einige Dezimeter tief von der eigentlichen Kontaktlinie entfernt von haarfeinen, bis einige Millimeter breiten Äderchen von Chrysotil durchschwärmt. Da und dort ist der Dolomit leicht rekristallisiert. Bei Radiolariten und Schiefern wurde im Kontaktbereich das Gesteinsgefüge in einzelne Fragmente zerlegt, die allseitig von ophiolithischem Material umflossen wurden. Die Kontaktlinien Sediment-Peridotit sind durchaus scharf.

5. Geologisches Auftreten und Alter der Peridotite

Durchgreifende Lagerung im Grossen, so sagt H. P. CORNELIUS (1935), ist nicht anzutreffen. Diese seit jeher bekannte Tatsache ist auch in unserem Untersuchungsgebiet verwirklicht. Bezuglich der Frage, ob die Peridotite syntektonisch oder schon früher in der sog. Geosynkinal-Phase zur Intrusion gelangten, müssen wir uns ganz entschieden für die zweite Auffassung aussprechen. Dieses Problem hängt natürlich eng mit der Altersfrage der Peridotite zusammen. Durch das Auffinden von Peridotitmaterial als Detritus in den zur Radiolaritgruppe gehörenden Tonschiefern ist, wenn auch kein vollgültiger Beweis, so doch die grosse Wahrscheinlichkeit gegeben, dass die Peridotite früher oder annähernd gleichzeitig mit der Bildung des Radiolarits zur Intrusion gelangten. Der Radiolarit geht gegen das Hangende in den Calpionellenkalk über (oberes Tithon bis Neocom), so dass mit einiger Vorsicht das Alter der Peridotite mit Malm (mittlerer bis oberer) angegeben werden kann. Die Peridotitförderung wäre demnach möglicherweise mit der jungkimmerischen Gebirgsbildungssphase in Zusammenhang zu bringen.

Die Altersfrage der Peridotite führt noch zu einem weiteren, viel diskutierten Problem, nämlich der Zugehörigkeit der Ophiolithe zu bestimmten Ablagerungsräumen. R. STAUB vertrat und vertritt neuerdings wieder (1948) die Auffassung, Ophiolithe seien auf den penninischen Raum beschränkt. Demgegenüber vertritt J. CADISCH (1953) erneut die Meinung, die Ophiolithe gehörten dem penninisch-unterostalpinen Grenzbezirk an. Liegen nun Peridotite mit primärem Eruptivkontakt, und daran ist nicht zu zweifeln, in der Schichtfolge der Aroser-Schuppenzone, und sind diese Peridotite bereits im Zeitabschnitt vom mittleren bis oberen Malm eingedrungen, so bleibt wohl keine andere Möglichkeit, als anzunehmen, sie seien auf besonderen, in den unterostalpinen Sedimentationsraum mündenden Förderwegen in die Schichtfolge gelangt. Zu der These von F. ROESLI (1945), wonach die Ophiolithe der Aroser-Schuppenzone aus dem penninischen Raum erst in dem Zeitpunkt in diese eindrangen, als diese durch die alpinen Überschiebungsvorgänge auf das Penninikum überschoben war, ist zu bemerken, dass das zur Malmzeit sicherlich nicht der Fall war, die Peridotitintrusion in die Aroser-Schuppenzone auf diese Weise also nicht erklärt werden kann.

Zusammenfassend möchten wir die Verhältnisse etwa so darlegen: Die Peridotite der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens wären als initialer Magmatismus einer oberjurassischen Gebirgsbildung (jungkimmerisch?) zu deuten. Ihre Intrusion wäre während des Geo-

synkinalstadiums erfolgt. Die Gebirgsbildungsvorgänge dürften für die in Frage kommenden Gebiete wohl kaum über die Anlage gewisser Embryonalstrukturen hinausgegangen sein.

6. Diabase

In Anlehnung an M. VUAGNAT (1951) möchten wir den Begriff Diabas im weiten Sinne auffassen. VUAGNAT sagt in diesem Zusammenhang:

... Les „diabases“ au sens large du mot formant un ensemble de roches volcaniques ou subvolcaniques à grain fin avec diverses roches associées: brèches, „mictites“, etc.

Die erste eingehende Beschreibung der Diabase der Aroser-Schuppenzone für das Gebiet von Arosa stammt von A. BODMER-BEDER (1898).

J. CADISCH (1921) erwähnt biotit- und hornblendefreie Diabase und Variolite. H. GRUNAU (1947) beschäftigt sich eingehend mit diesen Gesteinen und nennt sie Spilite und Variolite. Er gibt eine ausführliche Gesteinsbeschreibung und erörtert anhand von zwei Analysen den Chemismus. Diesen eingehenden Ausführungen von H. GRUNAU haben wir kaum Wesentliches beizufügen und beschränken uns im folgenden auf das Notwendigste.

Vorkommen

Zwei kleine Aufschlüsse befinden sich auf etwa halbem Weg zwischen Casanna-pass und Parsennfurka (Blatt 94B). Drei grössere Vorkommen sind in der Nähe des „feissten Loches“, im Bündiwald auf 1600—1660 m ü. M. (Koord. 784 450/193 550) aufgeschlossen. Nordwestlich des Cotschnabodens, bei der Örtlichkeit Griesle (Blatt 94B) direkt oberhalb des Weges nach dem „unteren Matt“ befindet sich ein wenige Kubikmeter grosser Diabasaufschluss (Koord. 784 200/193 350). Einige Schritte davon entfernt kreuzt ein 10—15 m mächtiges Gesteinsband den Weg (in der geol. Spezialkarte 94B als Breccien vom Saluvertyp kariert). Es handelt sich um eine äusserst heterogen zusammengesetzte, tektonisch vermischt Zone von Kristallin, Verrucano, Kalken und Breccien, in die Diabas eingedrungen ist.

Nördlich der Landquart finden sich Diabase unterhalb des Maiensässes Matätsch. Sie liegen hier, wie J. CADISCH (1929) bereits feststellt, in tektonisch äusserst verworrenen Lage im Verein mit Sulzfluh- und Aroser-Schuppenzonen-Gesteinen.

Ein weiteres Vorkommen, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, soll in die kurzen Betrachtungen einbezogen werden. Es handelt sich um die Diabase in der Umgebung der Scsesaplanahütte. Sie wurden von TH. LORENZ (1901) beschrieben und auf seiner Karte wiedergegeben, sind dann aber in der Folge fast in Vergessenheit geraten. Die Diabase liegen hier mit Primärkontakt in Flysch-sandkalken, in deren normalem Liegenden sich Couches rouges befinden. Couches rouges und Flysch gehören in die Falknisdecke, ebenso das den Flysch an einer Überschiebungsfläche überlagernde Tithon. Die Aufschlüsse befinden sich nördlich und nordwestlich der Scsesaplanahütte des SAC, oberhalb und unterhalb des Weges, der gegen die grosse Furka führt (770 500/213 200).

Allen Diabasvorkommen unseres Untersuchungsgebietes, Griesle ausgenommen, ist gemeinsam ihre tektonische Lage. Sie liegen alle in den tektonisch tieferen Abteilungen der Aroser-Schuppenzone, nahe der Auflagerungsfläche auf die Sulzfluh- bzw. Falknis-Decke, bei Matätsch z. T. in Gesteinen der Sulzfluhdecke selbst. Diese besondere tektonische Lage steht in Einklang mit derjenigen der Ophiolithe der Schwärzi (Sattel zwischen Weissfluh und Zähnjefluh), wie übrigens auch mit dem von H. GRUNAU (1947) beschriebenen Spilitzug Prätschwald-Loser Trittwolfsboden im Gebiet von Arosa. Gleiche Verhältnisse beschreibt W. HÄFNER (1924) für den südöstlichen Rhätikon.

Petrographische Beschreibung

Im Felde lassen sich grüne und rote Diabase unterscheiden. Von grünen über grün-rot gesprengelte zu grauen und roten massigen, bisweilen etwas schiefrigen Gesteinen bestehen alle Übergänge. Die Anwitterungsfarbe ist hellgrün, beige oder rostbraun. Mit der Lupe ist ausser Karbonat in etwas gröberen Varietäten noch Feldspat zu erkennen.

Grüne Diabase

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Abit	Titanit-Leukoxen	Epidot-Zoisit
Chlorit (sek.)	Aktinolith. Hornblende	
Karbonat (sek.)	Quarz (auf Klüften)	

Struktur

Intersertal, arboreszierend, variolitisch.

Textur

Massig, zuweilen etwas schiefrig.

rote Diabase

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Abit	Chlorit	Epidot-Zoisit
Hämatit	Titanit-Leukoxen	
Karbonat (sek.)		

Struktur

Intersertal, arboreszierend, variolitisch.

Textur

Massig, zuweilen etwas schiefrig.

Der Plagioklas, soweit er sich bestimmen liess (U-Tisch und Immersionsmethode), ist Albit. Selten ist er rein, sondern meist von chloritischem Material erfüllt. Zonarstruktur konnte nie beobachtet werden. Bei Neubildungen handelt es sich immer um Albit. Bemerkenswert sind junge, von Albit erfüllte Klüfte mit deutlich arboreszierender Struktur.

Chlorit ist z. T. klinochlor-, z. T. penninartig, daneben kommt Chlorit vor, der keine merkliche Doppelbrechung aufweist. Er bildet Kerne und Bänder in Plagioklas, füllt Zwickel (intersertal), oder liegt als deutlich sechsseitige (Olivin?) Pseudomorphosen vor.

Hämatit bildet Haufen und Bänder, daneben ist er in feinen Körnern über das ganze Schliffbild verteilt.

Titanit-Leukoxen liegt als äusserst feinverteilte, nebelartige Bestäubung vor.

Die sog. Kissenstruktur konnte nur lokal in den Diabasen der Scesaplanahütte beobachtet werden. Die einzelnen Kissen weisen im Zentrum grobarboreszierende, am Rand z. T. feinarboreszierende bis variolitische oder sphärolitische Struktur auf und sind durch schmale Lagen von Sediment, Sandkalk, z. T. stark verkieselt, getrennt.

7. Ophimiktite der Diabase

Es gilt weitgehend das anlässlich der Besprechung der Peridotite und ihrer Kontaktbildungen Gesagte. Besonders erwähnen möchten wir in diesem Zusammenhang die Aufschlüsse bei der Örtlichkeit Griesle. Hier drangen Diabase in eine tektonische Quetschzone. Ähnliche Verhältnisse beschreibt J. CADISCH (1921) von der Weissfluh.

8. Genetisches und geologisches Alter der Diabase

Sind die Diabase Intrusiv- oder Extrusivgesteine? Wir möchten uns nicht für die eine Möglichkeit entscheiden und gleichzeitig die andere ausschliessen. Das gangartige Auftreten spricht für Intrusivcharakter, Kissenstruktur nach manchen Autoren für subaquatische Ergüsse. Wir glauben, dass für unser Untersuchungsgebiet beide Möglichkeiten zu recht bestehen, die Diabase also je nach den besonderen Umständen Intrusiv- oder Effusivgesteine sein können.

Was die Kissen- oder Wulstbildung (pillow-structure) anbelangt, so glauben wir nicht, dass ihre Entstehung unbedingt subaquatische Ergüsse voraussetzt. Diese Strukturart kann auf diese Weise entstehen, dagegen sind solche Absonderungen auch von rezenten bis subrezenten Vulkanen bekannt (Gunung Agung, Ost-Bali, 2500 m ü. M.; freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. H. GRUNAU). E. LEHMANN (1941) macht geltend, dass pillow-structure auch beim Eindringen von Schmelze

in einen festen Gesteinskomplex entstehen könne. Voraussetzung in diesem Fall dürfte die reichliche Gegenwart einer unter Druck stehenden Gas- oder Dampfphase in geeignetem Temperaturbereich sein.

Was den Chemismus der Diabase anbelangt, so möchten wir uns an dieser Stelle darauf beschränken, eine neue chemische Analyse der Diabase von der Scesaplanahütte folgen zu lassen.

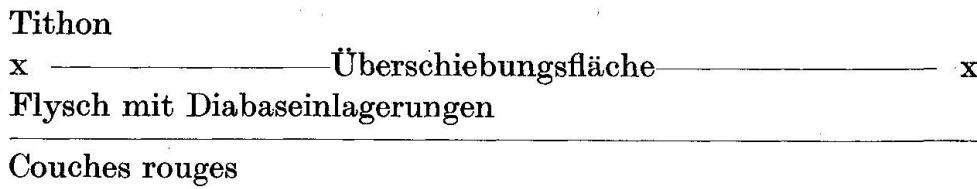
Es handelt sich um einen grünen Diabas mit grobarboreszierender Struktur. Das Handstück wurde aus der Mitte eines Kissens entnommen. Fundort: Einige Meter unterhalb des Weges von der Scesaplanahütte nach der grossen Furka (1950 m ü. M.), da wo der Weg vom östlichen Zufluss des Stegentobel gequert wird.

SiO ₂	43,89	si	110
TiO ₂	1,66	al	27,1
Al ₂ O ₃	18,26	fm	54,3
Fe ₂ O ₃	1,36	c	7,5
FeO	8,62	alk	11,1
MnO	0,11	k	0,04
MgO	8,93	mg	0,61
CaO	2,79	ti	3,1
Na ₂ O	4,39	p	0,15
K ₂ O	0,24	c/fm	0,14
H ₂ O +	7,01		
H ₂ O -	0,74		
P ₂ O ₅	0,14		
CO ₂	1,90	Analytiker: P. ZBINDEN (Bern)	
S	0,17		
	100,21	Magmentyp: natronlamprosyenitisch, c-arm	

Geologisches Alter der Diabase

H. GRUNAU (1947) nimmt für die Spilite der Gegend von Arosa kretazisches Alter an. Da die Spilitmagmen nach ihm syntektonisch gefördert wurden, bringt er deren Förderung mit den oberkretazischen Faltungsparoxysmen in Zusammenhang.

Die oben erwähnten Diabase bei der Scesaplanahütte sind geeignet, in die Altersfrage einige Klarheit zu bringen. Das Profil durch die Quetschzone (Falknisdecke) an der oben erwähnten Fundstelle der Diabase gestaltet sich etwa folgendermassen:



Die Couches rouges der Falknisdecke reichen bis ins Paläocän (Globorotalienschichten; nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. F. ALLEMANN). Der normal den Couches rouges auflagernde Flysch ist zweifelsohne jünger, möglicherweise jüngstes Paläocän und jünger; der in den Flysch eingedrungene Diabas demnach noch etwas jünger. Wenn wir also das Alter der Diabase des Scsesaplanagebietes mit post-paläocän veranschlagen, so dürften wir kaum stark fehlgehen.

Vollkommen analoge Verhältnisse liegen im Unterengadin vor. Die Flyschkomplexe, in denen die mächtige Bürkelkopf-Ophiolithmasse steckt, sind ebenfalls jünger als Paläocän, d. h. als die Globorotalienschichten (freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH).

Direkte Beweise für die Gleichaltrigkeit der Diabase der Aroser-Schuppenzone unseres Untersuchungsgebietes fehlen noch, aber es liegt nahe, auch hier analoge Verhältnisse anzunehmen.

Schematischer Überblick über die ophiolithische Tätigkeit in den unterost-alpinen Decken von Nordwest- und Mittelbünden und des Unterengadins

Falknis-D.	Sulzfluh-D.	Aroser-Schz.	Unter-Engadin	
Diabase Scsesapla in Falkni Flysch	?	Diabase?	Diabase Gabbros Peridotite in Tasnaflysch	Unt. Tertiär Paläocän
↓ ?	Diabase in Couches rouges Matätsch	Gabbros E-Rhätikon		Obere Kreide
		↓ ?		Untere Kreide
		Peridotite		Mittlerer bis oberer Malm

Bezüglich der Sequenz der einzelnen Glieder der Ophiolithspalte herrscht zwischen Nordwest-, Mittel- und Südbünden und auch dem Unterengadin Übereinstimmung, dergestalt, dass das peridotitische Glied immer das älteste, das diabasische das jüngste ist. Der grosse Unterschied

zwischen Nordwest- bzw. Mittelbünden und dem Unterengadin besteht darin, dass in Nordwest- bzw. Mittelbünden zwischen den beiden Hauptförderungen ophiolithischen Materials eine grössere Zeitspanne liegt (Untergrenze Obertithon? bis und mit gewissen Teilen des Paläocän?), ferner, dass in der Falknis- und Sulzfluhdecke nur Diabase vorkommen, während andererseits im Flysch der Tasnaserie des Unterengadins alle drei Glieder der Ophiolithe auftreten, die zudem ungefähr gleichaltrig sein dürften.

9. Die Beziehungen zwischen Peridotit, Gabbro und Diabas

M. VUAGNAT (1951) wirft u. a. folgende Frage auf:

„Quels sont les rapports du magma ultrabasique avec le magma qui a engendré les autres roches vertes? S'agit-il de deux magmas apparentés, l'un représentant le produit de la différenciation de l'autre? S'agit-il au contraire de deux magmas à très différents...“

Die Zusammenhänge, wie sie in der Bürkelkopfmasse im Tasnaflysch des Unterengadins vorliegen, sprechen für die erste der von VUAGNAT angedeuteten Möglichkeiten. Es würde merkwürdig anmuten, wenn Peridotite, Gabbros und Diabase, stammten sie von verschiedenen Magmen her, deren Ursprungsorte doch wohl in sehr unterschiedlichen Erdrindentiefen zu suchen wären, zufällig in solchen Ausmassen, in einer tektonisch bewegten Zeit (Alt-Tertiär), ausgerechnet in dieselben Serien hineingelangt sein sollten.

Zusammenfassend möchten wir die äusserst komplizierten Vorgänge und Zusammenhänge sehr schematisch wie folgt darstellen: Während des Geosynkinalstadiums, im Mesozoikum, stieg ein ophiolithisches Urmagma in die die Geosynklinale unterteufenden Erdrindentpartien und bildete in der Tiefe ein ausgedehntes Reservoir. Unter relativ ruhigen Bedingungen setzte gravitative Kristallisationsdifferentiation ein, so dass im Urherd eine gewisse stofflich-mineralogische Trennung entstand. Die schwersten Differentiate wurden im Falle Nordwest- und Mittelbündens während fröhogenetischen Bewegungen (oberer Malm) von den restlichen ophiolithischen Schmelzlösungen separiert und wanderten, möglicherweise auf tektonisch vorgezeichneten Bahnen, in höher gelegene, z. T. wasserhaltige Sedimentserien (Serpentinisierung, Ophimiktite, CO₂-Exhalationen ins Meer). Die in der Tiefe zurückbleibenden Magmenreste differenzierten sich weiter (Gabbros) und endlich entstanden, vielleicht unter äusserst komplizierten Wechselwirkungen zu

wasserhaltigen Sedimenten oder direkt zum Meerwasser, die Diabase, in Spezialfällen spilitische Derivate.

Für den Fall des Unterengadins nehmen wir an, dass das primär angelegte Ophiolithreservoir, dessen Anlage nicht unter allen Umständen gleichaltrig sein muss wie dasjenige für das Gebiet von Nordwest- und Mittelbünden, über längere Zeit persistierte und dass sich dann dort, während relativ kurzer Zeit, ähnliche Vorgänge abspielten wie die oben angedeuteten.

R. STAUB (1922) gibt in seiner vergleichenden Arbeit über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen folgendes Schema: Innerhalb der Ophiolithe nehmen die Serpentine gegen Süden beständig an Bedeutung zu. Wo grössere tektonische Komplikationen vorhanden sind, sind die tieferen Ophiolithzonen frei von Serpentin. In höheren tektonischen Elementen stellt sich Serpentin ein, um in den höchsten das alleinige Glied der Reihe darzustellen.

Wir können der Auffassung von R. STAUB (1922) für unser Untersuchungsgebiet, rein räumlich betrachtet, mit gewissen Vorbehalten zustimmen. Für das Gebiet des Bürkelkopfes dagegen, der eine zusammenhängende Ophiolithmasse darstellt, müssen wir diese These ablehnen. Wir glauben nicht, dass die Zunahme peridotitischen Materials fortschreitend von tieferen zu höheren Elementen der Aroser-Schuppenzone des Untersuchungsgebietes auf einer Gesetzmässigkeit beruht, sondern erblicken darin eher eine zufällige Verteilung.

10. Die tektonische Stellung der Ophiolithe

Diese Frage wurde bereits anlässlich der Besprechung der Peridotite angeschnitten. Sie soll hier nochmals kurz für die Gesamtheit der Ophiolithe erörtert werden. Eine Zusammenstellung verschiedener Ophiolithvorkommen und ihrer tektonischen Stellung längs des Randes des Prätagauerhalbfensters ergibt folgendes Bild:

Liechtenstein: Spilit und Ophicalcit gehören in die Quetschzone (Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke, Aroser-Schuppenzone), Lagerungsverhältnisse nicht vollkommen abgeklärt. H. SCHAETTI (1951).

Scsesaplana Hütte: Diabas im Flysch der Falknis-Decke. Primärkontakt sicher gestellt. R. A. GEES.

Östlicher Rhätikon: Basische Eruptiva (Serpentin, Gabbro, Diabas) beschränkt auf eine Zone im Hangenden des Tithon (Sulzfluhkalk). W. v. SEIDLITZ (1906).

Südöstlicher Rhätikon: Basische Eruptiva an der Grenze Viehcalanda-Schuppe/Aroser Schuppenzone. W. HÄFNER (1924).

- Matätsch: Diabase und Ophicalcite an der Deckengrenze Sulzfluh-Decke/Aroser Schuppenzone. J. CADISCH (1921). — Primärkontakt mit den Couches rouges der Sulzfluh-Decke? R. A. GEES.
- Blaue Rüfi/Muttentobel: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser Schuppenzone.
- Ronawald/in den Zügen: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser Schuppenzone.
- Schaflägerzug: Serpentin zwischen Dorfbergschuppe (unterostalpin) und Seehorn-schuppe (oberostalpin).
- Griesle/Feisstes Loch/Bündiwald: Diabas in tieferen Abteilungen der Aroser Schuppenzone. Griesle: Primärkontakt an Breccien.
- Casanna-Pass: Diabase in unmittelbarer Nähe der Deckengrenze Sulzfluh-Decke/ Aroser-Schuppenzone.
- Totalp: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone. Im Liegenden der Ophiolithe die Weissfluh-Cotschna-Schuppen, im Hangenden die Dorfberg- bzw. Casanna-Schuppe.
- Grünhorn: Ophiolithe in einer Quetschzone innerhalb höherer Abteilungen der Aroser-Schuppenzone.
- Schwärzi: Peridotit und Diabas zwischen Sulzfluh-Decke und Aroser-Schuppenzone.
- Zähnjeflüh/Stelli: Ophiolithe in Falknisflysch. J. CADISCH (1921).
- Gebiet von Arosa: Ophiolithe an der Deckengrenze Sulzfluh-Decke/Aroser-Schuppenzone sowie in mehreren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone.
H. GRUNAU (1947).

Die kleine tektonisch-topographische Übersicht für das Gebiet von Mittel- und Nordwestbünden ergibt:

- Falknisdecke: Diabase in primärem Eruptivkontakt im Flysch.
- Sulzfluhdecke: Diabase wahrscheinlich in primärem Eruptivkontakt in Couches rouges.
- Aroser-Schuppenzone: Ophiolithe in verschiedenen Abteilungen, Primärkontakt am Nebengestein in vielen Fällen sichergestellt.
- Schaflägerzug: Ophiolithe als tektonische Schürflinge.

Die Übersicht klärt über die Ophiolithe als „Leitgesteine“ auf. Von tektonischen Verschuppungen und Verschleppungen abgesehen, ist heute der primäre Eruptivkontakt von Ophiolithen an Gesteinen der Falknis-Decke und der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens sichergestellt. Die These von R. STAUB (1922), wonach, wenn Primärkontakte tatsächlich vorhanden sein sollten, die kontaktmetamorphosierten Gesteine samt den Ophiolithen aus tieferen tektonischen Einheiten (Platta-Decke) stammen sollen, muss abgelehnt werden, da sowohl die Verhältnisse in der Falknis-Decke als auch diejenigen in der Aroser-Schuppenzone dagegen sprechen (Ophiolithe in stratigraphisch zusammenhängenden Sedimentserien).

Vergleiche mit dem Unterengadin ergeben: Ophiolithe liegen in mächtigen Massen sowohl über als auch unter der Tasnaserie. Was die

im Tasnaflysch liegende Bürkelkopfmasse anbelangt, so kann hier an einem Primärkontakt zwischen Ophiolithen und Flyschnebengestein kaum gezweifelt werden.

Zusammenfassend kann über die tektonische Stellung der Ophiolithe Mittel- und Nordwestbündens gesagt werden: Ophiolithe kommen in allen drei unterostalpinen Decken vor. Primäre Eruptivkontakte konnten an verschiedenen Stellen (Falknis-Decke, Aroser-Schuppenzone) beobachtet werden. Aus diesen Gründen müssen wir die Auffassung, Ophiolithe seien tektonische Leitgesteine und auf den penninischen Raum beschränkt, verneinen. Nach unserer Auffassung erfolgten die Ophiolithintrusionen und -extrusionen bis weit südlich des penninischen Ablagerungsraumes, tief in die unterostalpine Region hinein. Ophiolithe sind wohl im allgemeinen selten Leitgesteine tektonischer Einheiten. Ihre Bildung ist an grosse Orogengebiete gebunden und die Förderung in die einzelnen Bezirke erfolgt wohl eher zufällig, wobei Schichtflächen, tektonische Linien etc. dazu prädestiniert sein dürften, die Förderwege zu bilden.

ABSTRACT

Some problems concerned with the petrogenesis, alteration, age, and the tectonic position of the ophiolithic rocks (peridotites, serpentines, pyroxenites, gabbros and diabases) from the inferior east alpine nappes of the northwestern part of the canton Graubünden, eastern part of Switzerland, are reviewed in this paper.

The serpentinisation of peridotites and the formation of mesh serpentines (chrysotile) and network or latticework serpentines (antigorite) is described. The finding of peridotite detritus in shales, which are in turn interbedded with radiolarites, furnishes evidence for the age of the peridotites. As the radiolarites are older than Upper Tithon (Upper Jurassic) the peridotite intrusion occurred within the period of Middle to Upper Malm (Upper Jurassic). The intrusion is considered to be contemporary with the early phases of the Saxonian orogenesis.

Green and red diabases are described. Diabases occur as small intrusive bodies in the Couches rouges in Globorotalia facies (Paleocene) of the Falknis nappe.

Observations lead to the conclusion that all ophiolites originate from the same ultrabasic magma. The formation of these rocks can be explained by gravitational differentiation during crystallization.

LITERATURVERZEICHNIS

- BALL, J. (1897): The serpentine and associated rocks of Davos. Diss. Univ. Zürich.
BODMER-BEDER, A. (1898): Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. N. Jb. f. Min. Geol. u. Palaeont., B. B. 12.
CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 49, 1.
— (1929): Zur Geologie von Davos. Festschr. 11. d. Jahresvers. d. S. N. G. in Davos.

- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil: Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 70, I.
- DALY, R. A. (1914): Igneous rocks and their origin. New York.
- DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18.
- GEES, R. A. (1955): Geologie von Klosters. Diss. Auszug Univ. Bern.
- (1955a): Geologie von Klosters. Diss. Manuskript Univ. Bern.
- GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. Diss. Univ. Bern.
- HÄFNER, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rhätikons (zwischen Klosters und St. Anthönien). Beitrag Geol. Karte Schweiz, N. F. 54, I.
- HESS, H. H. (1933): The problem of serpentisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. Econom. Geol. XXVIII, Nr. 7.
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar.
- LORENZ, TH. (1901): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Der südliche Rhätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XII.
- DU RIETZ, T. (1935): Peridotites, Serpentines and soapstones of northern Sweden. Geol. Fören., Bd. 57, Stockholm.
- RINNE, F. (1940): Gesteinskunde. Leipzig.
- RODGERS, J. (1940): Distinction between Calcite and Dolomite on polished surface. Am. J. of Sc. 238.
- ROESLI, F. (1945): Sedimentäre Zone von Samaden. Eclogae geol. Helv. 38.
- ROSENBUSCH, H. (1901): Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- SCHAETTI, H. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein, I. Teil. Geol. des östlichen Gebietes, Samina-, Malbun- und Vallorsch-Tal. Jb. Hist. Ver. Fürst. Liechtenstein.
- SEIDLITZ, W. v. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., XVI.
- STAUB, R. (1922): Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. II.
- (1948): Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 93.
- TRÖGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- VUAGNAT, M. (1951): Le rôle des roches basiques dans les alpes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of optical mineralogy. Part II and part III. New York and London.