

---

FRASL, G.

(Salzburg)

Jahresbericht 1976 über Arbeiten der Salzburger Arbeitsgruppe;  
mit Teilberichten von V. HÖCK, E. KIRCHNER und J.-M. SCHRAMM

---

Im Rahmen der verschiedenen Teilprojekte der Salzburger Arbeitsgruppe werden diesmal die nennenswertesten Fortschritte wieder in Form selbständiger Teilberichte vorgelegt:

1. berichtet V. Höck über die Petrogenese einer signifikanten Gesteinsgruppe der mittleren Hohen Tauern;
2. E. Kirchner über markante Beispiele der Metamorphose im Kalkalpengebiet. Darüberhinaus hat sie ihre Mikrosondenuntersuchungen an Magnetiten neben Ilmeniten aus Grüngesteinen der mittleren Hohen Tauern weitergeführt; und
3. legt J.-M. Schramm Ergebnisse zur Metamorphose im Grauwackenzonen-Kalkalpenbereich vor - hauptsächlich nach dem Maßstab der Illitkristallinität. Dazu wurde als Beitrag zur kartenmäßigen Übersicht über die Metamorphoseverteilung im Ostalpenraum das Arbeitsgebiet in den wichtigen Vergleichsraum des Semmeringprofiles ausgedehnt.

Darüber hinaus soll von den Arbeiten der hiesigen "Tiefbau-Gruppe" nur kurz erwähnt werden, daß G. Frasl unter anderem das Auftreten von Pumpellyit und Zeolithen in Kristallgesteinen am Nordrand der Kalkalpen Oberösterreichs und Salzburgs weiter verfolgte, worauf bereits im internen Tiefbau-Jahresbericht für 1974 näher hingewiesen wurde. P. Becker hat das Studium des polymetamorphen Gebietes der Granatspitzgruppe fortgesetzt. W. Vettters studierte metamorphe Paläovulkanite in der Salzburger Grauwackenzone, wobei außer vulkanologischen Vergleichen die genauere Erfassung der Metamorphose angestrebt wird. Im chemischen Labor wurden für das Projekt in der Hauptsache von G. Andorfer 40 Gesamtanalysen von Silikatgesteinen mit AAS und Spektralphotometer durchgeführt und die Bestimmungsmethoden ausgeweitet und verbessert.

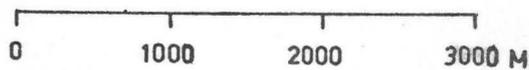
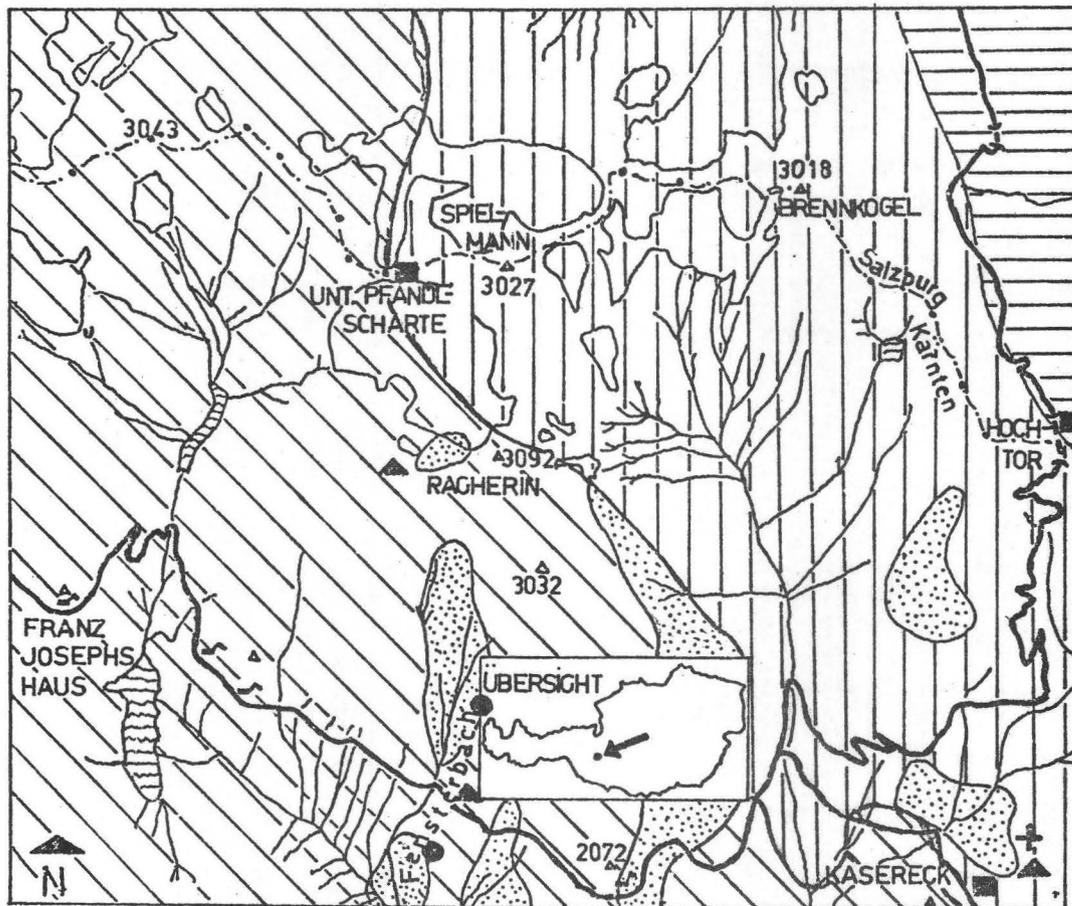
Außerdem sind die Arbeiten für das Tiefbauprojekt thematisch engst verknüpft mit den Arbeiten für das Projekt 2048 des Fonds z.F.d.w.F. "Elementverteilung in einzelnen und koexistierenden Mineralphasen von Gesteinen und Lagerstätten". So soll hier nur auf einen Beitrag im dortigen Jahresbericht von F. Zimmerer über Mikrosondenanalysen an Mineralien von Prasiniten der Hohen Tauern hingewiesen werden. Dabei wird der Stoffaustausch von Na und Si gegen Ca und Al näher untersucht, wie er in diesem Tiefenbereich des Ostalpenkörpers bei dem für die fortschreitende Metamorphose markanten Wechsel von Albit zu Oligoklas stattgefunden hat.

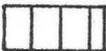
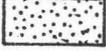
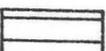
V. HÖCK: Tremolit/Aktinolith- und Diopsid-führende Metasedimente im Bereich Fuscherkarkopf-Hochtor (Mittlere Hohe Tauern)

---

Kalksilikatgesteine mit Diopsid und/oder Tremolit/Aktinolith in der Glocknergruppe (mittlere Hohe Tauern) sind seit der monographischen Arbeit von CORNELIUS & CLAR (1939) gut bekannt. Es lag nahe, nachdem durch die Arbeiten zahlreicher Autoren (z.B. METZ 1970, TROMMSDORFF 1972, SKIPPEN 1971, 1974, KERRICK 1974, SLAUGHTER et. al. 1975) die petrogenetische Bedeutung von Diopsid und Tremolit in kieseligen Karbonatgesteinen herausgearbeitet wurde, solche Gesteine im zentralen Tauernbereich näher zu untersuchen. Vor allem sind dies drei Gesteinsgruppen:

- a) die sog. "Serpentinrandgesteine", kieselige Karbonatgesteine, die an vielen Stellen die Grenzzone zwischen dem Heiligenbluter Serpentin und den ihn umgebenden Metasedimenten (meist Kalkglimmerschiefer) bilden,
- b) klastische Metasedimente mit kieseliger Matrix und karbonatischem Detritus (Dolomitbrekzien, Karbonatquarzite),
- c) untergeordnet kieselige Dolomite.



- Legende:**
- |   |                                   |   |
|---|-----------------------------------|---|
|  | <i>Glocknerfazies</i>             | } <i>Bündner-<br/>schiefer-<br/>serie</i> |
|  | <i>Brennkogelfazies</i>           |   |
|  | <i>Serpentin</i>                  |   |
|  | <i>Karbonatgesteine der Trias</i> |   |

- Paragenesen:**
- $Tr + Cc + Do + Q$
  - ▲  $Tr/Akt + Cc + Do$
  - +
  - $Di + Do + Tr + Cc$

Abb. 1. Geologische Übersichtsskizze des Gebietes Fuscherkarkopf - Hochtorkopf.

Weitere Erklärungen im Text. Abkürzungen siehe Tab. 2.

Bei allen drei Varianten handelt es sich um mesozoische Sedimente, die ausschließlich während der alpidischen Gebirgsbildung metamorph geworden sind.

Die Verbreitung der wichtigsten Paragenesen ist in Abb.1 dargestellt. Tremolit bzw. Aktinolith finden sich in allen obengenannten Gesteinstypen: in einem kieseligen Dolomit E des Hochtors, in Dolomitbrekzien am W-Grat des Spielmanns, in einem Karbonatquarzitband SE des Kaserecks. Diopsid hingegen ist ausschließlich auf Serpentinrandgesteine beschränkt: am Fensterbach in Höhe 1980 m bzw. 2300 m und ebenfalls E des Kaserecks. Ein weiteres Vorkommen, beschrieben bei CORNELIUS & CLAR (1939, p.186), liegt SE des Fensterbaches nahe der Sattelalm. (Außerhalb der Kartenskizze).

Der im Vergleich mit den umgebenden Bündnerschiefern unterschiedliche Mineralbestand der Kalksilikatgesteine der Serpentinränder veranlaßten CORNELIUS & CLAR (1939), metasomatische Vorgänge für die Bildung dieser Gesteine heranzuziehen. Naßchemische Gesteinsanalysen von Serpentinrandgesteinen sollten nun zeigen, wieweit tatsächlich chemische Unterschiede zu Tage treten (vgl. Tab.1). Als Vergleichsproben dienten verschiedene Analysen von Bündnerschiefern aus den mittleren Hohen Tauern und eine Analyse von Kalkglimmerschiefern (139/76) aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Serpentinrandgesteine. Die Analysen 74/70, 131/70 sind der Arbeit von HÖCK (1974) entnommen.

	"Serpentinrandgesteine"				Vergleichsanalysen				
	136/76	138/76	140/76	145/76	139/76	74/70	131/70	142/70	175/70
SiO <sub>2</sub>	19.7	46.6	28.7	18.5	34.45	62.2	35.2	39.2	38.3
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.40	0.24	0.14	0.31	0.2	0.5	0.4	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.6	15.6	3.8	2.56	6.27	3.3	13.8	8.5	15.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.98 <sup>+</sup>	9.58 <sup>+</sup>	6.9 <sup>+</sup>	7.1 <sup>+</sup>	2.61 <sup>+</sup>	0.3	0.6	1.6	1.3
FeO						2.9	6.1	1.3	5.4
MnO	0.14	0.61	0.20	0.22	0.12	0.18	0.16	0.19	0.14
MgO	8.85	6.8	15.1	8.68	1.84	1.28	4.90	1.48	1.79
CaO	31.61	13.48	22.79	33.72	27.91	14.19	19.0	28.0	15.3
Na <sub>2</sub> O	0.3	2.1	0.73	0.47	0.38	0.4	0.4	0.24	0.05
K <sub>2</sub> O	0.06	0.2	0.05	0.03	1.08	0.5	0.6	1.4	1.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.04	0.03	0.04	0.07	0.06	0.23	0.07	0.14
CO <sub>2</sub>	24.3	0.10	17.7			12.0	16.1	19.8	13.0

Tab. 1: AAS-Analysen von Kalksilikatgesteinen

Analysen: G. Andorfer

+ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als Gesamteisen

Fundorte: Fensterbach bei Höhe	1980	:	145/76
"	"	"	2180 : 136/76
"	"	"	2300 : 138/76, 139/76, 140/76,
Wolfbachtal		:	74/70
Fr. Josefs Haus		:	142/70
Durcheckkopf		:	175/70
Hochtor		:	131/70

Zunächst sind zwei Gruppen von Kalksilikatgesteinen erkennbar, eine karbonathaltige (136/76, 140/76, 145/76) mit hohem CO<sub>2</sub>-Gehalt, und als zweite Gruppe praktisch karbonatfreie Kalksilikatgesteine ohne nennenswerte Menge an CO<sub>2</sub> (138/76). Allen analysierten Kalksilikatgesteinen gemeinsam ist der deutlich höhere MgO-Gehalt und die Abnahme von K<sub>2</sub>O verglichen mit den Kalkglimmerschiefern. Die CO<sub>2</sub>-reichen Gesteine sind darüber hinaus gekennzeichnet durch signifikante Verarmung an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und SiO<sub>2</sub> und eher schwache Anreicherung von Gesamteisen und CaO; das CaO/CO<sub>2</sub> Verhältnis nimmt zu. Besonders deutlich wird der letzte Effekt an Probe 138/76 sichtbar, die neben einer deutlichen Zunahme des Gesamteisengehaltes und eines ungewöhnlich hohen Na<sub>2</sub>O Anteiles keine Abnahme von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oder SiO<sub>2</sub> erkennen läßt.

Gerade die karbonatführenden Kalksilikatgesteine könnten prinzipiell auch relativ Fe-reiche Dolomite repräsentieren und müssen nicht unbedingt auf metasomatische Vorgänge zurückzuführen sein. Die ÷ in den meisten Fällen - sehr enge Verknüpfung von Kalksilikatgesteinen und Serpentinitten spricht jedoch dafür, daß an der Entstehung dieser Gesteine wenigstens z.T. Stoffaustausch beteiligt war, zumal oft kleine Serpentinlinsen allseitig von Kalksilikatsäumen umrahmt sind (z.B. Fensterbach). Art und Ausmaß der wahrscheinlichen Metasomatose kann erst durch weitere intensive Geländearbeit und durch wesentlich mehr chemische Analysen geklärt werden.

Die wichtigsten Paragenesen können Tab.2 entnommen werden. Erze, Titanit sowie akzessorische Minerale (Glimmer etc.) wurden nicht aufgelistet.

Tab. 2

Paragenesen Tremolit/Aktinolith und Diopsid-führender Gesteine im System  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$

Tr - Cc - Do - Q - (Chl) <sup>1)</sup>	Abkürzungen: Tr	Tremolith
Tr - Cc - Do - Q - (Chl - Klz)	Akt	Aktinolith
Tr/Akt - Cc - Do - (Chl)	Cc	Calcit
Tr/Akt - Cc - Do - (Chl - Ep)	Do	Dolomit
Di - Tr/Akt - Cc - Do - (Chl - Ep)	Q	Quarz
Di - Tr/Akt - Q - (Ep)	Di	Diopsid
	Chl	Chlorit
	Klz	Klinozoisit
	Ep	Epidot

Diopsid- und Tremolit-Vorkommen in mono- bzw. bimineralischen Zonen an den Serpentinrändern sind sehr wahrscheinlich metasomatischen Ursprungs und werden hier nicht berücksichtigt. Derartige Vorkommen wurden am Brennkogel Nordgrat, und an der Fruschnitzscharte SW des Großglockners beobachtet (siehe auch CORNELIUS & CLAR, 1939).

Das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation in den Kalksilikatgesteinen läßt sich zwanglos in das großräumige Muster von Deformation und Kristallisation der umliegenden Bündnerschiefer einfügen.

---

1) In Klammer wurden jene Mineralphasen gesetzt, deren Zusammensetzung zusätzlich chemische Komponenten erfordert, welche nicht im System  $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  enthalten sind.

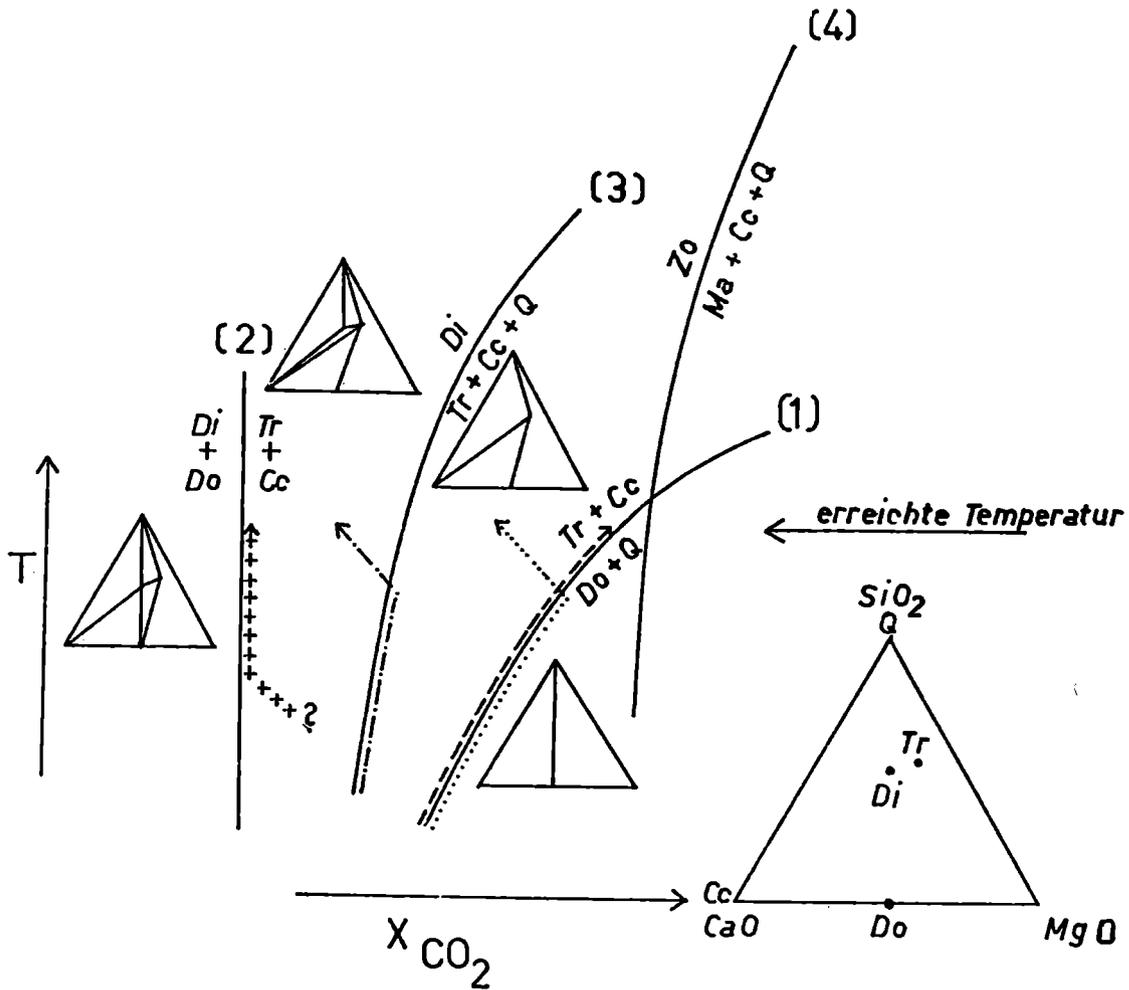
Die Paralleltextur ist durch die Orientierung von Epidot und Tremolit meist gut erkennbar. Die Kristallisation der Hauptminerale Diopsid, Tremolit/Aktinolith und der Karbonate sowie von Epidot und Chlorit hat die Hauptdeformation überholt, bzw. nach dieser stattgefunden (siehe CORNELIUS & CLAR 1939 p.189); ein Zeichen dafür, daß die Minerale während der Hauptphase der Metamorphose equilibriert wurden, ohne Rücksicht darauf, ob vor der Metamorphose metasomatische Vorgänge stattfanden oder nicht.

Die für die vorliegenden Kalksilikatschiefer charakteristischen Minerale: Diopsid, Tremolit, Calcit, Dolomit und Quarz können im Subsystem  $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  beschrieben werden (Abb.2), auch wenn die Gesamtparagenese (Tab.2) das wesentlich kompliziertere System  $\text{CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  zur Beschreibung erfordern würde. Die Reduktion des 8-Komponenten-Systems auf fünf Komponenten wird durch folgende Fakten gerechtfertigt: Chlorit und./ oder Epidot sind die einzigen Al-führenden Phasen. Beide Minerale scheinen an den Kalksilikatreaktionen in dem hier interessierenden Bereich nicht beteiligt zu sein.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ist teils an die Erzminerale (Hämatit, Magnetit), teils an Epidot gebunden. FeO wird größtenteils für MgO substituiert, sodaß beide Komponenten näherungsweise gemeinsam betrachtet werden können. Die während der Metamorphose anwesende Gasphase dürfte im wesentlichen aus  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  bestanden haben.

( $P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$ ). Graphit, aus dessen Anwesenheit auf eine wirksame Beteiligung von  $\text{CH}_4$  an der Gasphase geschlossen werden könnte, fehlt in allen Dünnschliffen.

Wie aus Abb.1 hervorgeht, sind die Gesteine mit Diopsid und Tremolit/Aktinolith auf ein relativ enges Gebiet beschränkt. Die Paragenesen zeigen keine Verteilung, die auf Temperaturänderungen schließen lassen könnte, vielmehr sind sie häufig räumlich eng miteinander verknüpft (z.B. Kasereck). Dies

Abb. 2



Weg der Gasphase für: ----- Do + Q + Tr + Cc

..... Tr + Do + Cc

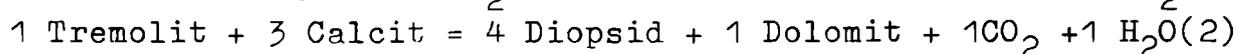
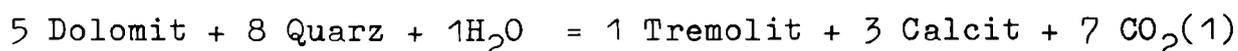
----- Di + Tr + Q

+++++ Di + Do + Tr + Cc

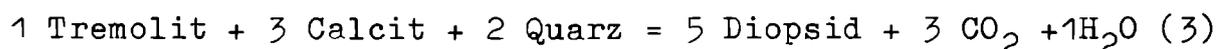
Abkürzungen: Zo ..... Zoisit, Ma ..... Margarit  
 Restliche Abkürzungen siehe Tab. 2

Abb. 2. Schematisches T- $X_{CO_2}$ -Diagramm im System CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. In diesem Diagramm, das nur den H<sub>2</sub>O-reichen Teil des Diagramms wiedergibt sind die Reaktionen mit Antigorit (Trommsdorff and Evans 1977) nicht berücksichtigt. Weitere Erklärungen im Text.

deutet darauf hin, daß alle Paragenesen etwa bei derselben Temperatur und demselben Gesamtdruck gebildet wurden. Die Temperatur kann mit etwa 450-500°C angegeben werden, der Druck mit etwa 4,5 - 5 kb, worauf die Vorkommen von Disthen unmittelbar nördlich des Gebietes hinweisen (HÖCK, 1974). Die Vierphasenparagenesen Tr-Cc-Do-Q bzw. Di-Tr-Cc-Do in Tab.2 können den Reaktionen

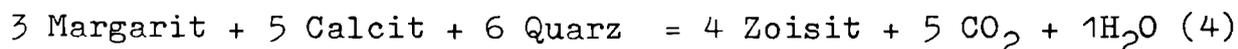


zugeordnet werden. Die Dreiphasenparagenesen: Tr-Cc-Do und Di-Tr-Q können durch die Reaktion

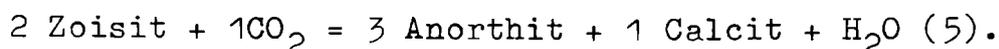


miteinander verknüpft werden (Abb.2). Der Verlauf dieser Reaktionskurven in isobaren T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> Diagrammen wurde in zahlreichen Arbeiten publiziert

(z.B. METZ, 1970, TROMMSDORFF, 1972, SKIPPEN, 1974, SLAUGHTER et al. 1975), allerdings meist für niedrigere Gesamtdrucke (P<sub>tot</sub> : 1000-3000 bar) und häufig nur für den CO<sub>2</sub>-reicheren Teil des T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> Diagrammes. Abb.2 zeigt den H<sub>2</sub>O reichen Teil eines schematischen T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> Diagrammes für einen Gesamtdruck von 4,5 - 5 kb. Neben den<sup>2</sup>Reaktionen (1) - (3) ist auch noch die Stabilitätsgrenze von Zoisit (Klinozoisit) eingetragen, der in den meisten Paragenesen anwesend ist, aber auf niedrige Molenbrüche von X<sub>CO<sub>2</sub></sub> beschränkt ist. Die eingezeichnete Kurve



ist bei den im mittleren Tauernfenster herrschenden Bedingungen eher stabil als die Reaktion (FREY & ORVILLE, 1974)



Die Vierphasenparagenesen im System CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O können nur entlang isobar univarianter Kurven koexistieren, d.h. umgekehrt, solange alle vier Phasen miteinander koexistieren, wird X<sub>CO<sub>2</sub></sub> durch die Minerale selbst (intern) kontrolliert. Die Gas-

phase ändert sich mit steigender Temperatur entlang der isobar univarianten Gleichgewichtskurve (TROMMSDORFF 1972). Abb.2 zeigt schematisch den Verlauf der Reaktionskurven (1) und (2) entlang denen beide Vierphasenparagenesen koexistieren, sowie den Weg, den die Gasphase bis zu einer bestimmten Temperatur nimmt. Das Stabilitätsfeld des Zoisites (Klinozoisites) wird dabei nicht überschritten. Dreiphasenparagenesen, die für divariante Felder zwischen den Reaktionskurven charakteristisch sind, können sich entwickeln

- a) wenn die Pufferung der Gasphase durch Verbrauch einer an der Reaktion beteiligten Phase beendet wird und sich die Zusammensetzung der Gasphase nicht mehr auf der Gleichgewichtskurve bewegt.
- b) wenn die Gasphase extern kontrolliert wird.

Letzteres könnte bei der Bildung der Dreiphasenparagenesen Tr/Akt-Cc-Do und Di-Tr/Akt-Qu der Fall gewesen sein. Alle entsprechenden Vorkommen liegen unmittelbar am Rand von Serpentiniten, deren enormer H<sub>2</sub>O-Gehalt zweifellos die Gasphase der Randgesteine während der Metamorphose beeinflusst hat. Der Weg der Gasphase (Abb.2) könnte sich zu Beginn der Metamorphose entlang den Gleichgewichtskurven (1) und (3) bewegt haben, wurde aber durch H<sub>2</sub>O-Zufuhr aus den benachbarten Serpentiniten in das divariante Feld auf der wasserreichen Seite der Reaktion abgelenkt. Quarz bzw. Calcit wurden bei diesem Vorgang aufgebraucht. Die H<sub>2</sub>O-Anreicherung der Gasphase während der Metamorphose dürfte die Diopsidreaktion (2) erst ermöglicht haben, da sie bei den herrschenden Temperaturen nur bei äußerst niedrigem X<sub>CO<sub>2</sub></sub> ablaufen kann (SKIPPEN, 1974), TROMMSDORFF & EVANS, 1977).<sup>2</sup> Ein ähnlicher Mechanismus der Änderung der Gasphase im Laufe der Metamorphose von Metakarbonatzügen in Nachbarschaft von großen pelitischen Gesteinsmassen wurde kürzlich von FERRY (1976) beschrieben.

Sehr niedrige, aber unterschiedliche CO<sub>2</sub>-Partialdrücke ermöglichen also die Stabilität aller beschriebenen Paragenesen bei einer bestimmten Temperatur und bestimmten Gesamtdruck.

Aufgrund von Geländebefunden ist es möglich, auch ohne genaue experimentelle Untersuchungen wenigstens qualitativ den Verlauf von Gleichgewichtskurven und ihre relative Lage zueinander im T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> Diagramm anzugeben (Abb.2). Thermodynamische Berechnungen<sup>2</sup> basierend auf Mikrosonden-Analysen aller beteiligten Mineralphasen ermöglichen außerdem die Abschätzung des Einflusses weiterer Oxide wie FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, oder auch F<sub>2</sub> auf den Verlauf der Gleichgewichtskurven und erlauben ihre genauere Lokalisierung im PTX-Raum, woran weitergearbeitet wird.

#### LITERATUR

- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil).- Abh. Zweiganst.Wien d. Rst. f. Bdfsch. (GBA), 25, 1-305.
- FERRY, J.M. 1976: Metamorphism of Calcereous Sediments in the Waterville-Vassalboro Area, South-Central Maine. Mineral Reactions and Graphical Analysis.- Am.J.Sci., 276, 841-882.
- FREY, M. & ORVILLE, P.M. 1974: Plagioclase in Margarite-bearing Rocks.- Am.J.Sci., 274, 31-47.
- HÖCK, V. 1974: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich).- SMPM, 54, 567-593.
- KRICK, D.M. 1974: Review of metamorphic mixed volatile (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) equilibria. Am.Min., 59, 729-762.
- METZ, P. 1970: Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids.- Contr.Mineral. and Petrol., 28, 221-250.
- SKIPPEN, G.B. 1971: Experimental data for reactions in siliceous marbles.- J.Geol., 79, 451-481.
- SKIPPEN, G.B. 1974: An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble.- Am.J.Sci., 274, 487-509.
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D.M., WALL, V.J. 1975: Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>.- Am.J.Sci., 275, 143-162.