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

Band: 46 (1966)

Heft: 2

Artikel: Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondrodit)-Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins

Autor: Trommsdorff, Volkmar

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-36135

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: 15.07.2025

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

Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondrodit)-Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins

Von *Volkmar Trommsdorff* (Basel)*)

Mit 5 Textfiguren

Abstract. The paragenesis forsterite-clinochlore-calcite-dolomite is disseminated in silica-poor, alumina-bearing metamorphic dolomites of the Lepontine and Bergell Alps, characterizing the Amphibolite facies and the Hornblende-hornfels facies. Clinochlore can be replaced in the Bergell Alps by magnesian-spinel. If potassium is present; instead of forsterite and clinochlore, phlogopite and tremolite may be stable in the Lepontine region. Two examples (Frasco, Val Verzasca and Someo, Val Maggia) are discussed more intensively.

Im Verlaufe von Studien über die regionale Verteilung von Ca- und Mg-Silikaten in Karbonatgesteinen der Tessineralpen und des Bergells wurden auch eine Reihe forsteritführender Dolomitmarmore untersucht, die z. T. Musterbeispiele metamorpher Mineralvergesellschaftungen enthalten. Einige paragenetische Zusammenhänge sollen hier diskutiert werden; über die regionale Verbreitung und den Verlauf von Isograden wird ebenfalls in dieser Zeitschrift berichtet (Trommsdorff, 1966).

Forsterit aus einem Dolomitgestein der Lepontinischen Alpen wird erstmals von de Quervain und Jakob (1950) aus dem Marmor SW Someo (Maggiatal) beschrieben. Knup (1958) erwähnt ein Vorkommen von Klinohumit im Centovalli und neuerdings gibt Wenk (1963) eine Reihe weiterer Punkte mit Klinohumit, Chondrodit und Forsterit an. Inzwischen hat sich die Liste der bekannten Vorkommen weiter vergrössert, in allen konnte die Paragenese Forsterit-Klinochlor nachge-

*) Adresse: Dr. V. Trommsdorff, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, 4000 Basel.

wiesen werden. Besonders instruktiv sind die Beispiele Someo (Maggiatal) und Frasco (Verzascatal) auf die in der Folge näher eingegangen wird.

a) Marmor SW Someo (V. Maggia), Lokalität „dall Ovich“, Koord. 694.0/126.0

Das Vorkommen ist auf der Karte von PREISWERK et al. (1934) als „Triasdolomit“ eingetragen. Es handelt sich um ein bis ca. 6 m mächtiges Band von inhomogenem, teils grobkristallinem Calcit-, teils feinkörnigem Dolomitmarmor, eingeklemmt zwischen die Gneisse der mächtigen liegenden Antigoriomasse und der hangenden sog. Maggiazone. Der Kontakt gegen die Gneisse wird durch wechselnd mächtigen, oft durch Kalksilikatlagen gebänderten Calcitmarmor gebildet. Dieser enthält neben Quarz die in den höher metamorphen Gebieten der Lepontinischen Alpen verbreiteten Mineralneubildungen: Phlogopit, Diopsid, Skapolith, Tremolit, Granat, Zoisit, Bytownit-Anorthit, in der Nähe des Gneisskontaktes treten reichlich Klinozoisit und Titanit hinzu. Die für die Amphibolitfazies typische, von METZ und WINKLER (1964) experimentell untersuchte reine Paragenese Quarz-Calcit-Diopsid tritt im cm-Bereich auf, dies besonders an der Grenze Calcit-Dolomitmarmor. Der Dolomit tritt kaum mit den Gneissen in Kontakt und bildet eine, bis einige m mächtige, vielfach boudinierte Lage. Er enthält mm- bis cm-dicke grüne und braune Kalksilikatlagen, die eine vortektonische Stoffbänderung markieren. Fig. 1 zeigt ein Handstück dieses Gesteins, die einzelnen Horizonte weisen einen unterschiedlichen Mineralbestand auf:

1. *Forsterit-Calcit-Dolomit* und *Forsterit-Klinochlor-Calcit-Dolomit* (Fig. 2). Lagen mit einem polygonalen Dolomitgefüge enthalten frischen Forsterit, sowie einen geringeren Anteil Calcit. Mg-reicher Klinochlor tritt in idiomorphen Leisten als Hauptgemengteil auf.

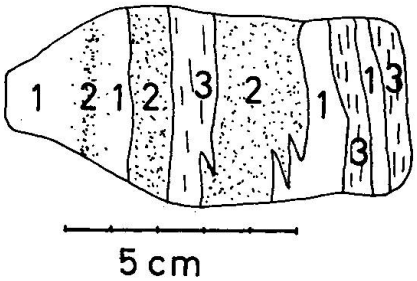

Fig. 1. Gebänderter Dolomit SW Someo Koord. 694.0/126.0. Probe TV 200d. 1 = Lagen mit Forsterit-Klinochlor-Calcit-Dolomit und Forsterit-Calcit-Dolomit. 2 = Chondrodit- und klinohumitreiche Lagen. 3 = Lagen mit der Paragenese Phlogopit-Tremolit-Calcit-Dolomit.

2. *Klinohumit-Chondrodit-Klinochlor-Calcit-Dolomit.* Lagenweise ist Forsterit zu einem hohen Anteil durch Klinohumit und Chondrodit ersetzt. Orientierte Verwachsungen dieser Mineralien untereinander sind häufig.
3. *Phlogopit-Tremolit-Calcit-Dolomit ± Diopsid* (Fig. 3). Polygonales Dolomitgefüge mit reichlich Calcitanteil, darin enthalten idiomorphe Porphyroblasten von Tremolit, oft reich an Calciteinschlüssen, weiter reichlich Phlogopit.

Optische Daten zu 1—3:

Forsterit: $2V_\gamma = 85—90°$; $\Delta = 0{,}033 \pm 0{,}002$; weitere Daten siehe DE QUERVAIN und JAKOB (1950)[1]). *Klinochlor:* $2V_\gamma = 12 \pm 2°$ (konoskopisch bestimmt); $n_\alpha =$

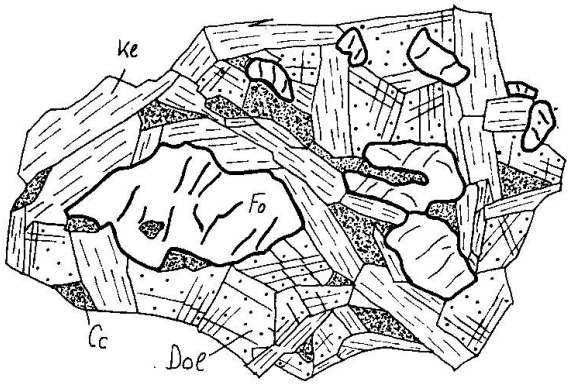

Fig. 2. Dolomit, Someo, Probe TV 200d. Polygonales Dolomitgefüge (Dol) mit Porphyroblasten von Forsterit (Fo) und Klinochlor (Kl). In den Zwickeln Calcit (Cc).

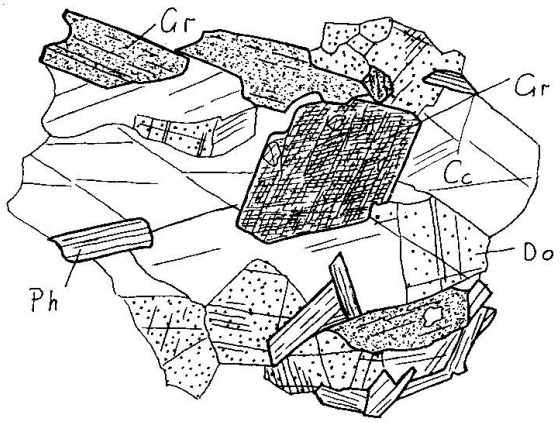

Fig. 3. Gleiche Probe wie Fig. 2. Tremolit (Gr) und Phlogopit (Ph) im Dolomit (Do). Grosse Calcite (Cc) als Reaktionsprodukt der Tremolitbildung.

---

[1]) Es wird vermutet, dass es sich bei der von DE QUERVAIN und JAKOB angegebenen Analyse um ein Gemisch von Forsterit mit Humitmineralien handelt.

$1{,}575 \pm 0{,}002$; $\Delta = 0{,}0075 \pm 0{,}001$; $n_\alpha \wedge (001) = 2$—$2{,}5°$; d (001) = 14,06 Å; $Si/Al^{IV} = 3{,}0$ (nach BRINDLEY 1951). Optische und Röntgendaten weisen übereinstimmend auf einen Mg-reichen Klinochlor hin, was auch eine vorläufige Prüfung auf der Mikrosonde durch Prof. H. SCHWANDER, Basel, bestätigte. Das Mineral ist farblos im Dünnschliff. *Chondrodit:* n_α = goldgelb; n_γ = farblos; $2V_\gamma = 74$—$78°$; $n_\alpha \wedge$ Pol (001)[2]) = 20—22°, polysynthetische Zwillinge nach (001)[2]) sind relativ selten. häufiger sind einfache Zwillinge nach ($\bar{3}05$)[2]). *Klinohumit:* n_α = goldgelb, n_γ = blassgelb, $2V_\gamma = 67$—$71°$, $n_\alpha \wedge$ Pol (001)[2]) = 6—8° einfache und polysynthetische Zwillinge nach (001)[2]). *Tremolit:* farblos, $2V_\alpha = 83 \pm 3°$, $n_\gamma \wedge [001] = 15$—$17°$; $\Delta = 0{,}023 \pm 0{,}002$. *Phlogopit:* farblos, $2V_\alpha = 0$—$5°$ (konoskopisch bestimmt); $\Delta = 0{,}039 \pm 0{,}002$. *Diopsid:* farblos, $2V_\gamma = 54$—$57°$, $n_\alpha \wedge [001] = 40°$; $\Delta = 0{,}030 \pm 0{,}002$; weitere Daten siehe DE QUERVAIN und JAKOB (1950). Diese Autoren erwähnen als seltenes Akzessorium *Spinell.*

Orientierte Verwachsungen treten in den Grenzbereichen der Lagen auf: von Forsterit mit Klinohumit und Chondrodit nach dem von TILLEY (1952) beobachteten Gesetz: (010) der Humitmineralien liegt parallel zu (100) von Forsterit, die Richtungen [n_γ] der drei Mineralarten fallen zusammen. Eine Reihe von fleckigen Verwachsungen dieser Art wurden durch U-Tischmessungen kontrolliert. Die Verwachsung entspricht der strukturellen Verwandtschaft dieser Minerale, es handelt sich in unserem Beispiel um einen sukzessiven Ersatz von Forsterit durch Klinohumit und Chondrodit (vgl. auch STRUVE 1958).

Parallelverwachsung von Phlogopit mit Klinochlor nach (001) wurde ebenfalls beobachtet.

Auffällig ist der Befund, dass einerseits Forsterit und die Humitmineralien immer an Klinochlor führende Lagen, andererseits Tremolit an phlogopithaltige Lagen gebunden sind. Der chemische Unterschied dieser Lagen besteht im Kaligehalt, beide Paragenesen scheinen stabil nebeneinander gebildet worden zu sein. Die Forsteritbildung aus Dolomit und Tremolit wurde neuerdings von METZ und WINKLER (1965) experimentell untersucht, die Gleichgewichtskurve verläuft im isobaren Temperatur-CO_2/H_2O-Molenbruch Diagramm nahe derjenigen der bereits früher untersuchten Diopsidreaktion (vgl. WINKLER 1965, S. 29). In unserem Beispiel sollte demnach Tremolit bestenfalls als retrograde Bildung auftreten, dies ist aber nicht der Fall. Inwieweit metasomatische Prozesse eine Rolle gespielt haben, kann nicht ohne weiteres beurteilt werden, im folgenden Beispiel des Marmors von Frasco ist Metasomatose deutlich.

b) Marmor bei Serte oberhalb Frasco (Verzasca), Koord. 705.6/133.5 (vgl. WENK 1963; siehe Karte PREISWERK et al. 1934)

Im Sommer 1964 sammelten Prof. E. WENK und der Verf. eine Reihe grösserer Proben, die sich für die Beurteilung der beschriebenen Para-

[2]) In der Aufstellung nach VOM RATH (1871).

genesen als interessant erwiesen. Der Marmor von Frasco ist ein im m-Bereich inhomogenes Dolomitgestein, dessen Forsteritgehalt eine lichtgrüne Farbe bedingt. Lokal ist das Gestein in Schollen aufgelöst, die durch deutlich zonierte, 2 bis 3 cm mächtige Zwischenlagen voneinander getrennt sind (vgl. Fig. 4). In den einzelnen Zonen treten verschiedene Paragenesen auf:

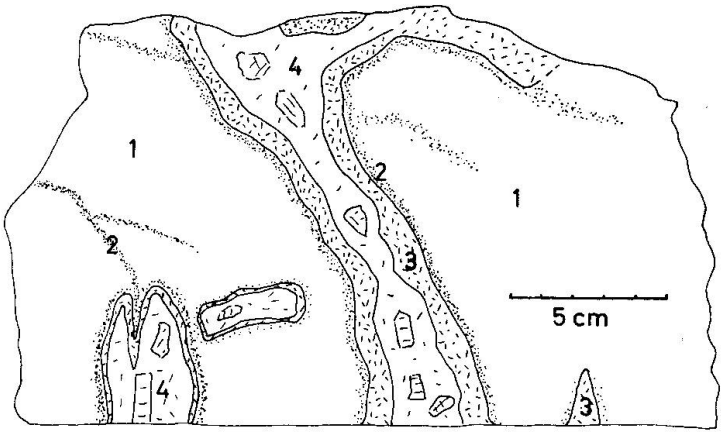

Fig. 4. Metasomatische Zonen im Dolomit von Frasco, Koord. 705.6/133.5, Probe Vz 481. 1 = Forsterit-Klinochlor-Calcit-Dolomitmarmor. 2 = Chondrodit-Klinohumitsäume im Dolomit. 3 = Phlogopit-Tremolitzone. 4 = Zonen mit grossen Diopsidporphyroblasten.

1. *Klinochlor-Forsterit-Calcit-Dolomit.* Diese Paragenese bildet die innere Zone der erwähnten Schollen, das polygonale Dolomitpflaster enthält z. T. reichlich unzersetzten Forsterit, fast immer in Begleitung von frischen Klinochlorleisten. Calcit — als Nebenprodukt der Forsterit- und der Klinochlorreaktion — bildet Zwickelfüllungen. Gegen den Rand der Schollen treten fleckige Verwachsungen von Forsterit mit Humitmineralien auf, akzessorisch findet sich Diopsid; der makroskopisch gut erkennbare Saum (2 in Fig. 4) enthält die Paragenese:
2. *Chondrodit-Klinohumit-Klinochlor-Calcit-Dolomit.* Mit einer meist scharfen Grenze folgt ein 1 cm breiter Saum mit der Paragenese:
3. *Tremolit-Calcit* mit lokal reichlich *Phlogopit.* Das Innere der Gängchen zwischen den Dolomitschollen bildet vorwiegend die Paragenese:
4. *Tremolit-Diopsid-Calcit.* Diopsid erreicht bis 2 cm Grösse und dürfte sich auf Kosten von Tremolit gebildet haben, der von Diopsid umschlossen und korrodiert wird. Lokal findet sich in dieser Zone Bytownit-Anorthit, akzessorisch auch Apatit. Weder Quarz, noch Spinell konnte in einer der Proben gefunden werden.

Optische Daten:

Klinochlor: Es handelt sich um den gleichen farblosen Klinochlor wie in Someo. $n_\alpha = 1{,}573 \pm 0{,}002$; $\Delta = 0{,}0075 \pm 0{,}001$; $2V_\gamma = 10$—$15°$ (konoskopisch bestimmt); $n_\alpha \wedge (001) = 2$—$2{,}5°$. *Forsterit:* $2V_\gamma = 85$—$88°$; optische Daten zu den Humitmineralien siehe WENK (1963); *Diopsid:* $2V_\gamma = 56°$; $n_\alpha \wedge [001] = 40°$; $\Delta = 0{,}032 \pm 0{,}002$; farbloser *Phlogopit:* $2V_\gamma = 0$—$5°$ (konoskopisch). *Tremolit:* $2V_\alpha = 85°$; $n_\gamma \wedge [001] = 15$—$17°$; $\Delta = 0{,}025 \pm 0{,}002$.

Die Zonierungen müssen als metasomatische Bildungen während der Metamorphose interpretiert werden. Dabei erfolgte eine sukzessive Umwandlung des Dolomites, ausgehend von Rissen im Gestein. In den Gängen wurde der gesamte Dolomit zur Bildung von Mg-Silikaten verbraucht, gegen das Innere der Schollen treten SiO_2-ärmere Phasen, und daneben zunehmend Dolomit auf; demnach muss ein Angebot von SiO_2 von den Rissen im Gestein aus bestanden haben. Die Aufeinanderfolge der Mineralphase welche die Zonierung bedingt, ist dann leichter verständlich, wenn man bedenkt, dass im Bereiche des Tremolitsaumes der Molenbruch X_{CO_2} (in der CO_2-H_2O-Gasphase) grösser war, als in der Zone mit Diopsidporphyroblasten. Bekanntlich nimmt die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion: 1 Tremolit + 3 Calcit + 2 SiO_2 = 5 Diopsid + 3 CO_2 + H_2O unter isobaren Bedingungen bei kleinen X_{CO_2} stark ab (vgl. METZ und WINKLER 1964).

Im Inneren der Dolomitschollen wurde durch die Kristallisation von Forsterit, Klinochlor und Tremolit — die ja Dolomit verbraucht — CO_2, aber kaum H_2O frei. Die Neubildung der meisten erwähnten Silikate verbrauchte Wasser, das offenbar auf den Rissen im Gestein reichlich zur Verfügung stand. Inwieweit Fluor an der Metasomatose beteiligt war (Chondroditsaum!), kann ohne chemische Analyse nicht beurteilt werden. Weiter hat offenbar lokal eine Anreicherung von Kali stattgefunden (Phlogopitbildung).

Metasomatische Zonierungen an Dolomitgesteinen sind aus den Kontakthöfen vieler Granite bekannt (vgl. z. B. TILLEY 1952). Diese Beispiele betreffen die Hornblende-Hornfelsfazies, das unsrige stammt aus dem Gebiet tiefgelegener Regionalmetamorphose (Amphibolitfazies). In der Nachbarschaft des Marmors von Frasco treten keine magmatischen Gesteine — auch keine Pegmatite — auf.

Im Inneren der Dolomitschollen des Marmors von Frasco, also dort, wo wir am ehesten noch mit geschlossenen Systemen — und einer isochemischen Metamorphose — rechnen dürfen, findet sich die stabile Paragenese *Forsterit-Klinochlor*.

Die Paragenese konnte in allen, bisher bekannten Forsteritmarmoren

des Lepontin nachgewiesen werden. In einer Reihe dieser Vorkommen tritt daneben die Paragenese Tremolit-Phlogopit-Calcit-Dolomit auf.

Weitere Beispiele finden sich im Bergell. In den Marmoren der Valle della Mera (Repossi 1916) sind die Paragenesen Forsterit-Phlogopit — die im Tessin nicht gefunden wurde — und Forsterit-Klinochlor verbreitet (Marmor von Brugo, Marmore bei San Giorgio di Novate); sie finden sich auch in den an Humitmineralen reichen Marmoren des hinteren Val Malenco (vgl. Wenk 1963). Auffällig an den Bergeller Vorkommen ist der Reichtum an Spinell, der im Tessin praktisch fehlt. In einem Klinochlor-Spinell[3])-Forsterit-Calcit-Dolomitmarmor aus dem Gebiet der Capanna Volta (Val dei Ratti, westl. Bergell, Koord. 121.1/763.4; coll. P. Blattner 1964) konnte eine Umwandlung von Spinell in Klinochlor beobachtet werden (Fig. 5) was unter Beteiligung der anderen im Ge-

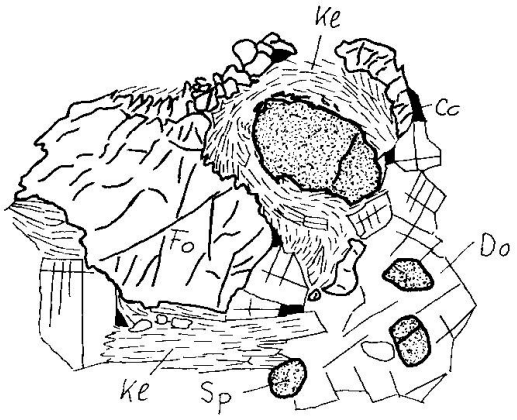

Fig. 5. Retrogressive Bildung von Klinochlor (Kl) aus Spinell (Sp) unter Beteiligung der übrigen Phasen: Forsterit (Fo), Calcit (Cc) und Dolomit (Do). Marmor Cap. Volta, Bergell, Probe Bl 3000, Koord. 762.7/121.3.

stein vorhandenen Phasen denkbar wäre. Die einfachste Beziehung lautet: 2 Calcit + 1 Spinell + 3 Forsterit + 4 H_2O + 2 CO_2 = 1 Klinochlor + 2 Dolomit (vgl. auch Braitsch 1963).

Damit diese retrogressive Reaktion stattfinden konnte, musste aber im Gestein eine Gasphase aus CO_2 und H_2O zur Verfügung stehen, was offenbar nur in beschränktem Masse der Fall war — die Reaktion konnte nur teilweise ablaufen.

In den Tessiner Dolomitgesteinen findet sich aber immer Klinochlor, und nicht Spinell mit frischem Forsterit assoziiert. Durch die Feldbe-

[3]) Wurde durch Pulveraufnahme und Kontrolle des Brechungsindex als Mg-Spinell bestimmt (a_0 = 8,1 Å).

funde wird demnach angedeutet, dass unter den im Lepontin herrschenden Metamorphosebedingungen die letztgenannte Reaktion kaum Bedeutung erlangte Unsere Beispiele befinden sich im Lepontin weit innerhalb des Staurolithfeldes, z. T. innerhalb der Sillimanitzone (vgl. E. NIGGLI und C. NIGGLI 1965); Chlorit verschwindet also in der Amphibolitfazies nicht völlig, sondern nur in Gesteinen mit SiO_2-Überschuss.

Auch in Ultrabasiten des Lepontins ist Chlorit verbreitet, z. B. die Paragenese Klinochlor-Forsterit-Talk (KNUP 1958, S. 169ff., WANG 1939). YODER (1952) gibt den Stabilitätsbereich dieser Paragenese mit 500—655° C bei 1000 bar an[4]), die gesamte Hornblende-Hornfels- und Amphibolitfazies fallen in dieses Temperaturintervall.

Nach unseren Beobachtungen ist die Paragenese Forsterit-Klinochlor typisch für Al_2O_3-haltige Dolomitgesteine, die ein SiO_2-Defizit aufweisen (und kein Kalium enthalten) und zwar im Bereich der beiden erwähnten Fazies.

Dr. A. SPICHER und Dr. P. BLATTNER stellten Gesteinsproben zur Verfügung, Prof. H. SCHWANDER prüfte verschiedene Minerale auf der Mikrosonde. Allen Genannten gilt mein Dank, sowie Prof. E. WENK für grosszügige Gewährung wissenschaftlicher Arbeitszeit.

Literatur

BRAITSCH, O. (1963): Zur Formulierung metamorpher Mineralreaktionen. Beitr. Mineral. Petrogr. 9, 374—378.

BRINDLEY, C. W. (1951): X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, Mineral. Society.

FYFE, W. S., TURNER, F. J., and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. Amer. 73.

KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 38, 85—238.

METZ, P. W. und WINKLER, H. G. F. (1964): Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz. Die Naturwissenschaften 51, 460—466.

— (1965): Die Forsteritbildung bei der Metamorphose quarzführender Dolomite. Kurzreferat d. Jahrestagung d. Deutschen Mineralogischen Ges. 2. 9. 1965, Hannover.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eclogae geol. Helv. 58, 335—368.

---

[4]) Die obere Stabilitätsgrenze von Klinochlor gibt dieser Autor mit 680° C an, den Stabilitätsbereich der Paragenese Forsterit-Klinochlor-Spinell mit 500 bis 680° C, alles im System MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O.

PREISWERK, H. et al. (1934): Geologische Karte der Tessineralpen zwischen Maggia- und Bleniotal, 1:50000. Spezialkarte 116 d. Schweiz. Geol. Komm.

DE QUERVAIN, F. und JAKOB, J. (1950): Forsterit aus einem Tessiner Marmorvorkommen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 30, 198—199.

VOM RATH, G. (1871): Über das Krystallsystem des Humits. Pogg. Ann. Erg. Bd. 5, 321—413.

REPOSSI, E. (1916): La bassa Valle della Mera. Mem. Soc. Sc. nat. Ital. VIII.

STRUVE, H. (1958): Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact-zone of the Quérigut granite, French pyrenees. Leidse. geol. Mededel. 22, 237—349.

TILLEY, C. E. (1951): The zoned contact skarns of the Broadford aerea, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. Min. Mag. XXIX, 621—666.

TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 46, 431—460.

WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 19, 23—199.

WENK, E. (1963): Klinohumit und Chondrodit in Marmoren der Tessiner Alpen und der Disgrazia-Gruppe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 43, 287—293.

WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin, Springer.

YODER, H. S. (1952): The MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O system and related metamorphic facies. Amer. J. Sci. Bowen vol. 569—627.

Manuskript eingegangen am 31. März 1966.