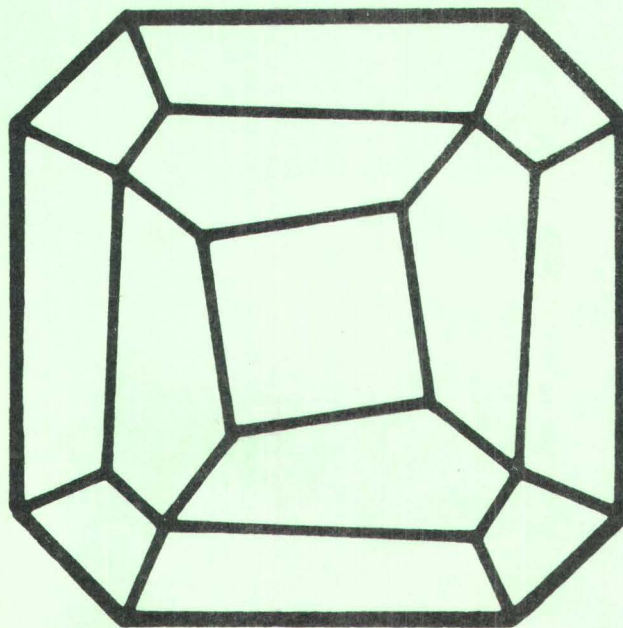


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 133

1988

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1987
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 133

1988

Vereinsjahr 1987

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien.

Impressum:

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Mineralogische Gesellschaft, p.A. Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Redaktion: Prof. Dr. Anton Beran, p.A. Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren selbst verantwortlich

Kleinoffsetdruck: Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs, Lindengasse 37, A-1070 Wien

Printed in Austria

I N H A L T

Originalarbeiten

Postl, W.: Neue Mineralfunde in der Steiermark	S.	7
Drapela, T.: Auflichtoptische Untersuchungen von Markasit	S.	13
<u>Tätigkeitsbericht</u> über das Vereinsjahr 1987	S.	19

Vorträge

Becherer, K.: Mineralien von Elba	S.	23
Quellmalz, W.: Klassische Mineralfundstellen in Sachsen	S.	27
Kouřimský, J.: Minerale der ČSR	S.	31
Scharbert, H. G.: Xenolithe aus Unterer Kruste und Oberem Mantel aus der Transdanubischen vulkanischen Region, West-Ungarn	S.	41
Niedermayr, G.: Mineraliensammeln - Hobby, Profit oder Dokumentation?	S.	47
Schenk, V.: Die Entwicklung der Südkalabrischen Kruste: Eine Interpretation von geologischen, petrologischen und isotopengeochemischen Daten	S.	53
Petrakakis, K.: Die Metamorphosebedingungen im Südlichen Bereich der Bunten Serie	S.	67
Pertlik, F.: In der Natur vorkommende Telluride und deren Kristallchemie	S.	83
Mörtl, J.: Korralpen-Mineralogie (Kärntner Anteil)	S.	103
Pohl, W.: Metasomatische Siderit-Lagerstätten heute	S.	113

ORIGINALARBEITEN

NEUE MINERALFUNDE IN DER STEIERMARK

von

W. Postl *)

(eingelangt am 11. April 1988)

Teil eines Vortrages von der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 11. April 1988.

Fersmit, Uraninit, Uranophan und U-hältiger Opal sowie Rutil aus einem
Turmalinpegmatit östlich der Stoffhütte, Koralpe

Im Spätherbst 1985 konnte Herr Dr. P. SCHMITZER (Graz) an einem östlich der Stoffhütte gelegenen Wegaufschluß einen Turmalin führenden Pegmatit auffinden, der eine überaus interessante Mineralführung aufwies. Über das Auftreten von verschieden gefärbtem bzw. zonar gebautem Turmalin, Zirkon sowie Pyromorphit wurde bereits von MOSER und POSTL in NIEDERMAYR et al. (1986) berichtet.

In Ergänzung zu den bereits bekannten Angaben können nun nach Abschluß der Untersuchungen (POSTL und MOSER, 1987) noch folgende Mineralphasen bzw. Daten nachgetragen werden:

Feldspat (Plagioklas mit 10%An) dominiert und bildet teilweise dm² große, milchig-weiße Partien mit deutlicher Zwillingslamellierung. Fallweise war auch farbloser Plagioklas (Peristerit) mit Mondsteineffekt vertreten. Eine am NHM Wien von Dr. F. Brandstätter durchgeführte EMS-Analyse (Durchschnitt aus zwei Analysen) ergab folgende Zusammensetzung bzw. kristallchemische Formel:

	Gew. %	Kationenzahl bezogen auf 0 = 8
SiO ₂	66.2	2.912
Al ₂ O ₃	20.9	1.083
CaO	1.87	0.088
K ₂ O	0.56	0.031
Na ₂ O	10.5	0.895
Summe:	100.03	5.009

Der mit dem Feldspat innig verwachsene, grau gefärbte Quarz tritt mengenmäßig etwas hinter den Feldspat zurück. Mitunter finden sich typische, mehrere cm große "Würfelquarze".

Die bis einige mm messenden Zirkone sind flächenarm und zeigen nur (100), (111) und untergeordnet (311) oder (511). Ein geringer Gehalt an Hafnium dürfte sowohl für die teilweise Isotropisierung als auch die Hofbildung um den Zirkon herum verantwortlich sein. Als seltener Erstfund für Österreich

*) Anschrift des Verfassers:

Dr. Walter Postl

Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Mineralogie

Raubergasse 10, A-8010 Graz

erwiesen sich idiomorph entwickelte, dunkelbraun bis schwarz gefärbte Kristalle von 'Fersmit, einem zur Euxenit-Reihe zu rechnenden Ca-Nb-Oxid. Der größte, der insgesamt 5 durch H. BREITFUSS (St. Veith a.d. Glan) bzw. Dr. P. SCHMITZER (Graz) aufgefundenen Kristalle, mißt rund 5 mm. Trotz aller Bemühungen konnte eine in tetraederähnlichen Kristallen auftretende Ta-Phase wegen Materialmangels nicht restlos identifiziert werden. Aufgrund der Elementverteilung, die aus einer EMS-Analyse ermittelt werden konnte (Ta, Nb, Ca, U, Ti, Pb und Fe), kann angenommen werden, daß ein Vertreter der Pyrochlor-Mikrolith-Gruppe vorliegt.

In einigen wenigen Fällen konnte auch ein primäres Uranmineral, und zwar Uraninit nachgewiesen werden. Einzelne mattgraue, im frischen Bruch dunkelbraun gefärbte Uraninitkörner zeigen andeutungsweise quadratischen Querschnitt. Längs Rissen und randlich hat sich feinkristalliner Uranophan gebildet. Als weiteres sekundäres Uranmineral kommt auch noch U-hältiger Opal vor, der vor allem auf bzw. zwischen Muskovittafeln anzutreffen ist. Der Vollständigkeit halber sei nochmals auf das Auftreten von Pyromorphit hingewiesen, der pulvrige gelbe Beläge bildet.

Schließlich sei auch noch Rutil angeführt, der in einer Pegmatitprobe, die im Aufschlußbereich aufgesammelt worden war, als feinkörnige Einlagerung im Quarz nachgewiesen werden konnte.

Xenotim von der Talklagerstätte Rabenwald

Der Fund eines 30x5 mm großen honigbraunen, in Talk eingewachsenen Kristalls glückte Herrn H. GRABNER (Stubenberg) bereits im Jahre 1972 auf der Sturzhalde des Ernst-August-Stollens der Talkumwerke Naintsch. Da es sich bei diesem prismatisch entwickelten Kristall um einen Einzelfund handelt, wurde bislang von einer nichtzerstörungsfreien Untersuchung Abstand genommen. An Hand der Kristallgestalt wurde seinerzeit Zirkon vermutet. Im Jahre 1987 erhielt W.P. von Herrn GRABNER die Erlaubnis, von einer relativ unauffälligen Stelle ein wenig Probenmaterial für eine röntgenographische Bestimmung zu entnehmen. Wie schon der kürzlich erfolgte Nachweis von Vanadinit im Tagbau Krughof, war auch das Ergebnis dieser Untersuchung eher überraschend: Xenotim, $Y(PO_4)$. Über beide Neufunde hat POSTL (1987) ausführlicher berichtet.

Pyromorphit und Cerussit aus dem Steinbruch Hofer in Vockenber bei Stubenberg

Im Steinbruch "Hofer" in Vockenber bei Stubenberg hat Herr H. GRABNER (Stubenberg) schon vor einiger Zeit kleinere Bergkristalle und Albit in Klüften des Gneises, neuerdings auch Rauchquarkristalle gefunden.

Gänzlich neu für diesen Steinbruch und die nähere Umgebung ist jedoch ein Fund desselben Sammlers, der im Frühjahr 1987 Proben an die Abteilung für Mineralogie des Joanneums zur Bestimmung übergab.

Dabei handelt es sich um eine sekundäre Bleivererzung in Gangquarz. In kavernösen Partien befindet sich dunkelgrau gefärbter Cerussit, der teilweise noch würfelige Umrisse zeigt. Demnach dürfte es sich mit einiger Wahrscheinlichkeit um Pseudomorphosen nach Bleiglanz handeln.

Als weiteres Sekundärprodukt konnte Pyromorphit nachgewiesen werden. Dieser bildet feine Kristallrasen, wobei einzelne Kristalle maximal 1 mm Länge erreichen. Die Färbung geht von einem blassen Olivgrün bis zu einem etwas kräf-

tigeren Gelbgrün.

Tridymit, Hochquarz, Melilith, Hämatit und ein Amphibol aus dem Steinbruch am Stradner Kogel bei Wilhelmsdorf, S Bad Gleichenberg

Wie schon im letzten Fundbericht von diesem Steinbruch in der Serie "Mineralkunde aus Österreich" angekündigt (Carinthia II, 1987, S. 323-324, Nr.696) wurden besonders den Fremdgesteinseinschlüssen und den damit zahlreich verbundenen Mineralbildungen jüngst besonderes Augenmerk geschenkt. Zahlreiche z.T. seltene Minerale, sind aus den Blasen Hohlräumen des Hauyn-Nephelinites am Stradner Kogel bereits bekannt (siehe Zusammenstellung in obigem Fundbericht).

Wie schon in den letzten Jahren, hat auch bei den im folgenden behandelten Neufunden Herr W. TRATTNER (Waltersdorf) durch regelmäßige und gründliche Nachsuche wesentlichen Anteil an der starken Erweiterung der Fundliste für diesen Steinbruch.

An SiO_2 Modifikationen ist von diesem Steinbruch bislang sehr wenig bekannt geworden. NEUWIRTH (1953) erwähnt Opal (Hyalith) und in letzter Zeit ist dieser, im kurzwelligen UV-Bereich grün fluoreszierende Hyalith, sporadisch wieder "aufgetaucht".

In sanidinreichen Fremdgesteinseinschlüssen ist leistenförmiger Tridymit zwar vor bald 10 Jahren nachgewiesen, jedoch bislang schriftlich nicht festgehalten worden. Neuerdings konnten neben Sanidin aber auch dünne, hexagonale Blättchen als Tridymit erkannt werden. Diese sind farblos bis milchig trübe. Auf denselben Proben befinden sich weiters bis 0.5 mm große spindelförmige farblose Kristalle. Sie zeigen hexagonale Symmetrie, wobei verschiedenen steile Dipyramiden beteiligt sind. Der schon von Herrn W. TRATTNER geäußerte Verdacht, es könne sich um Hochquarz (Pseudomorphosen von Tiefnach Hochquarz) handeln, konnte bestätigt werden. Später wurden auch größere Gruppen von Hochquarz, die teilweise von einem braunen Eisenhydroxid überzogen sind, gefunden.

Ebenfalls neu für das oststeirische Vulkangebiet ist der Nachweis von Melilith $(\text{Na,Ca})_2(\text{Mg,Al,Fe})(\text{Si,Al})_2\text{O}_7$. Die rötlichbraun gefärbten Kristalle sind überwiegend trübe, in seltenen Fällen durchscheinend und von kurzprismatischem, seltener langprismatischem Habitus. An Formen sind hauptsächlich $\{110\}$, $\{100\}$, sowie $\{101\}$ beteiligt. Begleiter von Melilith sind fast schwarzer Klinopyroxen (Augit bis diopsidischer Augit) und dünne farblose Nadeln von Apatit.

In einem weiteren, durch Schmelzerscheinungen stark beeinflussten und im wesentlichen aus Sanidin bestehenden Fremdgesteinseinschluß, waren kleine, metallisch-graue Blättchen mit sechseitigen Umrissen mit Hilfe von EMS-Analysen als Hämatit zu identifizieren. Unter den Hohlraumbildungen des Hauyn-Nephelinites am Stradner Kogel ist erstmals auch ein Amphibol festgestellt worden es handelt sich um einige bis 0.5 mm lange, bräunlich gefärbte, durchscheinende Stengel, die mit Nephelin vergesellschaftet sind. Aufgrund des aus einer qualitativen EMS-Analyse gewonnenen Elementverteilungsbildes $(\text{Mg} \gg \text{Al} \gg \text{Ca} \gg \text{Na} \gg \text{Fe} \gg \text{K})$, kann von einer Hornblende gesprochen werden.

Sasait und andere Sekundärmineralbildungen vom Magnesitbergbau Breitenau, Steiermark

In einem schwarzen, Pyrit führenden Schiefer des Magnesitbergbaues Breitenau (Tagbau I) wurde 1981 von einigen Sammlern, u.a. E. und M. LECHMANN (Graz),

R.MESSNER (Bruck) und F.RAK (Voitsberg), eine interessante Sekundärmineralisation gefunden, die in weiterer Folge im Joanneum bearbeitet wurde. POSTL (1982) führt in einer Kurznotiz Malachit, Devillin $\text{CaCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ und Chalkanthit CuSO_4 an. Einige weitere, aus dieser Mineralisation stammende, aber damals noch nicht identifizierte Mineralphasen konnten nun, nachdem im Jahre 1986 und 1987 weiteres Bearbeitungsmaterial von Herrn R.MESSNER und Herrn H.FINK jun. (Gratkorn) zur Verfügung gestellt worden war, bestimmt werden. Zu den eher alltäglichen Bildungen, die von POSTL (1982) noch nicht erwähnt worden waren, gehören Aragonit, Gips und Brochantit $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$. Schwierigkeiten bereitete allerdings die Identifizierung eines wasserhaltigen Al-Phosphates, das in bis dm^2 -großen, gelbgrünen warzigen Krusten und Adern im schwarzen Schiefer auftrat. Als Seltenheit sind auch kleinere, bis 1mm im \emptyset gemessene Sphärolithe zu beobachten, die, wie REM-Aufnahmen zeigen, aus prismatischen Blättchen aufgebaut sind. An Hand bereits 1981 durchgeführter qualitativer EMS-Analysen, war klar, daß es sich bei den Sphärolithen bzw. Krusten um ein Al-(Sulfat)-Phosphat mit geringem Fe-Gehalt handelt. Aus IR-Spektren war ersichtlich, daß dieses damals unbekannt Mineral einen hohen Wassergehalt aufwies. Gerade dieser hohe und je nach Trocknungsgrad unterschiedliche Wassergehalt war es auch, der eine röntgenographische Bestimmung vorerst erschwerte hatte. Erst als der Verdacht auf Sasait $(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_7 \text{SO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, ein erstmals im Bodensediment einer Dolomithöhle von Driefontein in Transvaal, Südafrika, festgestelltes Mineral, fiel, und dankenswerterweise vom Erstbeschreiber Dr. J.MARITNI (Pretoria) Probenmaterial von diesem Mineral zur Verfügung gestellt wurde, gelang die einwandfreie Bestimmung des Al-Phosphates aus der Breitenau.

Durch Befeuchten des Mineralpulvers unmittelbar vor Durchführung der Röntgendiffraktometeraufnahme, konnte offenbar – zumindest kurzfristig – der ursprünglich im bergfrischen Zustand vorhandene Hydratationszustand von Sasait erreicht werden. Jedenfalls zeigt das auf diese Art künstlich hydratisierte Mineralpulver im Diffraktogramm gute Übereinstimmung mit den von MARTINI (1978) angegebenen d-Werten von hydratisiertem Sasait. Schon bei Zimmertemperatur verliert der so hydratisierte Sasait rasch Wasser. Ein Wandern des stärksten Reflexes von $d = 11.5 \text{ \AA}$ über 11.2 \AA , 10.5 \AA bis 9.5 \AA ist festzustellen, wobei die anderen, durchwegs schwachen und eher breiten Reflexe nur geringe Veränderung ihrer Lage erfahren. MARTINI (1978) gibt als stärksten Reflex für den mit Silicagel getrockneten Sasait 9.33 \AA an. Dies entspricht in etwa dem bei Zimmertemperatur maximal entwässerten Sasait von der Breitenau ($d = 9.4 \text{ \AA}$).

Weißes pulvrige Krusten erwies sich als ein Gemenge von teilweise entwässertem Sasait und möglicherweise Vashegyit $\text{Al}_4(\text{PO}_4)_5(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Eine grüne, ebenfalls mit Sasait zusammen auftretende glasige Kruste zeigt sehr ähnliche Zusammensetzung wie der Sasait. Hauptelemente sind Aluminium und Phosphor sowie deutlich weniger Schwefel. Untergeordnet sind weiteres Calcium, Chrom, Vanadium, Kupfer und Eisen nachweisbar. Auch dieses gelartig-glasige Mineral ist sehr wasserreich. Leider erwies es sich als röntgenamorph. Eine Verwandtschaft mit Evansit $\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, wäre denkbar.

Während die Bildung des Sasaits von Driefontein in Transvaal durch die Wechselwirkung von Fledermaus-Guano mit Tonmineralen zu erklären ist, müssen für die Entstehung der beiden im schwarzen, Pyrit führenden Schiefer der Magnesitlagerstätte Breitenau wohl andere Umstände verantwortlich gemacht werden. Eine Bildung unter dem Einfluß organischer Reste ist hier wohl auszuschließen. Die Magnesitlagerstätte Breitenau ist möglicherweise weltweit der zweite Fundpunkt für Sasait.

Danksagungen

Für die Bereitstellung von Untersuchungsmaterial und zweckdienliche Angaben zu den beschriebenen Mineralfunden danke ich F.BACHLER (Judenburg), H.BREITFUSS (St.Veit a.d. Glan), H.FINK jun. (Gratkorn), H.GRABNER (Stubenberg), E.u.M.LECHMANN (Graz), R.MESSNER (Bruck), Dr.H.OFFENBACHER (Graz), F.RAK (Voitsberg), H.SCHABEREITER (Leoben), Dr.P.SCHMITZER (Graz), W.TRATTNER (Waltersdorf) und G.WEISSENSTEINER (Deutschlandsberg).

Für die am Zentrum für Elektronenmikroskopie Graz (Leiter HR.Dr.H.HORN) durchgeführten REM-Aufnahmen und EMS-Analysen bin ich den Herren Dipl.Ing. Dr.P.GOLOB sowie P.BAHR aufrichtig dankbar, desgleichen Herrn Dr.F.BRANDSTÄTTER (NHM Wien) für die Durchführung der quantitativen EMS-Analyse am Peristerit vom Turmalinpegmatit östlich der Stoffhütte, Koralpe. Ferner bin ich Herrn Dr.J.MARTINI (Geologischer Dienst Pretoria) für die Überlassung von Vergleichsmaterial von Sasait zu Dank verpflichtet.

Literatur

- MARTINI, J. (1978): Sasaite, a new phosphate mineral from West Driefontein Cave, Transvaal, South Africa.-Min.Mag.,42:401-404.
- MEIXNER, H. (1975): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXV.-Carinthia II, Klagenfurt, 165./85:13-36.
- NIEDERMAYER, G., B.MOSER, W.POSTL und F.WALTER (1986): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXV.-Carinthia II, Klagenfurt, 176./96.:521-547.
- NIEDERMAYER, G., F.BRANDSTÄTTER, B.MOSER und W.POSTL (1987): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVI.-Carinthia II, Klagenfurt, 177./97.:283-329.
- POSTL, W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark.-Eisenblüte, Jg.3 NF,5.:7-9.
- POSTL, W. (1987): Vanadinit und Xenotim von der Talklagerstätte Rabenwald, Steiermark.-Mitt.Abt.Miner.Landesmuseum Joanneum Graz, 55.:3-6.
- POSTL, W. und B.MOSER (1987): Ein Turmalinpegmatit östlich der Stoffhütte, Koralpe, Steiermark.-Mitt.Abt.Miner.Landesmuseum Joanneum Graz, 55.:13-20.
- WEISSENSTEINER, G. (1979): Mineralien der Koralpe.-Eisenblüte, Sdbd.1.:1-47.

AUFLICHTOPTISCHE UNTERSUCHUNGEN VON MARKASIT

von

T. Drapela *)

(eingelangt am 6. Mai 1988)

Zusammenfassung

Das Reflexionsvermögen von Markasit wurde in Luft und Immersionsöl von 400 bis 700 nm in Abständen von je 20 nm, sowie bei den Standardwellenlängen (IMA/COM) mit polarisiertem Licht gemessen. Die Messungen wurden an orientierten Platten (010) und (001) durchgeführt. Von den gemessenen Werten R_a , R_b , R_c und imR_a , imR_b , imR_c wurden die optischen Konstanten berechnet. Ein Reflexionsmaximum im mittleren Wellenlängenbereich ist auf erhöhte Werte der Absorptionskoeffizienten zurückzuführen. Die Brechungsindizes zeigen ein "isotropes" Verhalten im gesamten sichtbaren Wellenlängenbereich.

Summary

Reflected light investigations of marcasite

The reflectances of marcasite were measured in air and immersion oil with polarized light from 400 to 700 nm in steps of 20 nm and at standard wavelengths (IMA/COM). The measurements were performed on oriented sections (010) and (001). From the measured values of R_a , R_b , R_c and imR_a , imR_b , imR_c the optical constants were calculated. A reflectance maximum in the middle wavelengths range is due to increasing values of the absorption coefficients. The indices of refraction show a nearly "isotrop" behaviour in the whole visible wavelengths range.

Einleitung

Reflexionswerte von Markasit im sichtbaren Wellenlängenbereich sind sowohl in Luft als auch in Öl bekannt, es existierten jedoch keine Messungen an röntgenografisch orientierten Kristallen. Die Problemstellung der vorliegenden Arbeit war es somit, Reflexionsmessungen von 400 bis 700 nm an orientiert geschliffenen Kristallflächen durchzuführen. Von 440 bis 760 nm gibt VJALSOV (1973) Reflexionswerte in Luft für R_a , R_m , R_p an, weitere Messungen in Luft finden sich bei UYTENBOGAARDT und BÜRKE (1971) sowie bei PICOT und JOHAN (1982). Reflexionsmessungen in Luft und Öl sind von CRIDDLE und STANLEY (1986) bekannt, wobei nur Werte für R_a und R_p angegeben werden. Als Probe für die vorliegende Arbeit wurde ein reiner Markasitkristall von Vintířov (Sokolov Braunkohlebecken), ČSSR gewählt. Eine Mikrosondenanalyse ergab eine chemische Zusammensetzung von Fe: 46,6 (Gew.%) und S: 54,1 (Gew.%). Co, Ni, As, Se, Te konnten in der Probe nicht nachgewiesen werden (Nachweisgrenze ungefähr 0,1 Gew.%). Als Standard wurden Pyrit, Arsenopyrit und Reinstmetallstandards verwendet.

*) Anschrift des Verfassers:

Thomas Drapela

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien

Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Experimentelles

Zwei Platten (010) und (001) wurden aus einem etwa 15 mm großen Einkristall geschnitten und röntgenografisch mit einer Genauigkeit von $\pm 2^\circ$ Abweichung in Bezug auf die Gitterkonstanten a_0, b_0, c_0 orientiert. Die Aufstellung wurde in Übereinstimmung mit BROSTIGEN und KJEKSHUS (1970) (siehe auch BROSTIGEN, KJEKSHUS und ROMMING, 1973) mit den Gitterkonstanten $a_0 = 4,4431(9)\text{Å}$, $b_0 = 5,4245(9)\text{Å}$, $c_0 = 3,3871(6)\text{Å}$ (Pnnm) gewählt. Die polierten Anschliffe wurden wie folgend präpariert (siehe dazu TAGGART, 1977 und PAULY, 1986). Zuerst wurden die in Kunstharz eingegossenen, orientierten Kristallplatten mit $15\ \mu\text{m}$ SiC Schleifpulver auf einer Glasplatte geschliffen, danach mit $6\ \mu\text{m}$, $3\ \mu\text{m}$ und $1\ \mu\text{m}$ Diamantpasten auf Nylontuch, mit $0,25\ \mu\text{m}$ Diamantpaste auf "Microcloth" und zuletzt mit "Mastermet", einer kolloidalen "Silica Suspension" auf "Microcloth" poliert (alle Produkte von Firma Buehler Ltd.).

Die gesamten Messungen wurden mit linear polarisiertem Licht auf einem Auflichtmikroskop Leitz Orthoplan-Pol unter Verwendung von Planachromaten (NP1 20x/0,40, effektive N.A. 0,20) in Verbindung mit einem Mikroskopfotometer MPV 2 (Digitalanzeigegerät mit computergesteuerter Datenablesung, Fotovervielfacher Typ EMI 9558, Kathodentyp S 20) durchgeführt. Der Durchmesser des kreisförmigen Meßfeldes betrug 0,1 mm. Reflexionswerte wurden von 400 bis 700 nm in Abständen von je 20 nm, sowie bei den Standardwellenlängen (IMA/COM) in Luft und Immersionsöl (DIN 58884, $n=1,518$ bei 589 nm) unter Verwendung eines Leitz Monochromators ($\Delta\lambda = 7\ \text{nm}$) gemessen. Die Dispersion des Immersionsöls wurde berücksichtigt (siehe PATZELT, 1975). Als Reflexionsstandard wurde (W,Ti)C verwendet.

Tab. 1: Reflexionswerte von Markasit in Luft (R_a, R_b, R_c) und in Immersionsöl (imR_a, imR_b, imR_c) für die IMA/COM-Standardwellenlängen, bezogen auf die Gitterkonstanten $a_0 = 4,44\ \text{Å}$, $b_0 = 5,42\ \text{Å}$, $c_0 = 3,39\ \text{Å}$; Raumgruppe Pnnm.

λ (nm)	R_a	imR_a	R_b	imR_b	R_c	imR_c
470	49,4	35,0	52,1	38,6	45,3	31,3
546	53,8	39,3	57,4	43,8	49,5	35,1
589	51,3	36,5	55,7	41,6	50,2	35,6
650	49,5	34,5	53,7	39,3	48,7	33,8

Diskussion

Die Reflexionsspektren von Markasit zeigen in Luft und in Öl parallelen Dispersionsverlauf, alle weisen ein Maximum im mittleren Wellenlängenbereich auf (siehe Abb. 1, bzw. Tab.1). R_b und imR_b weisen die stärkste Dispersion und die jeweils höchsten Werte auf, mit Ausnahme von 400 bis 440 nm, wo R_a und imR_a um bis zu 2% (abs.) höhere Werte haben. Die stärkste Bireflexion tritt zwischen R_b und R_c auf, der Maximalwert mit etwa 9% (abs.) liegt ungefähr bei 520 nm. R_c besitzt im gesamten Spektrum die niedrigsten Werte. R_a hat die geringste Dispersion, der Verlauf ist ähnlich wie bei R_b .

Von den gemessenen Reflexionswerten in Luft und Öl wurden nach den Formeln von KOENIGSBERGER (1914) die Brechungsindizes n_a, n_b, n_c und die Absorptionskoeffizienten k_a, k_b, k_c berechnet (siehe Abb.2). Jedes n/k Wertepaar kann durch den Schnittpunkt der beiden Isoreflexionskurven R und imR dargestellt werden.

Allgemein gilt, daß der Fehler von n und k mit abnehmendem Schnittwinkel zunimmt (siehe EMBREY und CRIDDLE, 1979). Beim Markasit tritt mit steigender Wellenlänge eine allgemeine Verflachung der Schnittwinkel auf, wodurch der Fehler für die optischen Konstanten im kurzwelligen Bereich geringer ist und die Werte aussagekräftiger sind. Der größte Schnittwinkel von fast 10° liegt für das n/k Wertepaar bei 400 nm. Der Fehler (Reproduzierbarkeit) für die gemessenen Reflexionswerte beträgt ungefähr $\pm 1\%$ (rel.), so ergibt sich ein ungefähre Fehler von $\pm 0,15$ für n und $\pm 0,10$ für k . Alle drei Dispersionskurven der Brechungsindizes haben einen anomalen Dispersionsverlauf, die Werte steigen von etwa 2 (bei 400 nm) bis über 4 (bei 700 nm) an. Bis ungefähr 640 nm sind die Werte für n_a noch eindeutig am höchsten, wengleich die Doppelbrechung nicht groß ist. Darüber liegen die Werte für n_a , n_b , n_c innerhalb der Fehlergrenze, Markasit ist hier in Bezug auf den Brechungsindex quasi "isotrop". n_b und n_c verlaufen im ganzen Bereich innerhalb der Fehlergrenze. Der Verlauf der Reflexionskurven im kurzwelligen Bereich, sowie die Maxima im mittleren Wellenlängenbereich werden weitgehend durch die Absorptionskoeffizienten bestimmt. Ab 560 nm nimmt der Einfluß der Brechungsindizes auf die Reflexionskurven merklich zu (vgl. dazu Abb. 1 und Abb.2).

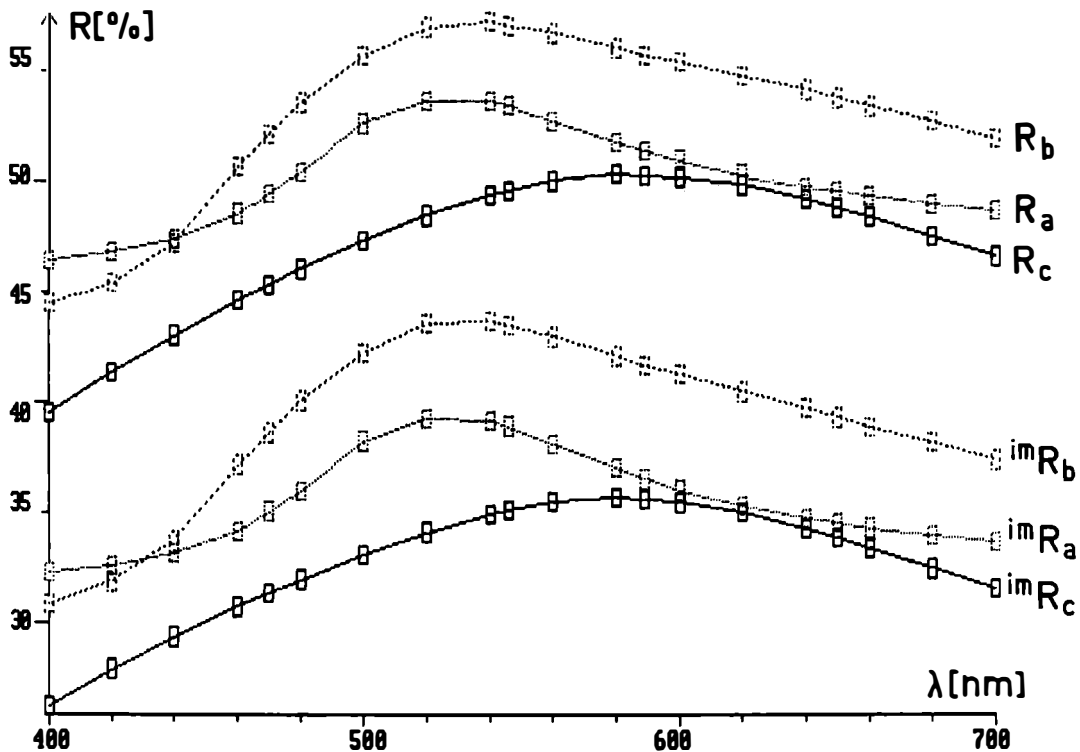


Abb. 1: Reflexionskurven von Markasit in Luft (R_a , R_b , R_c) und in Immersionsöl (imR_a , imR_b , imR_c) ($n_b = 1,518$ bei 589 nm)

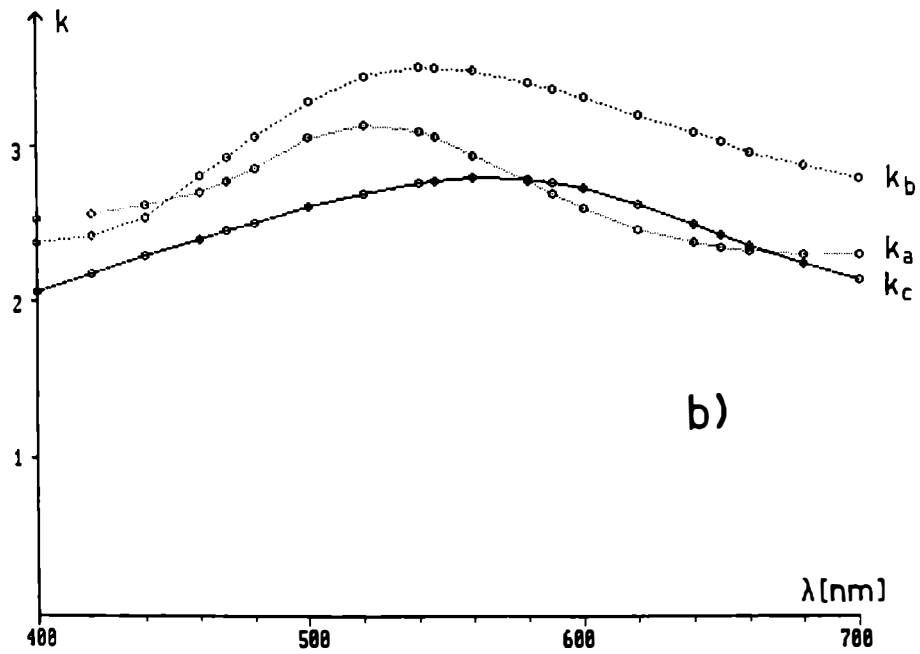
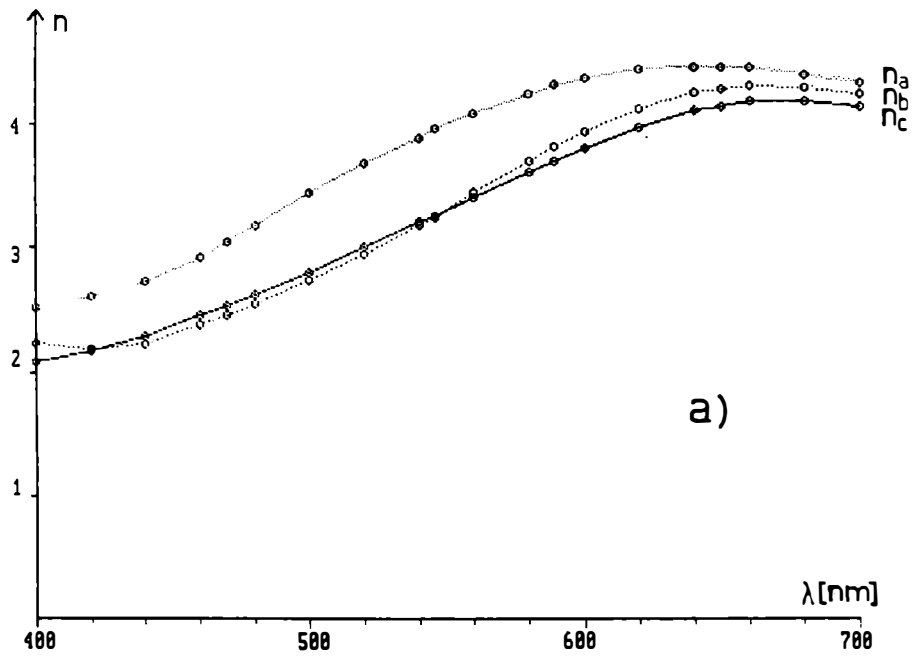


Abb. 2: a) Dispersionskurven der Brechungsindizes (n_a , n_b , n_c) von Markasit
 b) Dispersionskurven der Absorptionskoeffizienten (k_a , k_b , k_c) von Markasit

Danksagung

Vielen Dank meinen Lehrern Herrn Prof. Dr. J. Zemann und Herrn Prof. Dr. A. Beran für das Interesse am Fortgang dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. F. Pertlik und Frau Doz. Dr. H. Effenberger sei hier gedankt für die große Unterstützung bei den Röntgenaufnahmen. Herrn H. Mühlhans vom Institut für Mineralogie und Petrologie, Montanuniversität Leoben (Vorstand Prof. Dr. E. F. Stumpf) herzlichen Dank für die Erstellung der Mikrosondenanalysen.

Literatur

- BROSTIGEN, G. & KJEKSHUS, A. (1970): Compounds with the marcasite type crystal structure. The crystal structures of FeS_2 , FeTe_2 and CoTe_2 . - Acta Chem. Scand. 24, 1925-1940.
- BROSTIGEN, G., KJEKSHUS, A. & ROMMING, C. (1973): Compounds with the marcasite type crystal structure. Redetermination of the prototype. - Acta Chem. Scand. 27, 2791-2796.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J. (1986): The quantitative data file for ore minerals. 2nd edition (IMA/COM). - London, British Museum (natural history).
- EMBREY, P.G. & CRIDDLE, A.J. (1978): Error problems in the two media method of deriving the optical constants n and k from measured reflectances. - Amer. Min. 63, 853-862.
- KOENIGSBERGER, J. (1914): Über Messungen des Reflexionsvermögens und Bestimmung der optischen Konstanten. - Ann. Phys. 43, 1205-1222.
- PATZELT, W. (1975): Leitz-Immerionsöl nach DIN 58884. - Leitz Mitt. Labor Anwendung Mikro Nr. 81.
- PAULY, H. (1986): Effects of different polishing methods on the reflectance of Silicon. - Tscherms Min. Petr. Mitt. 35, 261-273.
- PICOT, P. & JOHAN, Z. (1982): Atlas of ore minerals. - Elsevier, B.R.G.M.
- TAGGART, J.E. (1977): Polishing techniques for geologic samples. - Amer.Min. 62, 824-827.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E.A.J. (1971): Tables for microscopic identification of ore minerals. 2nd edition. Elsevier. - Amsterdam.
- VJALSOV, L.N. (1973): Reflexionsspektren von Erzmineralen, (in russisch). - Moskau, Adad. Nauk SSR.

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1987

1. Im Vereinsjahr 1987 fanden folgende Vorträge statt:

Veranstaltungsort: Wien

12. 1. Dr. G. Grundmann (München)
Goldlagerstätten der nubischen Wüste, Nordsudan
19. 1. Prof. Dr. A. Preisinger (Wien)
Mineralogische, geochemische und paläontologische Anomalien an der Kreide-Tertiärgrenze
23. 3. Dr. G. Niedermayr (Wien)
Mineraliensammeln am Scheideweg - Hobby, Profit oder Dokumentation für die Nachwelt?
27. 4. Dr. K. Becherer (Wien)
Mineralisationen in österreichischen Lagerstätten
4. 5. Prof. Dr. V. Schenk (Kiel)
Aufbau, Entstehung und Entwicklung der variszisch geprägten Kontinentalen Kruste in Südkalabrien
11. 5. Dr. K. Petrakakis (Wien)
Die Metamorphosebedingungen im südlichen Bereich der Bunten Serie
18. 5. Doz. Dr. F. Pertlik (Wien)
In der Natur vorkommende Telluride und deren Kristallchemie
25. 5. Prof. Dr. H. Wondratschek (Karlsruhe)
Hundert Jahre Kristallstruktur
1. 6. Prof. Dr. W. Paar (Salzburg)
Zu den Goldmineralisationen Salzburgs/Oberkärntens: Vererzungstypen und deren Besonderheiten
15. 6. Dr. H. Kuchar (Krakau)
The Zechstein copper shale
- 19.10. Dr. V. Kononova (Moskau)
Cenozoic basalts and deep xenolites of the Baikal Rift
- 9.11. Prof. Dr. W. Kiesel (Wien)
Geochemischer Beitrag zur Genese der Talk-Magnesitlagerstätte Rabenwald
- 30.11. Prof. Dr. A. Mukherjee (Calcutta)
New observations on precambrian sulfide deposits in India
- 14.12. Dr. R. Göd (Gumpoldskirchen)
Die Spondumen-Lagerstätte "Weinebene"/Koralpe

Die durchschnittliche Besucherzahl am Veranstaltungsort Wien lag bei 29, die des Sammlerabends mit Referat (HR. Dr. J. Mörtl, Klagenfurt) bei 36. Weiters war die Gesellschaft zu sechs Vortragsveranstaltungen eingeladen.

Veranstaltungsort: Graz

26. 5. Doz. Dr. F. Pertlik (Wien)
Kristallchemie des formal dreiwertigen Arsens gegenüber Sauerstoff (Arsenite)
16. 6. Prof. Dr. W. Paar (Salzburg)
Zu den Goldmineralisationen Salzburgs/Oberkärntens: Vererzungstypen und deren Besonderheiten

17.11. Prof. Dr. W. Kiesel (Wien)
Geochemischer Beitrag zur Genese der Talk-Magnesitlagerstätte
Rabenwald

Weiters war die Gesellschaft vom 10.-11. Oktober zur Herbstfachtagung
des Joanneums eingeladen.

Veranstaltungsort: Salzburg

28.10. Prof. Dr. H. Höller (Graz)
Natürliche und experimentelle Bildung von Zeolithen

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft und die Schweizerische
Gesellschaft für Kristallographie veranstalten vom 16.-18. März in Salz-
burg eine Gemeinschaftstagung mit dem Themenbereich "Optische Kristallo-
graphie".

Veranstaltungsort: Innsbruck

13. 3. Dr. G. Niedermayr (Wien)
Alpine Klüftminerale

29.10. Dr. V. Kononova (Moskau)
Lamproites of the Aldan area

16.11. Dr. H.-J. Massonne (Bochum)
Kaliglimmer als Geobarometer

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vor-
standssitzungen.
3. Das umfangreiche Heft 132 ist unserem Ehrenpräsidenten, Prof. DDr.Dipl.-
Ing. H. Wieseneder gewidmet und wurde im Berichtsjahr ausgesandt, das
nächste ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand 1.1.1987 - 305

Neue Mitglieder	- 6	H. Aliasgari (Wien) M.I.M. O.-P. Lang (Salzburg) Ch. L. Lengauer (Linz) M. Schrauder (Wien) OSR. Mag. F. Stangl (Salzburg) Prof. Dr. W. Zednicek (Leoben)
verstorben	- 2	J. Schobner (Wien) E. Wöhrer (Wien)
ausgetreten	- 8	
wegen Nichtbegleichung der Mitgliedsbeiträge gestrichen	- 4	F. Gross (Wien) Prof. Dr. F. Purtscheller (Innsbruck) W. Richter (Wien) Dr. A. Zaydan (Wien)

Mitgliederstand
31.12.1987 - 297

Ehrenmitglieder - 11

Träger d.Becke-Medaille - 6

Wien, 11. 1.1988

F. Koller

VORTRÄGE

MINERALIEN VON ELBA

von

K. Becherer *)

Kurzvortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 9. Dezember 1985.

Die mit einer Ost-West-Erstreckung von knapp 30 km und über 200 km² große, auf etwa 43° nördlicher Breite liegende Insel ist durch eine 20 km breite und kaum 50 m tiefe Meereseenge von der italienischen Mittelmeerküste abgetrennt. Noch in der letzten Glazialperiode, vor etwa 12-15.000 Jahren war Elba halbinselartig mit dem toskanischen Festland verbunden. Während der diluvialen Hauptvereisung war von der stiefelartigen Ausbildung der italienischen Halbinsel infolge weitgehender Regression des Meeres überhaupt nichts zu bemerken. Über Sizilien bestand praktisch eine Landbrücke bis Afrika, Korsika und Sardinien waren zusammen ein Komplex und nur durch eine wenige km breite Meereseenge vom Festland geschieden.

Hingegen war die italienische Halbinsel im Pliozän bis etwa auf die Breite von Rom nur ein schmaler Landrücken, das Meer reichte weit in die Poebene hinein; Süditalien und die Toskana waren in Inselgruppen aufgelöst, die westlichste Insel davon war Elba. Die Überflutungs- und Rückzugsperioden des Meeres mit Huben von etwa 200 m sind nur zum Teil auf Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen, denn auch Landabsenkungen und -hebungen waren bei diesen Erscheinungen beteiligt. Soweit die paläogeographische Entwicklung des toskanischen Archipels in den letzten 5 Millionen Jahren. (Abb. 1 u. 2)

Morphologisch kann man die Insel in drei Komplexe teilen:

1. Der Westteil mit seiner wenig gegliederten, aber bis zu 100 m steil abfallenden Küste wird von dem etwa 1000 m hohen Granitmassiv des Monte Capanne überragt. Besonders oberhalb der bei etwa 600-700 m Seehöhe verlaufenden Waldgrenze kann man die Verwitterung der Granite sehr gut beobachten. Durch physikalische und chemische Vorgänge werden die oberflächennahen Partien abgeschuppt und gleiten als riesige Tafeln und Blöcke allmählich hangabwärts. Entlang aufeinander fast normal stehender Kluftsysteme schreitet die Verwitterung immer weiter fort, bis letztlich die bekannten, sog. "Wollsackformen" übrigbleiben.

2. Mittel-elba weist sowohl im Norden als auch im Süden durch zahlreiche Buchten mit sanft abfallenden Stränden gegliederte Küsten auf. Je ein O-W- und N-S-streichender Höhenzug schneiden sich im Zentrum und bilden somit eine doppelte Wasserscheide. Die kaum widerstandsfähigen Sedimente des Flysch wurden zum großen Teil erodiert, zurück blieben porphyrische Granite (Halbinsel Enfoia), Kalke und basische Gesteine.

*) Anschrift des Verfassers:

WOR Dr. Karl Becherer

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien

Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

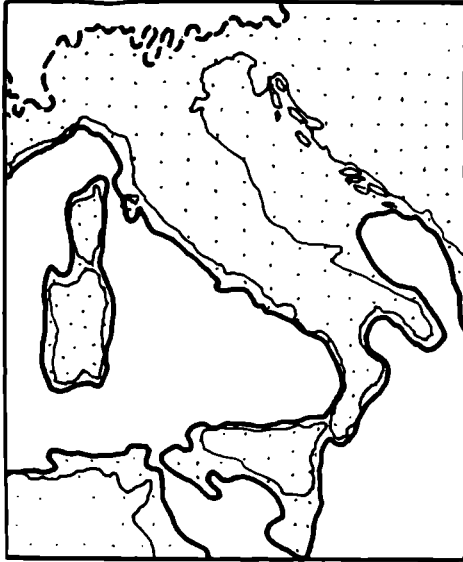


Abb. 1: Land-Meer-Verteilung in Italien während der Hauptvereisung.
 ----- = ungefähre Grenze der Eisbedeckung in den Alpen
 (nach Waldeck, 1977)

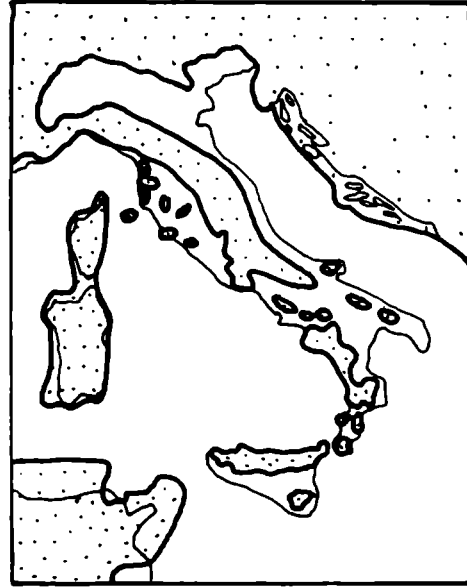


Abb. 2: Land-Meer-Verteilung in Italien im Pliozän
 (nach Waldeck, 1977)

3. Ostelba bildet einen von Norden nach Süden amboßartig ausgebildeten Sporn, dessen Länge knapp 20 km beträgt. Die Küste, die, wie bereits erwähnt, früher in Verbindung mit dem Festland stand, ist durch Überflutung bzw. Landabsenkung untergetaucht, wobei an den Flußunterläufen häufig noch untermeerisch die Talformen erkennbar sind. Am deutlichsten macht sich dies bei Porto Azzurro bemerkbar: Es entstand dort eine trichterartige Bucht, die sich noch weit ins Landinnere schlauchartig fortsetzt.

Der Südteil dieses Inselabschnittes erreicht in der vorwiegend aus Gneisen aufgebauten Kuppel des Monte Calamita eine Höhe von über 400 m. Der Nordteil ist ein bis über 500 m hoher und ungefähr N-S-streichender etwa 7 km langer aus basischen Gesteinen und Kalken zusammengesetzter Gebirgskamm, dessen Ostseite, unmittelbar der Küstenlinie folgend, eine Hügelkette vorgelagert ist. Insbesondere die Kalke sind die Träger zahlreicher Eisenlagerstätten. Durch deren bedeutende Vorräte als auch durch das Auftreten von Kupfererzen hatte Elba stets eine nicht zu unterschätzende wirtschaftliche und politische Bedeutung.

Die Metallgewinnung aus den Erzen läßt sich auf Elba und in dessen unmittelbarer Nachbarschaft auf dem Festland etwa 4000 Jahre lang verfolgen. Nicht zuletzt deshalb stritten sich im Altertum Etrusker, Griechen und Römer um die Insel, im Mittelalter Langobarden, Sarazenen und italienische Städte-republiken, insbesondere Pisa. In der Neuzeit konkurrierten Habsburger, Franzosen und Engländer um den Besitz der Insel. Unter dem zehnjährigen Exil Napoleons I. auf der Insel (1814/15) nahm ihre gesamte Wirt-

schaft einen starken Aufschwung, so wurden z.B. die Wege- und Straßenverhältnisse auf der Insel entscheidend verbessert. Indessen war die Eisenerzförderung und -verhüttung seit der ab 1815 währenden italienischen Herrschaft auf der Insel eher bescheiden, erreichte erst während des 1. Weltkrieges Fördermengen von über 800.000 t/a. Eine zweite Spitzenproduktion erlebte Elba nach dem 2. Weltkrieg, seit 1958 war jedoch ein ständiger Rückgang zu verzeichnen. Heute sind sämtliche Gruben und Tagebaue geschlossen, die Verhüttungen der Erze fanden seit 1947 sowieso auf dem Festland statt.

Die Erzlagerstätten, die den gesamten Ostteil Elbas durchziehen, gehören offenbar einem großen Revier an, das seine Fortsetzung am Festland bei Gavorrano und Niccioleta hat. Alle diese Vorkommen liegen in unmittelbarer Nachbarschaft granitischer Komplexe, doch dürften bei der Platznahme dieser Körper Mobilisate von Erzen unbekannter Herkunft freigemacht worden sein, die ihren Mineralinhalt an Störungen in karbonen Schiefern, in metamorph überprägten Kalken und Dolomiten absetzten. Im Norden (Rio Marina, Rio Albano) herrschten Hämatit und Pyrit, zuweilen in sehr formenreichen Kristallen vor (Abb. 3-5), in den mittleren Bereichen (Ortano, Terra Nera und Sassi Neri) neben den beiden genannten noch Magnetit und Magnetkies, häufig mit Skarnmineralien, wie Ilvait, Hedenbergit, Epidot und eisenreichen Hornblenden vergesellschaftet, in den südlichen Revieren von Ginevra und Calamita ist das Haupterz Magnetit (pseudomorph nach Hämatit).

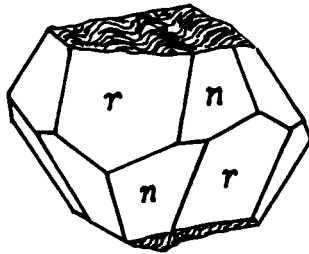


Abb. 3: Hämatit-Kristall von Rio Marina (Elba)
 $r = \{101\}$
 $n = \{224\}$
 (nach Carobbi und Rodolico, 1976)

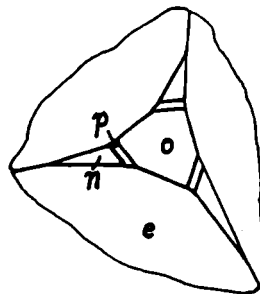


Abb. 4: Pyrit-Kristall von Rio Marina (Elba)
 $o = \{111\}$
 $e = \{210\}$
 $n = \{211\}$
 $p = \{655\}$
 (nach Carobbi und Rodolico, 1976)

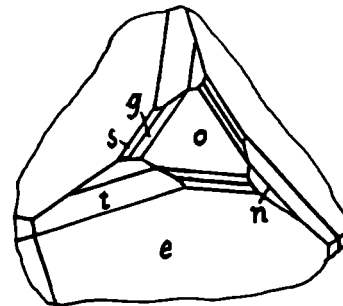


Abb. 5: Pyrit-Kristall von Rio Marina (Elba)
 $o = \{111\}$
 $e = \{210\}$
 $n = \{211\}$
 $s = \{321\}$
 $t = \{421\}$
 $g = \{543\}$
 (nach Carobbi und Rodolico, 1976)

Neben diesen Haupterzen finden sich untergeordnet weitere Schwermetallverbindungen:

- a) Sulfide: Kupferkies, Kupferglanz, Bornit, Bleiglanz, etwas häufiger Zinkblende und Arsenkies, als Seltenheiten Markasit, Löllingit, Kobaltglanz und Wismutglanz.
- b) Oxide, Hydroxide: Cuprit und Tenorit sowie diverse Eisenoxidhydrate bis zum Limonit.

Groß ist die Zahl der Spezies von Oxidationsmineralien:

- a) Karbonate: Siderit, Zinkspat, Cerussit, häufiger Malachit, Azurit und insbesondere Calcit, als Rarität auch Aragonit.
- b) Sulfate: Gips in oft schönen Kristallen, Copiapit und Botryogen, seltener sind Anglesit, Chalkanthit, Melantherit und Alunogen anzutreffen.
- c) Phosphate, Arsenate: Pseudomalachit, Erythrin und Pharmakosiderit.

An Silikaten ist das tiefgrüne Chrysokoll, das in den Tagebauen von Calamita fallweise vorkommt, zu nennen.

Es sei darauf hingewiesen, daß das Befahren und Betreten sämtlicher Abbaue streng verboten ist. Viele ehemalige Bergbaureviere sind mit Zäunen umgeben und werden überdies bewacht. Besuchs- und Sammelbewilligungen werden nur an wissenschaftlich Interessierte (Hochschulekursionen u. dgl.) von der Bergbauverwaltung in Rio Marina ausgestellt.

Nicht nur die ehemals wirtschaftlich bedeutenden Erzlagerstätten verdienen Beachtung, sondern auch andere Mineralvorkommen auf der Insel. So sind in den Graniten Mittelelbas in der Gegend von San Piero und San Ilario in Campo Pegmatitlinsen und -gänge anzutreffen, die ihrerseits manche (seltene) Mineralspezies beherbergen.

Am bekanntesten sind die Turmalinvorkommen; die Farbe der meist prismatischen Kristalle wechselt von tiefschwarz (gemeiner Schörl) bis zum grünen oder fast farblosen Achroit, manchmal mit deutlich zonarer oder auch konzentrischer Farbabstufung. Ebenfalls meist säulig und relativ formenarm tritt der Beryll auf. An weiteren Mineralien, die in den Pegmatiten vorkommen können, sind zu nennen: Zirkon, Topas, Titanit, Biotit und Lepidolith, als Seltenheiten Petalit und Pollucit; Albit nach dem Albit- und/oder Periklingesetz verzwillingt; Orthoklas, dieser oft als großporphyrischer Einsprengling im Mittelbagraanit (Halbinsel Enfoia) mit Zwillingen nach dem Karlsbader-, Bavenoer- oder Manebachergesetz. Fallweise sind auch Zeolithe in den Pegmatitdrusen zu finden.

Außer den erwähnten Kontaktmineralien Ilvait, Hedenbergit und Epidot findet sich in den Skarnen auch Andradit. Weitere Kontaktmineralbildungen gibt es an Stellen, wo beispielsweise der Westelbagraanit mit Kalken in Reaktion kam, wie bei Marciana Marina im Norden oder bei Cavoli im Süden: Grossular, Vesuvian und Wollastonit. Schließlich sei noch erwähnt, daß in den Ophiolithserien, die über ganz Elba verbreitet sind, Serpentin (manchmal in Bronzit umgewandelt) vorkommt.

Wenn auch das Mineraliensammeln auf dieser idyllischen Mittelmeerinsel immer schwieriger wird – so sind manche Fundpunkte durch den Bau von Ferienappartements u. dgl. nicht mehr zugänglich – sei doch bemerkt, daß bei bedacht-samer Suche, insbesondere wenn man sich auf "Micromounts" spezialisiert, noch ansprechende Funde gemacht werden können.

Literatur

- CALANCHI, N., G. dal RIO, A. PRATI (1976): Miniere e minerali dell' Elba orientale. Bologna 1976: Officina d'arte Grafica Cacciari.
- CAROBBI, G., RODOLICO F. (1976): I minerali della Toscana. Firenze 1976: Leo S. Olschki.
- WALDECK, H. (1977): Die Insel Elba. Sammlung geolog. Führer Nr. 64, Berlin-Stuttgart 1977: Gebr. Borntraeger.

KLASSISCHE MINERALFUNDSTELLEN IN SACHSEN

von

W. Quellmalz *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
gemeinsam mit den Freunden des Kunsthistorischen Museums am 17. Juni 1986.

Das Staatliche Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden gehört zu den ältesten geowissenschaftlichen Sammlungen Europas. Es führt seinen Ursprung auf die Einlieferung der ersten Gesteins- und Mineralproben in die kurfürstlichen Sammlungen durch G. M. NOSSENI im Jahre 1586 zurück. In der fast vierhundertjährigen Geschichte der Sammlungen sind diese - über viele Kriege gerettet, zum Teil aber auch zerstört - auf ca. 1 Million (mit 350 000 Nummern) paläontologische, 60 000 mineralogische und 15 000 petrographische Objekte angewachsen. Aus diesen reichhaltigen Beständen stammen die Fotos, die den Vortrag illustrieren.

Das Erzgebirge bildet seit vorgeschichtlichen Zeiten, erstmalig beschrieben bei Albertus Magnus um 1250, eine in ihrer Vielfalt der Mineralvorkommen höchst bemerkenswerte Region. Silber, Zinn, Kupfer, Blei und Eisen, später auch Kobalt, Wismut und Nickel, schließlich Zink, Wolfram und Molybdän, in unserem Jahrhundert auch Uran, waren die charakteristischen und gesuchten Metalle der erzgebirgischen Mineralparagenesen. Aber auch die Elemente Fluor, Barium und Calcium fanden sich in den "Gangarten" Fluorit, Baryt und Calcit lokal in bauwürdigen Mengen.

Schließlich stammt das erste Kaolin, der Rohstoff des ersten europäischen Porzellans, aus dem Erzgebirge (St. Andreas Fundgrube bei Aue).

Ein großer Kristallinkomplex mit einem von Südwest (Phyllite) nach Nordost (Glimmerschiefer, Gneise) steigenden Grad der Metamorphose, also größerem Teufenanschnitt, bildet die Muttergesteine der Erzgänge, -lager und -stöcke. Dabei überwiegen die ersteren bei weitem, aber auf letzteren liegen die heute bebauten größten Lagerstätten. Als "Erzbringer" oder "Erzmobilisator" gilt ein großer, das ganze Erzgebirge unterteufender Granitbatholith, dessen höchste Intrusionen an einigen Stellen auch übertage angeschnitten sind.

Entsprechend den Bildungsbedingungen und den Mineralparagenesen wurde im Verlaufe der Erforschung der erzgebirgischen Erzgänge eine Vielzahl von "Gang-Formationen" unterschieden, die in die internationale geowissenschaftliche Literatur eingingen. Namen wie G. AGRICOLA, A. G. WERNER, J. G. FREIESLEBEN, H. MÜLLER und O. OELSNER sind damit eng verbunden.

Die vorgestellten Minerale repräsentieren lediglich eine knappe - auch nach ökonomischen Gesichtspunkten getroffene - Auswahl aus den wichtigsten Mineralparagenesen des Erzgebirges. Während reine Pegmatische relativ selten und mineralarm sind (Quarz, Orthoklas, Schörl), finden sich auf pegmatitisch-

*) Anschrift des Verfassers:

Dr. Werner Quellmalz

Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden

Augustusstraße 2, DDR-8010 Dresden

pneumatolytischen Lagerstättentypen vor allem Zinn- Wolfram- Mineralisatio-
nen. Sie sind an Granitstöcke gebunden. Besonders in grobkristallinen
Gangfüllungen fanden sich -z.B. in Zinnwald - oder finden sich noch heu-
te - wie in Ehrenfriedersdorf - ausgezeichnete Kristallstufen der Erzmi-
nerale Kassiterit und Wolframit. Auch die interessanten Begleitminerale
Scheelit, Apatit und Zinnwaldit treten hier in guten Kristallen auf. In den
stockförmigen und feinkörnigen Greisenlagerstätten wie A l t e n b e r g
sind Kristalle größerer Dimensionen hingegen höchst selten.

Während diese Vorkommen heute noch wichtige Zinnerzlieferanten darstellen,
sind die hydrothermalen polymetallischen Ganglagerstätten gegenwärtig nahezu
bedeutungslos geworden. Jahrhundertlang jedoch bildeten die silberführenden
Blei- Zink-Kupfer- und Wismut-Kobalt-Nickel-Vorkommen die Grundlage des erz-
gebirgischen Bergbaues. Die zahlreichen Gruben bei F r e i b e r g,
B r a n d - E r b i s d o r f und H a l s b r ü c k e im Osterzgebirge,
bei M a r i e n b e r g und A n n a b e r g im mittleren Erzgebirge so-
wie bei S c h n e e b e r g und J o h a n n g e o r g e n s t a d t im
Westerzgebirge lieferten Prachtstufen edler Silbererze - gediegen Silber,
Argentit, Rotgültigerze - und vieler anderer Minerale z. B. Galenit,
Chloanthit und gediegen Wismut, die heute in allen bedeutenden Sammlungen
der Welt zu finden sind.

Nicht nur die Erzminerale, sondern auch die "tauben Gangarten", z. B.
Fluorit, Baryt und Calcit sind in der prachtvollen Ausbildung der Kris-
talle für den Sammler interessant. Darüberhinaus bilden vor allem Fluorit -
z. B. in S c h ö n b r u n n / Vogtland - und Baryt - B r u n n d ö -
b r a / Vogtland - lokal heute wirtschaftlich wichtige Anreicherungen auf
Gangsystemen. Der Calcit als besonders häufige Gangart ist durch die Viel-
zahl der Kristallformen auch für den Laien immer wieder interessant. Der
"Blätterspat" ist nur ein Beispiel für den Schneeberger Calcit. Eine große
Menge von Sekundärbildungen in der Oxidationszone der Gänge vervollständigt
den Mineralreichtum des Erzgebirges. Bekannt sind die Schneeberger Kobalt-
blüte (Erythrin) und der grüne Pyromorphit von Z c h o p a u, um nur zwei
zu nennen.

Die weitaus häufigste Gangart ist jedoch der Quarz, verbreitet in allen
erzgebirgischen Gangformationen. Besonders interessant sind hiervon die
Schmuckstein-Varietäten Amethyst und Achat. Mit der systematischen Suche
nach Schmucksteinen begann man in Sachsen - wie bereits eingangs bemerkt -
im 16. Jahrhundert. Dabei gehörte der Amethyst von W o l k e n s t e i n -
gefunden beim Abbau von Roteisensteingängen - zu den ersten, an die Dresd-
ner Kunstkammer eingelieferten Proben. Auch die Achate von H a l s b a c h
bei Freiberg und S c h l o t w i t z bei Glashütte sind Gangbildungen der
Roteisen-Baryt-Formation. Die Erzminerale dieser heute nicht mehr abgebauten
Gänge, die oft mehrere Kilometer streichende Erstreckung besaßen, waren vor-
nehmlich Hämatit und Psilomelan, beide Minerale meist in Form des "roten"
bzw. "schwarzen Glaskopfes" ausgebildet. Während es sich beim Achat und Ame-
thyst um beliebte Schmucksteine handelte - Verarbeitungsbeispiele zeigt das
"Grüne Gewölbe" in Dresden - entdeckte man in der ersten Hälfte des 18.
Jahrhunderts im oberen Vogtland nördlich von Klingenthal ein echtes Edel-
stein-Vorkommen. Ein freistehender Felsen führte weingelben Topas in kla-
ren, schleifwürdigen Kristallen, welche auf Bergkristall in Drusenräumen einer
Turmalinschiefer-Brekzie sitzen. Das Material füllt einen steilstehenden
mächtigen Gang aus und ist hinsichtlich der Paragenese nahezu einmalig auf
der Welt. Heute ist der S c h n e c k e n s t e i n ein geologisches Na-
turdenkmal ersten Ranges.

Auch zahlreiche andere Zeugen des erzgebirgischen Bergbaues - Berggebäude, Halden, Pingen - erfreuen sich heute eines gesetzlichen Schutzes, werden erhalten und gepflegt. Das gleiche gilt auch für die geowissenschaftlichen Sammlungen der DDR. Heute stehen nur noch wenige Lagerstätten im Abbau. Die modernen Gewinnungsmethoden und größeren Teufen erlauben selten die Bergung guter Stufen.

Umso wichtiger ist die Pflege und Erhaltung der kostbaren historischen Stufen. Nicht nur zur Freude der Besucher unserer Museen, sondern auch für künftige, geowissenschaftliche Forschungen.

MINERALE DER ČSR

von

J. Kouřimský *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 13. Oktober 1986

Das Gebiet von Böhmen und Mähren (die ČSR) ist außerordentlich reich an verschiedenen Mineralvorkommen. Es konzentrieren sich hier auf einer verhältnismäßig kleinen Fläche unterschiedliche geologische Formationen mit ganz verschiedenen Mineralparagenesen.

Dieses Gebiet kann in geologischer Hinsicht in zwei, sowohl durch ihre geologische Struktur, als auch durch ihr Alter stark unterschiedliche Teilgebiete aufgeteilt werden. Es ist das Gebiet des Böhmisches Massivs und das Karpatengebiet, deren Trennungslinie annähernd durch Ostrava, Brno und Znojmo verläuft. Das Gebiet der Karpaten setzt sich weiter in die Slowakei, in das Gebiet des Böhmisches Massivs, nach Nieder- und Oberösterreich fort.

Im Böhmisches Massiv überwiegen die alten paläozoischen Gebirge, die zum Teil stark abgetragen wurden. Sie bestehen vorwiegend aus Granitoiden und kristallinen Schiefen, die vor allem durch Gneis vertreten werden. Die Eruptivgesteine, vor allem tertiären Alters, kommen hier bedeutend seltener vor. Das Böhmisches Mittelgebirge überragt die vorwiegend aus dem Mesozoikum und Tertiär stammenden Sedimente (z.B. Říp). Das Karpatensystem in Ostmähren ist beinahe überall mit Sedimenten des Tertiärs bedeckt.

Die beiden Gebiete, also das Gebiet des Böhmisches Massivs und das Karpatensystem, unterscheiden sich nicht nur durch die Zeit ihrer Entstehung und infolge dessen auch durch ihre äußere Form, sondern es bestehen zwischen ihnen auch bedeutende Unterschiede bezüglich des Mineralgehalts. Es ist wichtig dies festzustellen, obwohl nach Mähren nur ein Randgebiet des Karpatensystems übergreift.

Im Böhmisches Massiv besteht der größte Unterschied in dem Mineralgehalt des sogenannten Kristallinikums der Grenzgebiete einerseits und der unveränderten Sedimente und Eruptivgesteine des Inlandes andererseits. Wie bereits gesagt, wird das Kristallinikum sowohl durch eruptive Tiefengesteine, als auch durch kristalline Schiefer gebildet.

*) Anschrift des Verfassers:
Dr. Jiří Kouřimský
Národní Muzeum v Praze
Václavské Náměstí 68, ČSSR-11579 Praha 1

I. Die Mineralfundstellen des Kristallinikums können in mehrere Hauptgruppen eingeteilt werden.

I. 1. Granitoide

sind in der ČSR vorwiegende Eruptivgesteine. Ihre Mineralhauptbestandteile – Feldspat, Quarz und Glimmer – haben in der Regel die Form kleiner Körner und Schuppen. Nur ausnahmsweise sind Porphyroblaste entstanden. So sind die Karlsbader Zwillinge (Orthoklas) entstanden, die in der Umgebung von Karlovy Vary vorkommen. Durch Verwitterung der Feldspate im Granit entstehen Kaoline. Ziemlich selten begegnen wir in den Tiefengesteinen dem Biotit. In Form von Kristallen findet er sich im Brüner Massiv.

I. 2. Pegmatite

sind meist den Graniten verwandt. Die wichtigsten Pegmatit-Gebiete des Böhmisches Massivs befinden sich am Rand des Böhmerwaldes in der Umgebung von Poběžovice und Domažlice (Vejnar, 1968; Čech und Paděra, 1958; Kratochvíl, 1952), ferner in der weiteren Umgebung von Karlovy Vary, Mariánské Lázně und Kynžvart (Kratochvíl et al., 1951; Kouřimský und Králík, 1952), in der Gegend SE von Písek (Krejčí, 1925) und in Mähren (Sekanina, 1928; Staněk, 1983). Die wichtigsten sind bei Puklice und Jeclov bei Jihlava, in der Umgebung von Velké Meziříčí (z.B. Hor. und Dol. Bory), in der Gegend von Rožná bei Bystřice n. Pernštejnem und im Hrubý Jeseník-Gebirge.

Von praktischer Bedeutung sind vor allem die Pegmatite von Domažlice, Poběžovice und Vel. Meziříčí, wo der Feldspat gewonnen wurde und Kříželec bei Mariánské Lázně mit Muskovitvorkommen (mit Spessartin und Zirkon). Aus den Li-haltigen Pegmatiten von Rožná wurde zum erstenmal der Lepidolith als neues Mineral beschrieben (Sekanina und Vysloužil, 1928). Dol. Hory wurde durch das häufige Vorkommen des neuen Minerals Sekaninait – $\text{Fe}_2(\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18})$ bekannt (Staněk, Miškovský, 1975). Im Pegmatit von Maršákov bei Sobotín (Jeseníky) wurden die besten europäischen Chrysoberyll gefunden (Sekanina, 1928). Von mineralogischer Bedeutung sind kleine Pegmatitgänge von Miskovice bei Kutná Hora mit Dumortieritvorkommen (Fiala, 1954). Die Edelsteinvorkommen der tschechischen und mährischen Pegmatite wurden schon in der ÖMG erwähnt (Kouřimský, 1983).

I. 3. Turmalinite

Eine ganz einfache Paragenese stellen die Turmalinite dar. Ihre Hauptkomponenten sind nur Quarz und Turmalin mit akessorischem Muskovit. Seltener kommen noch Ilmenit, Pyrit oder andere Minerale vor. Gewöhnlich handelt es sich um feinkörnige Gesteine. Sie kommen z.B. im Erzgebirge bei Jáchymov auf den Kontakten des Karlsbader-Massivs mit phyllitischen Gesteinen vor (Pácal und Pavlu, 1964). Sie beinhalten häufig Beimengungen von Cassiterit.

I. 4. Serpentinite

Von den metamorphen, siliziumoxydarmen Gesteinen sind vom mineralogischen Standpunkt aus vor allem die Serpentine höchst interessant. Diese Serpentine in der ČSR sind durch Umwandlung der Peridotite entstanden. Aus dem Serpentin entstehen durch weitere Verwitterung verschiedene wasserhaltige Silikate, z.B. Chlorite, Talk, Palygorskit, aber auch Amphibole (Anthophyllit) oder Pyroxene (Bronzit), aber zugleich auch Magnesit und Opal. Manche Serpentine sind auch Muttergesteine der Pyrope. Diese kommen besonders in

Blöcken vor, die im Zuge des tertiären Vulkanismus emporgetragen wurden (Fiala, 1965).

Die bekanntesten und auch größten Fundstätten der Serpentinite des Böhmisches Massivs befinden sich in Südböhmen (z.B. die Fundorte bei Křemže und Bohouškovice mit Bronzit, Opal, Chrysopras und Magnetit - Klein und Paděra, 1972; Kouřimský, 1955; in der Umgebung von Mariánské Lázně, im Erzgebirge), ferner in Südmähren und bei Letovice (Mittelmähren).

I. 5. Eklogitische Gesteine

In den Gesteinen des eklogitischen Charakters des metabasischen Komplexes bei Mariánské Lázně befinden sich große tafelige Aggregate des blauen Cyanits mit Spaltflächen über Dezimeter-Bereiche. Diese Fundorte sind bei Bečov. Weitere eklogitische Gesteine kommen besonders im Kristallinikum bei Kutná Hora vor, von wo besonders die Pyrope und Klinopyroxene in Griquaiten bekannt sind (Bečváry) und im Moldanubikum vom Böhmerwald. Besonders bekannt sind die von Kremze und Holoubkov bei Český Krumlov.

I. 6. Marmore und Kontaktminerale

Bei der Kristallisation der Kalke kam es in vielen Fällen im Kristallinikum in Böhmen und besonders in Mähren zur Anreicherung verschiedener Elemente und infolge dessen auch zur Entstehung verschieden gefärbter Marmore. Manche von diesen kann man zu den typischen dekorativen Gesteinen zählen, wie z.B. die blauen Marmore von Nedvědice (Westmähren), oder die vom Jeseník-Gebirge (Hor. Lipová, Supíkovice). Sie sind sehr gut polierbar.

Auch die Vorkommen der Kontaktminerale gehören genetisch hierher, soweit sie an die Kalksteine gebunden sind. Am meisten interessieren uns dabei die Granatvorkommen. Es handelt sich vor allem um Grossular und seine Fe-haltige Varietät Hessonit mit hyazinthoter, oranger bis brauner Farbe. Der Hessonit ist ein typisches Kontaktmineral z.B. in Zulová und Vápená in Schlesien, wo er zusammen mit Wollastonit, Epidot, Diopsid und Vesuvian vorkommt. In Böhmen gibt es einen ähnlichen Fundort bei Hazlov in der Nähe von Cheb, mit dem weltberühmten Vesuvian-Egeran. Neu wurden die Kalksteinkontakte von Mýto bei Tachov mit dem Thaumazit, Babingtonit, Mn-Granat und anderen Kontaktmineralen beschrieben (Kouřimský, 1981).

Mit dem kristallinen Kalk hängen im Böhmisches Massiv oft die Graphit-Lager eng zusammen. Sie bilden manchmal Einlagerungen entweder direkt in den Kalken oder im Gneis und sind organischer Herkunft. In den Graphit-Lagern sind dieselben Minerale zu finden, wie in den kristallinen Kalken, nur weniger typisch entwickelt. Der, von den Fundorten des Böhmerwaldes stammende Graphit hoher Qualität gab Anlaß zur Entstehung und Entfaltung der bekannten Graphitindustrie. Diese Fundorte ähneln denen bei Passau in der BRD.

I. 7. Minerale der kristallinen Schiefer

Die kristallinen Schiefer sind im Böhmisches Massiv in mineralogischer Hinsicht bedeutend ärmer. Eine Ausnahme sind nur einige Granatvorkommen (Almandine) und einige Mineralvorkommen in Hohlräumen. Die bedeutendsten Fundorte dieses Typs sind bei Čáslav/Ostböhmen, wo sich die typischen Muttergesteine der Almandine, vor

allem Gneise und Amphibolite befinden. An den Wänden der Aushöhlungen in den Amphiboliten sind weiter sekundär Drusen verschiedener Minerale entstanden, die vorwiegend Na, Ca und K enthalten. Es handelt sich vor allem um einige Zeolithe, z.B. Natrolith, Laumont, aber gleichfalls um Analcim, Epidot, Prehnit, Klinozoisit u.a. Minerale der alpinen Paragenese. Die bekanntesten Lokalitäten sind Markovice und Peklo bei Habry (Suk, 1971). In einigen Glimmerschiefern und Gneisen ist Disthen zu finden, aber zugleich auch ein weiteres Al-Silikat Andalusit, wie z.B. bei Dýlen im Böhmerwald und im Jeseník-Gebirge.

I. 8. Minerale der Quarzgänge und Erzgänge

Die Quarz- und Erzgänge und die meisten Erzlagerstätten des Kristallinikums im Böhmischem Massiv verdanken ihre Entstehung den Raumbeziehungen zu den variscischen (herzynischen) Granitoiden (Bernard, 1964, 1967). Nur einige sind älter oder jünger.

I. 8. 1. Minerale der Quarzgänge

Diese Minerale haben oft einen gewissen Zusammenhang mit den Pegmatiten. Im Böhmischem Massiv entdeckt man diese Gänge häufig. In ihnen kommen verschiedene Quarzarten vor, besonders an vielen Stellen der Böhmischem-Mährischen Höhe, vor allem in Südwestmähren. In Bochovice, Hostákov und Valdíkovo in der Umgebung von Trébeš und bei Kosatín bei Náměšť n. Os. kommen z.B. Quarzgänge mit schön entwickelten Amethyst-, Rauchquarz- und Morionkristallen vor. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt nur einige Dezimeter (Rejl, 1977). Sehr ähnliche Vorkommen setzen auch nach Niederösterreich fort (mündliche Mitteilung, G. Niedermayr). Man findet sie auch in Anschwemmungen und manche von diesen Bergkristallen, Zitrinen und Rauchquarzen erreichen Edelsteinqualität.

I. 8. 2. Die Zinnstein-Lagerstätten

sind, was ihre Entstehung betrifft, bedeutend mehr an Granitoide gebunden, als die echten Gangtypen. Aus diesem Grund unterscheiden sich ihre Minerale nicht besonders von denen des Granits oder der Pegmatite. Sie enthalten vor allem Quarz, Feldspat, Li-Glimmer, Topas, Turmalin, Apatit, Flußspat u.a. Die Erze werden durch Cassiterit und Wolframit vertreten, seltener durch Scheelit und ausnahmsweise durch Stolzit. Die Sulfide und Karbonate erscheinen hier seltener. Es handelt sich vor allem um Molybdänit, Chalkopyrit und Sphalerit. Mineralogisch interessant sind z.B. Vorkommen von Stannin, Tennantit oder Emplektit. Diesen Lagerstätten begegnet man im Erzgebirge (Cínovec, Krupka) und bei Hor. Slavkov. Die Sn-Erze wurden hier schon im 14. Jahrhundert und die W-Erze seit 1897 gewonnen.

I. 8. 3. Die goldführenden Gänge

sind in mineralogischer Hinsicht weniger interessant und mineralärmer als die bereits erwähnten. Die Gangaufüllung besteht hier vorwiegend aus Quarz und Pyrit, seltener aus Antimonit oder sogar Arsenopyrit. Diese Minerale beinhalten Gold vorwiegend nur feinst verteilt. Nur ausnahmsweise sind gediegenes Gold oder die Telluride in makroskopischer Form beobachtbar. Weiters findet man auch Dolomit, Fluorit, Baryt, seltener Wolframit, Scheelit oder Molybdänit. Die goldführenden Gänge sind in Mittelböhmen (Jílové, Čelina-Mokrosko, N. Knín, Bytíz, Kasejovice, Roudný), im Vorgebirge des Böhmerwaldes (Kašperské Hory, Rejštejn) und im Jeseník-Gebirge (Zlaté Hory). Auch die in diesen Gebieten entspringenden Flüsse sind oft gold-

führend (Otava in Südböhmen, Zlatá Opavice und Bělá am Abhang des Jeseník-Gebirges). Außerordentliche Goldbleche stammen aus Křepice bei Vodňany. Diese gehören zu den schönsten der Welt.

I. 8. 4. Die sulfidischen Gänge

stellen in der ČSR die am meisten verbreitete Art der Erzgänge dar.

I. 8. 4. a. Die Kupfererze

kommen entweder in Gängen, oder in schichtenartiger, beziehungsweise linsenartiger Form vor. Das wichtigste Mineral, in dem die Kupfererze in den Gängen auftreten, ist Chalkopyrit. An Fundorten dieser Art kommen auch einige verhältnismäßig seltene Erzminerale vor, wie z.B. Cuprit und Bornit und ferner eine Reihe von Kupfermineralien, die sekundär entstanden sind (Malachit, Azurit, aber auch Silikate, Arsenate und Arsenide, wie Domeykit oder Algodonit). Die Kupfererzvorkommen sind vor allem im Erzgebirge, bei Běloves bei Náchod (Paděra, 1951, 1952) und im Jeseník-Gebirge.

I. 8. 4. b. Die polymetallischen Erze

Als polymetallische Erze bezeichnen wir in der ČSR die gemeinsam vorkommenden Silber-, Blei und Zinkerze. Sie werden durch sehr bedeutende und für diese Gruppe charakteristische, in den meisten Fällen weltberühmte Fundorte vertreten. Es sind z.B. Jáchymov, Příbram, Stříbro, Kutná Hora.

In Jáchymov treten zu der bereits erwähnten Gruppe seltener noch die Kobalt-, Nickel-, Wismut-, Arsen- und Uranerze hinzu. Als Silbererz erscheinen hier neben den Ag-führenden allgemeinen Sulfiden (Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit) Argentit oder Akanthit, gediegenes Silber u.a. Die Gruppe der Arsen-, Cobalt-, Nickel- und Wismuterze wird hier sowohl durch Smaltin, Chloanthit, Nickelin, ged. Arsen und Wismut vertreten, als auch durch sekundär entstehenden Erythrin, Annabergit und Pharmakolith. Als Uranerz erscheint hier Uranpechblende und eine Reihe sekundärer Uranminerale (Uranocker und Uranglimmer). Die Erzminerale werden hier von rosafarbigem Dolomit, Kalzit, Quarz und sekundär entstandenem Gips begleitet.

Die Erzgänge von Příbram unterscheiden sich von denen von Jáchymov vorwiegend durch einen höheren Anteil von Sb und seinen Verbindungen und durch einen geringeren Anteil der Arsen- und Cobalt-Nickelerze. Charakteristisch ist die symmetrische Gangausfüllung. Als Erze sind hier Galenit, Sphalerit, Pyrit, Antimonit, Tetraedrit, Boulangerit, Bournonit, Wurtzit, Polybasit, Diaphorit und seltenere Sulphide (z.B. Pyrostilpnit, Miargyrit u.a.) zu nennen. Von den gediegenen Metallen ist Silber, Antimon und Alimonit zu finden. Eine Besonderheit stellt hier eine Abart von Goethit - Samtblende dar.

Mehrere kleine Erzgänge befinden sich am Rande des Příbramer Erzreviers. Interessantester Fundort ist Vrančice bei Milín SE. von Příbram (Hoffmann, 1961). Die wichtigsten Erzkomponenten sind massive Gemenge von Zn-Tetraedrit, Chalkosin und Bournonit mit Willemit (Malachov und Kouřimský, 1956; Hoffmann und Kouřimský, 1965). Interessant sind auch einige sekundäre Minerale, wie z.B. Bindheimit (Paděra, 1956) oder Minerale aus der Rosasit-Gruppe (Kouřimský, 1957).

Die weiteren Fundstätten von polymetallischen Erzen befinden sich in der Gegend von Strýbro, Čes. Budějovice, Tábor, Kutná Hora, Jihlava und im Jeseník-Gebirge. Zur Zeit fördert man bei Kaňk bei Kutná Hora, in Staré Ransko bei Chotěboř, in Křižanovice bei Násavrky und in Horní Benešov und Zlaté Hory im Jeseník-Gebirge.

I. 8. 4. c. Die Antimonerze

Vorkommen dieser Erze sind von kleinerer Bedeutung. Ausnahmsweise findet sich hier ged. Antimon, sekundär entstehen die Sb-Ocker. Als Haupterz ist immer massiger Antimonit vorhanden. Einige Vorkommen sind zugleich auch Au-führend. Die Antimongänge befinden sich vor allem in der Umgebung von Milešov und Sedlčany in Mittelböhmen und bei Hynčice im Jeseník-Gebirge.

I. 8. 4. d. Die Quecksilbererze

Ihr Vorkommen im Böhmischem Massiv ist nur gering. Sie sind auf dem Gebiet der paläozoischen Sedimente von Mittelböhmen zu finden, vor allem bei Hořovice (vorwiegend Zinnober).

I. 8. 4. e. Die Eisen- und Manganerze

finden sich in Form von Gängen vor allem in der Umgebung von Hor. Blatná bei Jáchymov und Hradiště bei Kadaň in Nordböhmen (Fengl, 1975). Es handelt sich besonders um Hämatit-Glaskopf. Auf den erzgebirgischen Fundorten wurden die Eisenerze von bunten Quarzvarietäten begleitet, besonders bei Hor. Halže und bei Ciboušov. Vom letztgenannten Fundort stammt die mittelalterliche Ausschmückung der Kapellen auf der Prager Burg und am Karlštejn ab.

I. 9. Die Skarngesteine

Einen anderen Typ des Eisenerzvorkommens im Böhmischem Massiv stellen die Skarne dar. Sie sind besonders bei Milešov und Vlastějovice in Ostböhmen und bei Měděnec im Erzgebirge zu finden. Von den Skarnmineralen kommen hier vor allem Magnetit, der vorwiegend von den Fe-reichen Pyroxenen (z.B. Hedenbergit), Amphibolen und mit Andradit begleitet wird.

II. Vulkanite im Böhmischem Massiv.

II. 1. Spilite und Diabase

sind die ältesten Vulkanite des Böhmischem Massivs. Spilite sind im Algonkium entstanden, die Diabase dagegen im Paläozoikum (Silur - Devon), sie sind mineralarm. Zur postmagmatischen Phase der Spilite gehören aber die Axinitgänge, besonders bei Zbraslav und Mandát bei Stěchovice s. von Prag (Paděra und Kutina, 1947) und in der Umgebung von Rakovník (Fiala, 1948). In den mandelförmigen Hohlräumen der Diabase sind neben Kalzit Zeolithe, vor allem Natrolith und Analcim, zu finden. An den Kontakten zwischen Diabas und Schiefer wurde bei Beroun Datolith festgestellt.

II. 2. Melaphyre

Die böhmischen Melaphyre des Riesengebirgsvorlandes sind basaltische Ergußgesteine aus dem Perm. Die Mandelsteinmelaphyre enthalten vor allem SiO₂-Varietäten. Die bekanntesten sind die Achate mit ihrer verschiedenfarbigen Bänderung. Sie entstanden durch Absetzen in konzentrischen Schichten. Ähnlich entstanden auch Jaspise und kristallbildende Quarze. Diese Abarten bezeichnet man als "böhmische Halb-

edelsteine". Seltener ist das Vorkommen von Zeolithen (Heulandit, Chabasit), ebenso wie von Goethit, Baryt und Kalzit. Diese Vorkommen sind sehr ähnlich denen von Idar-Oberstein in der BRD (Kouřimský, 1984).

II. 3. Basaltische und phonolitische Gesteine

Es handelt sich um Gesteine tertiären Alters (Neogen), die sehr mineralreich sind. Sie bilden vor allem das Böhmisches Mittelgebirge, die Doupovschen Berge und einige Berge im Riesengebirgsvorland. Die Basalte bilden z.B. den Nordteil von Kozákov, wo Olivin vorkommt. In den Basalten und Tuffen des Mittelgebirges findet man die Augit- und Hornblendekristalle. In den Hohlräumen der Basalte und Phonolite entsteht sekundär eine ganze Reihe von Zeolithen, wie z.B. Natrolithe (mit Apophyllit) in Ústí n.L. oder Chabasite bei Řepčice. Ein anderes Mineral der tertiären Vulkanite ist der Opal-Hyalit von Valeč bei Podbořany in den Doupovschen Bergen. Valeč ist der bedeutendste Fundort dieses Minerals in Europa.

III. Sedimentminerale

III. 1. Algonkische und paläozoische Sedimente

Diese ältesten Sedimente des Böhmisches Massivs befinden sich vor allem auf dem Gebiete des Barrandiums (zwischen Prag und Pilsen) und in Železné Hory in Ostböhmen. Mineralogisch interessant und früher auch von praktischer Bedeutung waren aber auch die an Pyrit reichen algonkischen Vitriolschiefer in der Pilsner Gegend, die im vorigen Jahrhundert vor allem bei Radnice gewonnen und zur Schwefelsäureerzeugung benutzt wurden. Von Bedeutung sind gleichfalls die aus dem Ordovicium stammenden Schichten, durch ihr Vorkommen von Eisenerzen, die sich auf dem Meeresgrund abgelagert haben, teilweise unter Mitbeteiligung des submarinen Vulkanismus. Sie erstrecken sich in zwei mächtigen Zügen von Plzenec über Rokycany, Zbiroh und Nučice beinahe bis nach Prag und über Hořovice bis Úvaly bei Český Brod. Gemeinsam mit den Eisenerzen, beziehungsweise in ihrer Nähe, befinden sich die Phosphate (z.B. Kakoxen bei Sv. Dobrotivá bei Hořovice, oder Wavellit bei Třenice) und die kompakten, körnigen und unvollkommen auskristallisierten Fe-Quarze (Tuček, 1958). Mineralogisch interessant sind auch die Cronstedtit-Vorkommen in Tremadoc-Konglomeraten von Chyňava bei Beroun (Fiala und Kourimský, 1980). In mineralogischer Hinsicht besonders wichtig sind die Sedimente des Karbons, vor allem im Becken von Kladno. Die dortigen Kohlschichten enthalten die Toneisensteinkonkretionen mit den bekannten Milleritvorkommen, die denen in Siegerland ähnlich sind (Šarf, 1981).

III. 2. Mesozoische und tertiäre Sedimente

Die Kreide ist in der ČSR mineralarm. Sie wird vorwiegend durch Sandsteine vertreten. Häufig sind die Pyrit- oder Markasitkonkretionen und an einigen Stellen ist gleichfalls Baryt zu finden (besonders in der Umgebung von Teplice und Děčín). In den Kohlschiefertonen und -sandsteinen des Cenomans bildeten sich besonders in der Umgebung von Moravská Třebová in Westmähren (Streibl et al., 1976) einige fossile Harze (Valchovit, Muckit, Neudorffit). Ähnliche Vorkommen sind auch von Hamr na Jezeře in Nordböhmen bekannt.

Die wichtigsten Sedimente des Tertiärs sind mächtige Braunkohlenlager am Rand des Erzgebirges und SSW von Brno. Es ist vor allem

Markasit vertreten. Im Tertiär entstanden durch Verwitterung von Feldspaten im Granit die bereits erwähnten reichen Kaolinlager, vor allem bei Karlsbad und Plzeň (Hor. Brýza), die von weltberühmter Qualität sind.

III. 3. Minerale der jungtertiären und quartären Ablagerungen

Zu diesen gehören die Pyropschotter, in welchen auch die drei tschechischen Diamanten gefunden wurden (Kouřimský, 1976), die Sedimente mit Moldaviten (Bouška, 1973), sowie andere Ablagerungen, die einige Schmucksteine enthalten. Über diese wurde schon in der ÖMG berichtet. Ähnlich ist es mit dem rezenten Aragonit (Sprudelstein, Erbsenstein) von Karlovy Vary (Kouřimský, 1983). Zu den rezenten Verwitterungsprodukten gehören verschiedene Sulfate, wie z.B. Fibroferrit (Kouřimský, 1971).

IV. Minerale des Karpatengebietes in Ostmähren

IV. 1. Eruptivgesteine

Von diesen Eruptivgesteinen verdienen vor allem die in der Gegend von Uherský Brod vorkommenden Andesite erwähnt zu werden, die in ihren Drusenräumen Tridymit und Cristoballit enthalten (Rosický, 1928). Interessant ist auch das Vorkommen des Kohlenwasserstoffs Idrialin (Curtisit) im verwitterten Basaltandesit von Bánov bei Uherský Brod (Tuček und Kouřimský, 1953).

IV. 2. Sedimente

In der Kreideformation bei Č. Těšín sind die Sideritsedimente entstanden, deren Förderung einst zur Gründung des heute größten Industriegebietes der CSSR Ostrava beigetragen hat. Von den tertiären Vorkommen sind vor allem die Gipslagerstätten von Opava - Kateřinky von Bedeutung.

Literatur

- BERNARD, J. H. (1964): Vymezení metalogenních oblastí v prostoru jádra Českého masívu. Věst. ÚOG, Praha, 39, 133-136.
- BERNARD, J. H. (1967): Minerogenetische Subprovinzen und Zeiteinheiten von Hydrothermaliten des tschechoslowakischen Teiles der Böhmischen Mass. Věst. ÚOG, Praha, 42, 263-273.
- BOUŠKA, V. (1973): Moldavites as precious stones. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 163-170.
- ČECH, F., PADĚRA, K. (1958): Studium der Phosphate aus den Pegmatiten von Otov bei Pobežovice (Westböhmen). Acta Univ. Carol., Praha, 4, 21-28.
- FEDIUK, F. (1968): Additional notes on the basaltic volcanics and their ultrabasic nodules at Smrčín in the Žel. Brod. areas. Rotaprint, Přír. fak. Univ. Karl., Praha.
- FENGL, M. (1975): Zajímavé nerosty fluoritového ložiska Hradiště. Čas. Min. Geol., Praha, 20, 331-332.
- FIALA, F. (1948): Axinit ze spilitu od Kalinovy Vsi u Zvíkovce. Čas. Nár. mus., Praha, 117, 16-18.
- FIALA, F. (1954): Dumortierite from Miskovice, Czechoslovakia. Acta Mus. Nat. Pragae, 10 B, No. 2, 3-38.

- FIALA, F., KOUŘIMSKÝ, J. (1980): Cronstedtite from Chyňava - ČSSR. Acta Mus. Nat. Pragae, 36 B, No. 1, 35-42.
- FIALA, J. (1965): Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif. Krystalinikum, Praha, 3, 55-74.
- HOFFMAN, V. (1961): Geochemically-mineralogical Relations of Polymetallic Veins in the Ore District Vrančice near Milín Bohemia Acta Mus. Nat. Pragae, 17 B, No. 1-2, 1-55.
- HOFFMANN, V., KOUŘIMSKÝ, J. (1965): O zinečnatém tetraedritu z Vrančic u Milína. Acta Mus. Nat. Pragae, 21 B, No. 2, 41-51.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1955): Contribution to the Identification of Pyroxenes. Acta Mus. Nat. Pragae, 11 B, No. 7, 3-26.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1957): O výskytu uhličitanu blízkého rosasitu ve Vrančicích u Milína. Acta Univ. Carol., Praha, 3, No. 2, 115-127.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1971): Über Fibroferrit von Zličín bei Prag. Acta Mus. Nat. Pragae, 27 B, No. 1-8.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1976): O výskytu diamantů v Čechách. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, No. 3-5, 151-156.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1981): Thumasit und Babingtonit, neue Minerale für die ČSSR. Acta Univ. Carol., Praha, 27, No. 3-4, 213-217.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1983): Schmucksteine der ČSSR. Mitt. ÖMG, 129, 39-45.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1984): Geologické poměry Idar-Obersteinu. Svět drahých kamenu, Nár. Mus., Praha, 1-10.
- KOUŘIMSKÝ, J., KRÁLÍK, M. (1952): New Finds of Minerals in the vicinity of Mariánské Lázně. Acta Mus. Nat. Pragae, 8 B, No. 6, 1-15.
- KOUŘIMSKÝ, J., ŠATAVA, V. (1954): A Contribution to the Question of the Determination of Minerals of Serpentine Group. Acta Mus. Nat. Pragae, 10 B, No. 4, 3-19.
- KRATOCHVÍL, F. (1952): O některých nerostech ze žulových pegmatitů mezi Pobežovicemi a Domažlicemi. Sbor. ÚOG, Praha, 29, 321-328.
- KRATOCHVÍL, F., VACHTL, J., ZOUBEK, V. (1951): Geologické poměry křiženecko-nezdického pegmatitového pásma Tepelské vysočiny. Sbor. ÚOG, Praha, 28, 201-232.
- KREJČÍ, A. (1925): Minerály pisecké a jejich naleziště. Čas. Nár. Mus., Praha, 99, 46-65.
- MALACHOV, A. A., KOUŘIMSKÝ, J. (1956): Willemite from Vrančice near Milín. Rozpr. ČSAV, Praha, 66, No. 8, 1-35.
- PÁCAL, Z., PAVLU, D. (1964): Cín v turmalínovcích záp. od H. Blatné. Věst. ÚOG, Praha, 39, 467-469.
- PADERA, K. (1951): Revize nerostu ze skupiny domeykitu a algondonitu. Rozpr. ČSAV, Praha, 61, No. 4, 1-22.
- PADERA, K. (1952): Arsenopyrit obsahující kobalt. Věst. Čes. spol. n. tř. MP, Praha, 12, 1-8.
- PADERA, K. (1956): O bindheimitu z Vrančic. Rozpr. ČSAV, Praha, 66, No. 8, 37-41.

- REJL, L. (1977): Zonární ametystové zřily u Bochovic. Zprav. Šperkařství, Praha, 5, 61-69.
- ROSICKÝ, V. (1928): Die Drusenminerale des Andesites von Nezdence. Festschr. V. Goldschmidt, Heidelberg.
- SEKANINA, J. (1928): Nerosty moravských pegmatitu. Čas. Zem. Mus., Brno, 26, 113-224.
- SEKANINA, J., VYSLOUŽIL, J. (1928): Nové zprávy o lepidolitu od Rožně. Práce Mor. Akad., přír. vědy, Brno, 22, 211-218.
- STANĚK, J. (1983): Drahé kameny moravských pegmatitu. Symp. Hor. Příbram ve vědě a techn., sekce drahé kam., 131-137.
- STANEK, J., MISOVSKÝ, J. (1975): Sekaninaite, a new mineral of the cordierite series, from D. Bory. Skripta Přír. Fak. Univ. JEP, Brno, 1, 21-30.
- STREIBL, M., VAŠIČKOVÁ, S., HEROUT, V., BOUŠKA, V. (1976): Chemical composition of Cenomanian fossil resins from Moravia. Coll. Czechosl. Chem. Comm., 41, 3138-3145.
- SUK, M. (1971): Petrochemistry of Moldanubian amphibolites. Geochemical Methods Data 1, 9-57.
- ŠARF, J. (1981): Minerale der Kohlenflöze aus der Umgebung von Kladno (Mittelböhmen, ČSSR). Aufschluß, 32, H. 12, 469-481.
- TUČEK, K. (1958): Nová naleziště železitých křemenu a přehled jejich výskytu v Barrandienu. Čas. Ná. Mus., Praha, 127, 183-190.
- TUČEK, K., KOUŘIMSKÝ, J. (1953): The occurrence of Curtisite in Czechoslovakia and its identity with Idrialin. Rozpr. ČSAV, Praha, řada MPV, 63, H. 3, 1-14.
- VEJNAR, Z. (1968) The genesis of pegmatites and its relationship to the metamorphic and magmatic development of the West-Bohemian crystalline complexes. Rozpr. ČSAV, Praha, 78, 1-70.

XENOLITHE AUS UNTERER KRUSTE UND OBEREM MANTEL AUS DER
TRANSDANUBISCHEN VULKANISCHEN REGION, WEST-UNGARN

von

H. G. Scharbert *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 15. Dezember 1986

Die Transdanubische Vulkanische Region, früher "Steirischer Vulkanbogen" genannt, war Schauplatz einer intensiven vulkanischen Tätigkeit im Bereich SE-Österreich, W-Ungarn und N-Jugoslawien. Es werden hier Untersuchungen an Xenolithen der Unteren Kruste und des Oberen Mantels vorgelegt (EMBEY-ISZTIN et al., im Druck).

Die Laven lassen sich nach Raum und Zeit in zwei Kategorien gliedern: 1. Miozäne Trachyte, Trachyandesite und Quarztrachyte und 2. Pliozäne Alkalibasalte, Basanite, Nephelinite, Olivinbasalte und Olivintholeiite.

Das Pannonische Becken ist ein junges Becken, von Alpen, Karpathen und Dinariden umrahmt mit typischen geotektonischen-geophysikalischen Anzeichen einer kontinentalen Riftzone. Als Beispiel dafür mögen gelten: Dehnungstektonik mit Absinkungsbeträge bis zu 6 km; hoher Wärmefluß; dünne Kruste mit durchschnittlich 27 km Mächtigkeit; keine scharf akzentuierte Moho unter dem Bákony Wald (Central Range); dünne Lithosphäre mit der Low Velocity Zone (Retardierung der Erdbeben S-Wellen) bei etwa 53 km Tiefe; Eruption von Mantelxenolithen in Alkalibasalten und Tuffen.

Betrachtet man allerdings die geophysikalischen Fakten, so ergeben sich einige Widersprüche:

1. Das Verschwinden der Moho unter dem Bákony ist mit Krustenverdickung verbunden. In Grabenzonen ist gerade die Krustenverdünnung der Fall.
2. Im Bákony ist eine positive Bouguer Anomalie entdeckt worden, in den Beckengebieten eine negative. Dies ist das Umgekehrte des Normalfalles.
3. Der niedrigste Wärmefluß ist in der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kisalföld, Transdanubien). Das Maximum wurde bei Kesztehly (Central Range) beobachtet. An der Moho ist das thermische Hoch entlang der NE-SW streichenden Riftachse unterhalb der Central Range konzentriert.

Alle diese Überlegungen sind von Wichtigkeit für die Petrogenese der Laven und der darin enthaltenen Xenolithe.

Die Tiefenxenolithe kommen in der Transdanubischen Vulkanischen Region an folgenden wesentlichen Stellen vor: Österreich: Kapfenstein, Stradner Kogel, Klöch, Pertlstein in der Steiermark, sowie Kukmirn, Tobaj im Burgenland.

*) Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Heinz G. Scharbert
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Ungarn: Gérce (G), Bondoróhegy (Bo) Szentbékalla (Szt) und Szigliget (Szg). Es werden hier nur die ungarischen besprochen. In Zentralungarn wurden auch Tiefenxenolithe aus mesozoischen Laven erbohrt.

Die Xenolithe sitzen in G, Szt und Szg nur in Tuffen, während sie in Bo auch in festen alkalibasaltischen Laven gefunden wurden.

Wir unterscheiden petrographisch tiefkrustale granulitfazielle Xenolithe mit und ohne Granat und auch klinopyroxenreiche Kumulatxenolithe, die unter Hochdruck- und Hochtemperaturbedingungen aus Laven ausgeschieden wurden, sozusagen zu den Laven gehören. Ferner gibt es ultramafische Xenolithe aus dem Oberen Mantel, die Harzburgite oder Lherzolithe sind und stets eine Spinellführung aufweisen.

Die Xenolithe der tiefen Kruste (EMBEY-ISZTIN et. al., im Druck): Die untere Kruste wird als aus basaltischem, in Granulitfazies vorliegendem Material gedacht. Die Repräsentanten davon sind Xenolithe in den Tuffen von Szt, Szg und den Basalten von Bo. Es gibt granat-freie und granatführende Granulite; letztere finden sich nur unterhalb von Szg. Die Mineralogische Zusammensetzung besteht aus Plagioklas (Andesin-Labrador), Al_2O_3 -reichem Klinopyroxen, wenig Orthopyroxen, Amphibol, Erze, etwas Skapolith. In zusammengesetzten Xenolithen wurden Planarkontakte zwischen plagioklasreichen und klinopyroxenreichen Partien entdeckt, d.h. mineralogische Lagerung aus einem mutmaßlich gabbroiden Protolithen. Der Chemismus dieser Xenolithe ist generell olivin-tholeitisch.

Die grantfreien Xenolithe weisen auf Temperaturen über $900^{\circ}C$ hin bei Maximaldrucken von 6,5 kb. Die granatführenden unterhalb Szigliget kommen aus tieferen Zonen mit Temperaturen um $1200^{\circ}C$ und Drucken um 10 kb.

Die klinopyroxenreichen Kumulatxenolithe, die mit den Laven genetisch zusammenhängen haben Kinopyroxen mit bis zu 13 Gew.-% Al_2O_3 und weisen auf hohe Temperaturen und hohen Druck hin. Manche dieser Hochdruck- und Hochtemperaturklinopyroxene finden sich als Relikte in granatführenden granulitfaziellen Xenolithen.

Tab. 1: Chemische Zusammensetzung eines Harzburgits und eines Lherzoliths. Transdanubische Vulkanische Region (W-Ungarn). FeO als Gesamt-Eisen. Bo-Bondoröhegy, Szg-Szigliget.

	Bo-1022 Harzburgit	Szg-1001 Lherzolith
SiO ₂	43,97	44,67
TiO ₂	0,02	0,14
Al ₂ O ₃	1,31	3,67
Cr ₂ O ₃	-	-
Fe ₂ O ₃	1,86	2,38
FeO	5,87	5,64
MnO	0,12	0,13
MgO	45,43	38,67
CaO	0,63	2,97
Na ₂ O	0,01	0,25
K ₂ O	-	0,01
P ₂ O	0,01	0,02
H ₂ O	0,65	0,93
Total	99,88	99,48

Spurenelemente in ppm:

Zr	8	16
Y	1	5
Sr	3	16
Ba	< 1	< 1
Rb	< 1	3
Zn	40	44
V	24	91
Nd	27	27
Ni	2395	1845
Cr	2451	2731
Co	108	91

Die ultramafischen Xenolithe des Oberen Mantels sind der Stoff einer derzeit in Ausarbeitung befindlichen Arbeit. Die Tabelle 1 bringt die chemische Zusammensetzung zweier Extreme: Bo-1022 als Harzburgit und Szt-1001 als Lherzolith. Es werden auch die entsprechenden Modalbestände (Tabelle 2) und die Zusammensetzungen der Minerale (Tabelle 3) angeführt.

Aus Tabelle 1 bemerkt man gravierende Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung des Harzburgits (Bo-1022) und des Lherzoliths (Szg-1001). Betrachtet man im vorliegenden Falle nur die Hauptelemente, so wird klar, daß der Harzburgit mehr "restitisch" erscheint als der Lherzolithe, d.h. der Harzburgit hat das basaltische Komponente abgegeben und ist gegenüber dem Lherzolith durch höheres Mg und Ni ausgezeichnet, während der weniger ausgeschmolzene Lherzolith höhere Ti, Al, Ca und Alkalien besitzt und dementsprechend weniger MgO. Der Lherzolith ist nahe dem Pyrolithmodell nach RINGWOOD (1975).

Tab. 2: Modalzusammensetzung eines Harzburgits (Bo-1022) und eines Lherzoliths (Szg-1001). Transdanubische Vulkanische Region.

	Bo-1022	Szg-1001
Olivin	72,1	60,0
Orthopyroxen	26,2	23,6
Klinopyroxen	0,9	14,5
Spinell	0,7	3,0

Tab. 3: Chemische Zusammensetzung der Minerale von Bo-1022 (Harzburgit) und Szg-1001 (Lherzolith). Transdanubische Vulkanische Region.

	Olivine		Opx		Cpx		Spinelle	
	Bo-1022	Szg-1001	Bo-1022	Szg-1001	Bo-1022	Szg-1001	Bo-1022	Szg-1001
SiO ₂	40,51	40,68	55,54	55,32	53,58	50,63	0,10	0,01
TiO ₂	-	-	-	0,09	-	0,54	0,07	0,16
Al ₂ O ₃	-	0,06	2,44	4,58	3,23	7,36	26,40	56,35
Cr ₂ O ₃	-	-	0,86	0,38	1,44	0,81	42,58	10,47
FeO	8,55	9,66	5,31	6,38	2,61	3,03	14,42	10,74
MnO	0,16	0,13	0,14	0,13	0,07	0,12	0,20	0,12
NiO	0,38	0,32	-	-	-	-	0,22	0,37
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	0,08
MgO	50,01	48,85	33,26	31,98	17,85	15,68	16,68	21,62
CaO	0,10	0,06	1,18	0,81	20,60	19,77	-	-
Na ₂ O	-	-	0,04	0,09	0,76	1,42	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	0,01	-	-	-
Summe	99,71	99,76	98,77	99,76	100,15	99,36	100,67	99,93

In Tabelle 3, wo die chemische Zusammensetzung der beteiligten Minerale zusammengefaßt ist, werden auch gewisse Zusammenhänge klar. Der Olivin des Harzburgits ist reicher an MgO und NiO, der Spinell reicher an Cr₂O₃ als die Minerale des Lherzoliths. Daraufhin ist ein Phänomen zu diskutieren, welches in vielen Xenolithen gefunden wurde (Tabelle 2): Die Spinelle des Harzburgits (Bo-1022), obwohl geringer im Auftreten sind reicher an Cr₂O₃ im Gegensatz zu jenen des Lherzoliths (Szg-1001): geringer an Cr₂O₃, jedoch höher im Modalbestand. Ansonsten sieht man, daß im ausgeschmolzenen Harzburgit die Gehalte an Olivin und Orthopyroxen vorherrschen, während im Lherzolith ein wesentlicher Bestandteil an Clinopyroxen festzustellen ist. Sowohl Orthopyroxen als auch Klinopyroxen sind im Harzburgit reicher an Cr₂O₃ und ärmer an TiO₂ als im Lherzolith.

Die Abschätzungen der geothermobarometrischen Daten belaufen sich für die ultramafischen Xenolithe auf 1000–1200°C und Drucke zwischen 12 und 18 kb.

Es ist darauf hingewiesen worden, daß in der Transdanubischen Vulkanischen Region in Westungarn zwei Arten von Xenolithen festgestellt wurden: Solche aus der unteren Kruste, als granulitfaziell ausgewiesen oder als Kumulate aus Hochdruck- und Hochtemperaturumgebung und solche aus dem oberen Erdmantel als (ausgeschmolzene) Harzburgite und (primitivere) Lherzolithe.

Literatur

- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H.: Basic granulite, wehrlite and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region, their relationship to upper mantle - lower crust lithologies, heat-flow and epirogeny. - J. Petr. (im Druck).
- RINGWOOD, A. E.: Composition and Petrology of the Upper Earth's Mantle. - Mac Graw Hill, New York, 1975.

MINERALIENSAMMELN – HOBBY,
PROFIT ODER DOKUMENTATION?

von

G. Niedermayr *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 23. März 1987.

Unter obigem Titel hat der Verfasser vor einiger Zeit einen Vortrag im Rahmen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft gehalten und dabei auf die Situation des Mineraliensammelns in Österreich hingewiesen. In der Zwischenzeit ist dieser Vortrag in der Mineraliensammlerzeitschrift "Lapis" abgedruckt worden (NIEDERMAYR 1987a) und sind zu ähnlichen Themen weitere Artikel erschienen (NIEDERMAYR 1987b, c, 1988a, b). In Diskussionen und Gesprächsrunden konnten aber auch die anstehenden Probleme sowohl mit den Sammlern als auch mit Fachkollegen erörtert werden. Darüber soll im Folgenden berichtet werden.

Betrachten wir die historische Entwicklung des Mineraliensammelns, so müssen wir hier zunächst eine Wandlung vom rein praxisbezogenen sammeln mineralogischer Objekte für die Herstellung von Geräten und Schmuck in früheren Zeiten zum Sammeln als Freizeitbeschäftigung, zum Sammeln aus Freude am schönen und bisweilen auch geheimnisvollen Naturobjekt, in der Gegenwart feststellen. In Ansätzen bereits bei Griechen und Römern nachzuvollziehen war es insbesondere im Sog der Aufklärung das Streben der Menschen nach Vervollkommnung des Wissens über die Entstehung der Mineralien und Gesteine, über die Entstehung unseres Planeten und unseres Universums, das das Sammeln für wissenschaftliche Zielsetzungen forcierte. Viele unserer heutigen großen naturkundlichen Museen gehen auf jene, bereits nach wissenschaftlichen Grundsätzen dem jeweiligen Zeitgeist entsprechend geordnete Sammlungen des 18. Jahrhunderts zurück. Sammeln, Forschen, Bewahren und Vermitteln sind die Grundpfeiler unserer Museen. Ohne die kontinuierlich angelegten, bereits mehr als 200 Jahre bestehenden musealen Sammlungen hätte sich auch die Mineralogie nicht so vielfältig entwickeln können, wie sie sich uns heute darbietet. Halten wir uns vor Augen, daß in den Anfängen der universitären mineralogischen Forschung die Sammlungen der großen Museen wichtige Zentren der Wissensvermittlung waren. So hat etwa MOHS, 1826 von Freiberg an die Universität Wien berufen, am damaligen k.k. Naturalien Cabinet seine Vorlesungen abgehalten – vor einer illustren Hörerschaft, die sich in nicht unerheblichem Maße aus der vornehmen Wiener Gesellschaft rekrutierte. Die Beschäftigung mit der Mineralogie, der Besitz einer Mineraliensammlung war zur damaligen Zeit "in Mode". Wien war im 19. Jahrhundert eine Hochburg des Mineralienhandels. Die reichen Lagerstätten der Monarchie boten kontinuierlichen Nachschub an schönen und interessanten Mineralstufen und auch so manche Rarität wurde angeboten. Dementsprechend florierte das Geschäft mit den mineralischen Schätzen. STÜTZ, einer der ersten Direktoren des k.k. Naturalien Cabinets,

*) Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerhard Niedermayr

Naturhistorisches Museum Wien, Mineralogisch-Petrographische Abteilung
Burgring 7, A-1014 Wien

charakterisiert dies treffend wenn er in seinem "Mineralogischen Taschenbuch" schreibt:

"Nur ist es Schade, daß die Begierde sich zu bereichern, die allenthalben so um sich gegriffen hat, auch hier die Mineralien so erhöht, daß nur sehr Wohlhabende daran denken können, sich davon eine Sammlung anzuschaffen. Da aber eben die wohlhabende Menschenklasse nicht immer auch die ist, welche für Wissenschaften was wesentliches thut, so wird die Folge dieses Mineralien-Wuchers am Ende die seyn, daß die Händler wenig oder keine Abnahme finden werden, und daß die Liebhaberey in dieser Wissenschaft, die zu manchem ernsthaften Schritte, zu mancher wahren Kenntniß führte, unter die seltenen Erscheinungen wird gezählet werd" (STÜTZ 1807).

Über die Notwendigkeit mineralogische Kenntnisse einer breiten Öffentlichkeit zu vermitteln schreibt HAIDINGER (1843):

"So dürfen wir nach und nach große Vermehrung des Vorraths erwarten, was die Zentral-Sammlung der k.k. Montanistischen Hofkammer in Stand setzen wird, die verschiedenen öffentlichen Sammlungen der Monarchie reichlich zu betheilen, und vorzüglich ihrerseits stets das Neueste an das k.k. Hof-Naturalien-Kabinet zu übertragen; auch überhaupt durch Tausch sich wieder dasjenige von instruktiven ältern oder ausländischen Vorkommen zu verschaffen, was ihr in den terminologischen und systematischen Sammlungen fehlt. Nur durch Mitteilung wird Kenntniß allgemein, also der Zweck von Anstalten, wie diese ist, vollständig erfüllt" (l.c. S. 144).

Diese Textpassage ist in mehrfacher Hinsicht äußerst bemerkenswert. Zu allen Zeiten war jedenfalls die Dokumentation von Mineralfunden eine sehr wesentliche Grundlage der mineralogischen Forschung und sollte es bis zu einem gewissen Grade auch heute noch sein. Wie wenig diesem Umstand gerade in der Gegenwart in Österreich Rechnung getragen wird, erkennen wir aber bereits an der Tatsache, daß lediglich zwei Landesmuseen (das Landesmuseum Joanneum und das Naturhistorische Museum Wien) fachspezifisch ausgebildete Kuratoren zur Betreuung ihrer mineralogischen Sammlungen zur Verfügung haben. Ist es unter diesen Gesichtspunkten ein Wunder, daß es um die Mineraldokumentation in Österreich so schlecht bestellt ist und das Verständnis für Mineralien aber auch für die fachspezifische mineralogische ebenso wie auch für die gesamte erdwissenschaftliche Forschung in unserem Land bei der Allgemeinheit weitgehend fehlt? Nicht von ungefähr ist die Steiermark das mineralogisch und geologisch am besten bearbeitete und dokumentierte Bundesland und wurden hier mit Erarbeitung von Naturraumpotentialkarten auch in Bezug auf die heute so wichtigen Umweltprobleme richtungsweisende Maßstäbe in Österreich gesetzt.

Dazu kommt, daß in unserem heutigen Schulsystem der mineralogischen und geologischen Ausbildung der heranwachsenden Jugend nicht jener Stellenwert eingeräumt wird, der diesen Fachgebieten aufgrund ihrer Bedeutung für die Entwicklung unserer Zivilisation eigentlich zukommen müßte. Mineralien sind die Grundbausteine unserer industriell wichtigen Bodenschätze und die Erfassung grundlegender geologischer Prinzipien hat den Menschen erst in die Lage versetzt, diese wichtigen Naturprodukte in dem Maße aufzusuchen und sich nutzbar zu machen, wie dies für die Entwicklung der Menschheit unbedingt notwendig war. Und schließlich ist die anorganische Materie, sind Mineralien und Gesteine, das Substrat auf dem alles Leben existiert und auch wir Menschen unser Dasein fristen. Es wäre sehr an der Zeit, dies in Hinkunft mehr als bisher zu bedenken.

Haben in früheren Zeiten Autodidakten die Wissensvermehrung auf mineralogischem Gebiet vorangetrieben – denken wir an den Stadt- und Werkarzt von Joachimsthal und späteren Bürgermeister von Chemnitz, G. AGRICOLA, an Freiherrn v. WULFEN, an Baron v. ZOIS, an A. STÜTZ, um nur einige zu nennen, und waren es Bergleute und private Mineraliensammler, die mineralogische Objekte zum Teil schon in dieser frühen Zeit nach in gewissem Sinne wissenschaftlichen Gesichtspunkten ordneten, so nimmt heute die universitäre Forschung die elitäre Wissensvermittlung für sich alleine in Anspruch. Die Kluft zwischen Fachwissenschaftlern und privat agierenden Hobbymineralogen ist beinahe unüberbrückbar geworden. Es ist leider eine traurige Tatsache, daß so mancher Fachwissenschaftler heute nicht bereit ist, die Erkenntnisse seiner Forschungstätigkeit jenen einfachen Sammlern entsprechend mitzuteilen, die u.a. seine Untersuchungen durch ihre Steuerabgaben mitfinanzieren. Der Grund dafür kann aber wohl nicht darin liegen, daß Wissenschaft einer breiten Masse nicht allgemein verständlich vermittelt werden kann – viele auf anderen Wissensgebieten agierende populärwissenschaftlich ausgerichtete Zeitschriften beweisen das Gegenteil.

Einer der Gründe mag aber sehr wohl in dem Umstand zu suchen sein, daß sich mineralogische Forschung bisweilen auch mit Fundstellen auseinandersetzen muß. Die Nennung von konkreten Fundstellen zieht aber unweigerlich einen Ansturm von Sammlern auf die solcherart mitgeteilten Fundplätze nach sich. Das ist ja auch einer der Gründe, warum so mancher Sammler ebenso seine Fundstellen vor seinen eigenen Sammlerkollegen geheim hält. Wie beim Jäger ist auch das Wesen des Sammlers das "Beute machen wollen". Auch der Sammler beobachtet genau die Natur, stellt den verborgenen Mineralschätzen nach und versucht, diese der Erde zu entreißen. Dabei ist er leider manchmal in der Wahl seiner Mittel nicht wählerisch. Dies ist das Problem, mit dem wir uns heute auseinandersetzen müssen.

Die Bergung von an der Erdoberfläche freiliegenden oder durch natürliche und künstliche Aufschließungen freigelegten naturkundlichen Objekten durch Sammler ist eine Tätigkeit, die in gewissem Sinne dem Naturschutz gleichzusetzen ist. Was nicht vom Menschen geborgen und in der gesicherten Einflusssphäre privater und öffentlicher musealer Sammlungen aufbewahrt wird ist unweigerlich der Zerstörung durch die Natur preisgegeben. Es versteht sich von selbst, daß solche mineralische Objekte nicht selten auch eine eminent wichtige wissenschaftliche Bedeutung besitzen können. In jedem Fall aber stellt jeder noch so unbedeutende Mineralfund einen Baustein im Erkennen des großen Ganzen dar. In diesem Sinne kommt der mineraltopographischen Forschung und Dokumentation, die sich in einem sehr bedeutenden Ausmaß auf die Beobachtungen und Mitteilungen der Mineraliensammler stützen muß, eine sehr wichtige Funktion zu; auf den Einzelfall bezogen vielleicht nicht heute, vielleicht nicht morgen aber sicher in ferner Zukunft.

So betrachtet sind Mineralien Naturschätze, deren wissenschaftliche Untersuchung uns wichtige Aufschlüsse über die Entstehung unseres Planeten geliefert hat und auch heute noch liefert. Leider sind Mineralien in den Augen vieler Sammler nicht selten auch Schätze im wahrsten Sinne des Wortes. Davon können wir uns bei vielen Börsenveranstaltungen und in den Auslagen unserer Mineraliengeschäfte überzeugen. Wir erinnern uns hier, daß STÜTZ dies schon sehr kritisch vermerkt hat (s.o.) und auch der bekannte Naturforscher Balthasar v. HACQUET widmete diesem Umstand einige Zeilen, als er nach dem Besuch einer Eisengrube im Gailtail schrieb:

"Hier fand ich einen großen Unterschied von dem Preise der Stoffen gegen andere Eisengruben des Landes, da man sie hier umsonst hatte, und die

Stoffenhändler, welche auch manchmal im schwarzen Rocke stecken, noch nicht bis hier gedungen hatten. Gewiß eine große Verderbniß für die Ausbreitung der Naturhistorie, wenn sowohl Gelehrte, wie Ungelehrte einen ordentlichen Kram daraus machen, und wenn die Leute sogar den Altar verlassen, um sich auf eine nicht jederzeit löbliche Art, mit Handel und Wandel der Stoffen zu bereichern suchen." (HACQUET 1784)

Waren in dieser Passage möglicherweise u.a. Freiher v. WULFEN und A. STÜTZ und deren Sammeltätigkeit gemeint, so wird hier auch aufgezeigt, daß das Mineraliensammeln in früheren Zeiten ebenso mit Profit eng verbunden war. Daran hat sich bis heute nichts geändert. Dies soll hier aber nicht als Abwertung des Mineralienhandels generell betrachtet werden. Der Handel erfüllt bis zu einem gewissen Grad eine wichtige Zubringerfunktion für alle jene Dinge, die wir nicht selbst beschaffen können, trotzdem aber als sammlungswürdig und erstrebenswert in Sammlungen zusammentragen. Das gilt nicht nur für Kunstgegenstände im allgemeinen, sondern eben auch für Naturprodukte. Problematisch wird es allerdings dann, wenn Sammeln nur des Profites wegen betrieben wird, wie wir dies im alpinen Bereich besonders gut beobachten können. Wobei gerade hier noch dazukommt, daß besonders mineralreiche Gebiete heute als Landschaftsschutzgebiete bzw. als Nationalpark deklariert sind. Hier wäre das gewinnorientierte Sammeln prinzipiell zu unterbinden; Sammeln als Freizeitbeschäftigung dagegen zu investieren. Allerdings sind die Übergänge zwischen gewinnorientiertem Sammeln einerseits und dem Sammeln als reine Freizeitbeschäftigung andererseits fließend. Hören wir nicht immer das Argument, durch Verkauf des gesammelten Gutes soll zumindest ein Teil der für das Sammeln unbedingt notwendigen Ausgaben wieder hereingebracht, der Sammelurlaub solcherart finanziert werden? Es stört viele Sammler dabei nicht, daß diese Art des Mineraliensammelns eigentlich nichts mit einer Freizeitbeschäftigung mehr zu tun hat – oder betreibt etwa der Freizeitsportler seinen Sport nur dann, wenn er etwas dafür bezahlt bekommt?

Der Mineraliensammler übt seine Tätigkeit im Gelände, in Wald und Flur aus. So müssen wir uns auch damit auseinandersetzen, wie er sich dabei in der Natur verhält. Die Probleme, denen sich Mineraliensammler heute in manchen Teilen Österreichs gegenübersehen, legen den Verdacht nahe, daß es gerade die Art und Weise des Sammelns ist, die diese Freizeitbeschäftigung in den Augen vieler unserer Mitmenschen in Mißkredit gebracht hat. Profitgier, Flurschädigung und Besitzstörung sind Schlagworte, die die anstehenden Probleme bereits charakterisieren. Obwohl es sich hier um sehr schwerwiegende Vorwürfe an die Adresse der Mineraliensammler handelt, scheint es müßig, darüber zu diskutieren. Im Grunde genommen ist es selbstverständlich, daß man den Grundeigentümer um Einverständnis zu einer Grabung auf dem ihm gehörenden Grund und Boden ersucht und darüber hinaus Eingriffe in den Naturhaushalt so durchführt, daß keine schwerwiegenden Schäden und Störungen des Landschaftsbildes daraus resultieren. Es scheint auch nicht notwendig, daß ein einziger Sammler den Mineralinhalt einer Fundstelle zur Gänze in seinen Besitz bringt, nichts mehr davon seinen ebenfalls sammelnden Mitmenschen übrig läßt oder – und dies soll schon vorgekommen sein – zur Absicherung seines Fundes, seines "Alleinbesitzes", die Fundstelle nach ihrer Ausbeutung vollständig zerstört, nicht sammelwürdiges Gut vergräbt, in den Bach wirft oder ähnliche "Vernebelungstaktiken" praktiziert. Ethisches Verhalten bei der Ausübung einer naturverbundenen Freizeitbeschäftigung sollte auch für Mineraliensammler gelten.

Mineralische Objekte sind Schätze der Natur, sie ohne Beeinträchtigung der Natur zu sammeln und für spätere Generationen zu konservieren sollte sowohl privaten Sammlern als auch Museumskuratoren Verpflichtung sein. Das gesam-

melte Gut aufzubewahren und seine wissenschaftliche Bearbeitung zu gewährleisten ist Aufgabe unserer Museen im privaten und öffentlichen Bereich. Neue mineralogische Erkenntnisse einer breiten Öffentlichkeit zu vermitteln und damit auch das Verständnis für die oft sehr komplexen Zusammenhänge der anorganischen Materie mehr zu fördern als bisher, sollte ein besonderes Anliegen unserer wissenschaftlichen Institutionen im inner- und außeruniversitären Bereich sein. Nur so werden die Mineralien jenen Stellenwert bei der Allgemeinheit einnehmen können, der ihnen aufgrund ihrer eminenten Bedeutung für die Entwicklung unserer Zivilisation eigentlich als Selbstverständlichkeit zukommen sollte. Das Sammeln dieser bizarren und oft geheimnisvollen Gebilde aus dem Mineralreich ist aber der erste Schritt des Laien zu einem besseren, intensiveren Naturverständnis.

Literatur

- HACQUET, B.v. (1784): Mineralogisch-botanische Lustreise, von dem Berg Terglou in Krain, zu dem Berg Glokner in Tyrol, im Jahr 1779 und 81. 2. Aufl., Wien: J.P. Kraus, 149 S.
- HAIDINGER, W. (1843): Bericht über die Mineralien-Sammlung der k.k.Hofkammer im Münz- und Bergwesen. - Wien: C. Gerold, 156 S. 2. Taf.
- NIEDERMAYR, G. (1987a): Mineraliensammeln am Scheideweg - Hobby, Profit oder Dokumentation für die Nachwelt? - Lapis 12, 4, 20-24.
- NIEDERMAYR, G. (1987b): Zur Situation des Mineraliensammelns in Österreich. In: Festschrift 10 Jahre Mineraliensammlervereinigung Wienerwald, Mödling, 56 S. + XX (35-40).
- NIEDERMAYR, G. (1987c): Mineraliensammeln und Naturschutz, Teil 1. - Austria Nachrichten, Folge 5, November/Dezember, 10-11.
- NIEDERMAYR, G. (1988a): Mineraliensammeln und Naturschutz, Teil 2. - Austria Nachrichten, Folge 1, Jänner/Februar, 5-6 und 12.
- NIEDERMAYR, G. (1988b): Ist Mineraliensammeln angewandter Naturschutz? - Lapis 13, 2, 4-5.
- STÜTZ, A. (1807): Mineralogisches Taschenbuch, enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. - Wien und Triest: Geistinger, 394 S.

DIE ENTWICKLUNG DER SÜDKALABRISCHEN KRUSTE:
EINE INTERPRETATION VON GEOLOGISCHEN, PETROLOGISCHEN
UND ISOTOPENGEOCHEMISCHEN DATEN

von

V. Schenk *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
gemeinsam mit dem Institut für Petrologie der Universität Wien
am 4. Mai 1987.

In der Serre des südlichen kalabrischen Massivs sind Gesteine aus allen Niveaus einer kontinentalen Kruste aufgeschlossen. Die verschiedenen Krustenniveaus folgen dabei, von Norden nach Süden, lagig aufeinander (Abb. 1): zu-unterst befindet sich eine granulitfazielle Unterkruste, von mindestens 7 km Mächtigkeit, bestehend aus einer überwiegend basischen Granulit-Pyriklasit-Einheit und einer überlagernden Metapelit-Einheit; darauf folgen varistische Granitoide, welche diskordant in amphibolitfazielle Oberkrustengneise und paläozoische Phyllite (Devon ist durch Fossilien belegt) intrudiert sind; diskordant auf dem Paläozoikum lagert ein karbonatisches Mesozoikum und darauf tertiäre und quartäre Sedimente.

*) Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Volker Schenk
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität
Olshausenstraße 40, D-2300 Kiel

Rock type	Schist	Metabasite	Granulite	Paragneisses	Dioritic gneiss	Tonalite	Granite	Gneiss	Devon siltst.
Model age Sm-Nd			$T_{CHUR} 1080$	$T_{CHUR} 1060$			$T_{CHUR} 900$		
Whole Rock, Rb-Sr			450 ± 20						
Upper intercept		550 (730)	2300	2000	295	295	< 315		2500
Zircon lower intercept		295 (310)	312 ± 10	292 ± 4	0		0		550
Monazite, U-Pb			290-295	290-295					
Hornblende, K-Ar		180		250					
Garnet, Sm-Nd			215						
Muscovite, Rb-Sr	270			200					
Plg-Kf, Rb-Sr			145	175					
Biotite, Rb-Sr	43		110	135	85	135	230 - 295*		
Apatite, Fission-Tr	15		13	15		18			

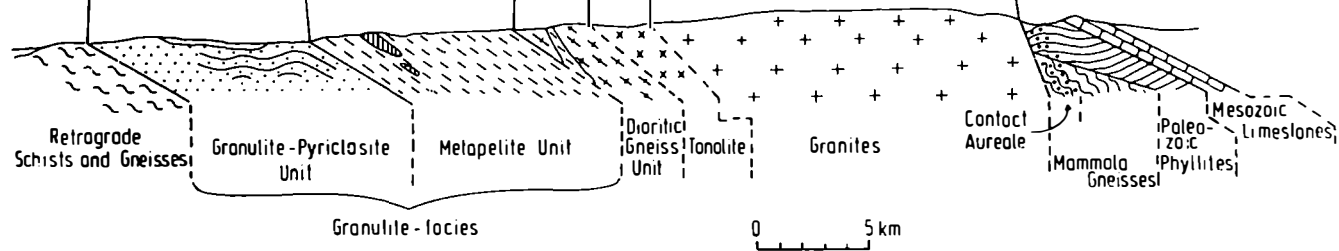


Abb. 1:

Geologisches Profil durch die gekippte Kruste der Serie mit den wichtigsten isotopischen Altersdaten, die für die Rekonstruktion der Entstehung, der thermischen Entwicklung, der Differentiation und der Heraushebung und Kippung der süditalienischen Kruste verwendet wurden.

* Biotit-Modellalter der Granitoide, aus Borsi et al. (1976).

Die U-Pb Zirkonalter der Metabasite wurden sowohl mit einem Metamorphosealter von 295 m.y. (unterer Diskordia-Schnittpunkt wurde festgelegt) gerechnet als auch durch eine Regression durch die Zirkonanalysenpunkte der Pyroxenit-Probe 145 (in Klammern) ermittelt.

Petrologische Daten und radiometrische Alter der Unterkrustengesteine erlauben die Rekonstruktion von zwei wichtigen tektonischen Ereignissen, die die Unterkruste herausgehoben und die gesamte Kruste gekippt haben: Die erste Anhebung erfolgte varistisch, die Heraushebung und Kippung apenninisch. Beide tektonische Akte, die in der Unterkruste zu erkennen sind, spiegeln sich auch in den oberflächennahen Sedimenten, in Erosion und Steilstellung, wider. Daher kann auf eine gemeinsame Entwicklung und auf eine geologische Zusammengehörigkeit von Unter- und Oberkruste geschlossen werden.

Unter dieser Voraussetzung scheint es erlaubt, das an der Oberfläche aufgeschlossene Profil durch die Kruste in eine vertikale Abfolge von lithologischen Einheiten zurückzukippen, um somit ein wahrscheinliches lithologisches Profil durch die südkalabrische Kruste zu erhalten (Abb. 2).

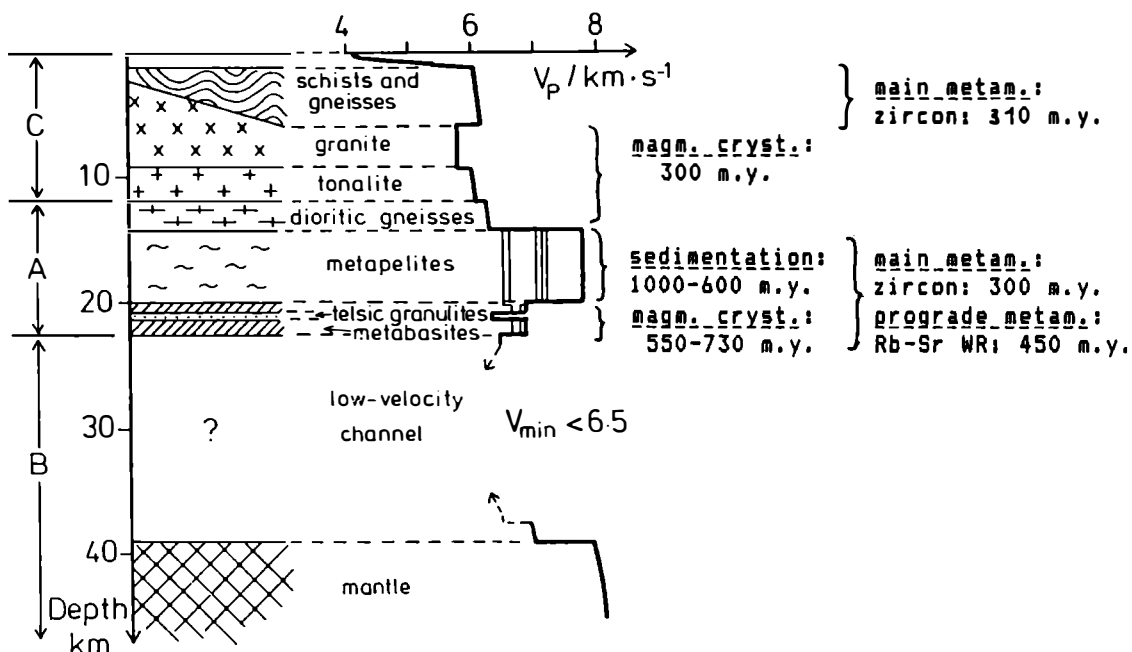


Abb. 2:

Hypothetisches lithologisches und seismisches Profil durch die südkalabrische Kruste. Modifiziert nach Kern & Schenk, 1985. Zeitliches Entwicklungsmodell zur Entstehung, Metamorphose und Differentiation (Bildung der Granitoide) der Kruste entsprechend den Altersdaten in Abb. 1.. Der Niedergeschwindigkeitskanal unterhalb der ehemaligen Unterkruste wurde vermutlich varistisch (300 m.y.) angelegt und apenninisch (25-10 m.y.) überprägt.

Anhand der in einer Triachialpresse unter erhöhten Drucken und Temperaturen gemessenen Geschwindigkeiten seismischer Wellen in den kalabrischen Unterkrustengesteinen und von Wellengeschwindigkeitsdaten aus der Literatur für die Gesteinstypen der Oberkruste läßt sich ein hypothetisches Geschwindigkeit-Tiefenprofil für die Kruste Südkalabriens entwerfen (Abb. 2). Eine Überprüfung dieses Modells durch seismische Untersuchungen zur Krustenstruktur von Südkalabrien liegt leider noch nicht vor. Wenn diese, wie zu vermuten ist, ähnlich der nordkalabrischen Kruste ist, könnte die seismisch nachgewiesene Hochgeschwindigkeitslage in etwa 20 km Tiefe möglicherweise mit den Granat-reichen Metapeliten der ehemaligen Unterkruste zu korrelieren sein, während die unterlagernden granulitfaziellen Metabasite wieder etwas niedrigere Geschwindigkeiten aufweisen.

Über das Alter der Krustenbildung können Aussagen sowohl aus den Metasedimenten als auch aus den Meta-Magmatiten der Kruste gewonnen werden. Die mittlere Krustenverweilzeit des metamorphen Sedimentmaterials in der granulitfaziellen Unterkruste beträgt nach den Sm-Nd-Modellaltern eines hellen Granulits und eines Al_2O_3 -reichen Paragneises 1080 bzw. 1060 m.y. (Tchur; vgl. Abb. 1). Das im Vergleich damit etwas jüngere Rb-Sr-Modellalter der Metapelite von etwa 950 m.y. wird auf eine Erhöhung des mittleren Rb/Sr-Verhältnisses des klastischen Sedimentmaterials durch Reaktion mit dem Meerwasser beim Vorgang der Sedimentation zurückgeführt. Bei Extrapolation des heutigen mittleren $^{87}Rb/^{86}Sr$ -Verhältnis der Metapelite auf die Sr-Entwicklungslinie des Meerwassers erhält man ein wahrscheinliches Sedimentationsalter der Unterkrusten-Metasedimente von 1000 bis 600 m.y..

U-Pb-Isotopenanalysen an Zirkonen der Unterkrusten-Metasedimente ergeben Diskordien, deren obere Konkordia-Schnittpunkte bei 2000 bis 2300 m.y. liegen (Abb. 3). Dies deutet darauf hin, daß auch sehr viel älteres Krustenmaterial in den Paragesteinen enthalten ist, und daß die Sm-Nd- und Rb-Sr-Modellalter somit nur Mischalter bzw. eine mittlere Krustenverweilzeit angeben.

Modellhaft für die Interpretation der Sm-Nd und Rb-Sr-Modellalter und der oberen Zirkon-Diskordien-Schnittpunkte von den Unterkrusten-Gesteinen könnten sich die Ergebnisse an den fast unmetamorphen devonischen Sedimenten der Oberkruste erweisen: U-Pb Analysen an detritischen Zirkonen aus einem devonischen (380 m.y.) Siltstein von Stilo, deuten darauf hin, daß die Zirkone sich im wesentlichen aus nur zwei Komponenten zusammensetzen, einer etwa 2500 m.y. und einer etwa 550 m.y. alten (Abb. 3). Eine wesentliche Beteiligung einer dritten Zirkonkomponente mit einem Alter von etwa 1000 m.y. kann dagegen ausgeschlossen werden. Zukünftige Sm-Nd Analysen von diesen devonischen Sedimenten müssen überprüfen, ob die Sm-Nd Modellalter Mischalter zwischen der alten (2500 m.y.) und der jungen (550 m.y.) Zirkonkomponente anzeigen. Ein solches Sm-Nd-Modellalter gäbe dann kein geologisch wichtiges Mantelextraktions- bzw. krustenbildendes Ereignis an, sondern nur ein Mischalter.

Den Verhältnissen im devonischen Siltstein entsprechend geben die oberen Schnittpunkte der Diskordien durch die Zirkone zweier Unterkrusten-Paragesteine und eines amphibolitfaziellen Oberkrusten-Gneises wahrscheinlich jeweils nur Mischalter zwischen (ebenfalls zwei?) verschieden alten Zirkonkomponenten wieder (Abb. 3). Die Lage der Zirkone aus diesen Parametamorphiten ließe sich jedenfalls zwanglos aus der gleichen Zirkonmischung (550-2500 m.y.) wie sie in dem devonischen Siltstein vorhanden ist durch einen Pb-Verlust zu varistischer Zeit (im Fall der Unterkruste) bzw. zu kaledonischer Zeit (für die Oberkruste) erklären (Abb. 3).

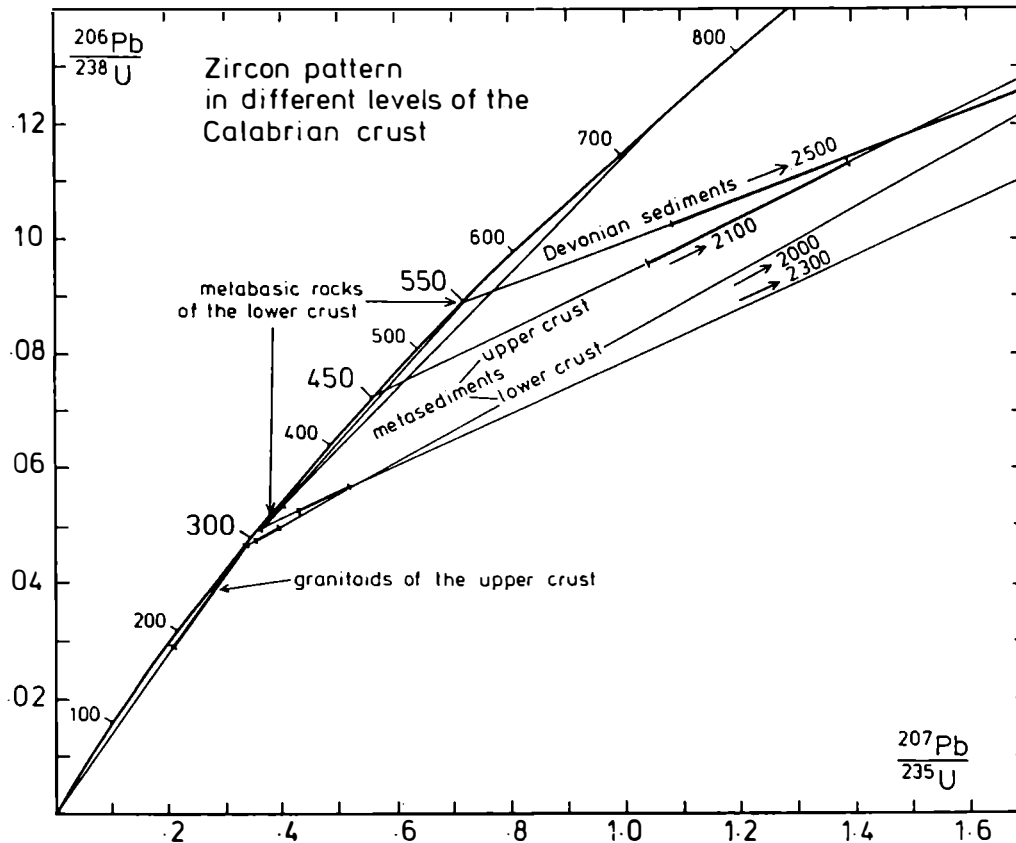


Abb. 3:

U-Pb Zirkon-Systematik in Paragesteinen, Graniten und Metabasiten aus verschiedenen Niveaus der südkalabrischen Kruste.

Der Streubereich der U-Pb Zirkonanalysen aus den einzelnen Gesteinen sind auf den jeweiligen Diskordien durch dicke Striche gekennzeichnet. Die detritischen Zirkone des devonischen Siltsteins bestehen überwiegend aus nur zwei verschieden alten Komponenten, einer 550 m.y. und einer 2500 m.y. alten. Die Zirkone der Paragesteine aus Oberkruste und Unterkruste lassen sich durch metamorphen Pb-Verlust zu kaledonischer (Oberkruste) bzw. varistischer (Unterkruste) Zeit aus einer Mischung von Zirkonpopulationen, wie sie im devonischen Siltstein vorhanden ist, ableiten. Die Bedeutung der 2500 m.y. alten Komponente nimmt dabei nach unten in der Kruste, in den höher metamorphen Gesteinen, zu. Die Zirkone der Granitoide lassen zum Teil einen rezenteren Pb-Verlust erkennen. Ihre $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Alter liegen zwischen 295 m.y. und 324 m.y.. Die Diskordia durch die Zirkone der Unterkrustenmetabasite schneidet quer durch die der Paragesteine. Der obere Diskordia-Schnittpunkt fällt zufällig (?) mit dem Alter der jüngeren Zirkonkomponente im devonischen Siltstein zusammen.

Geht man von der Hypothese aus, daß die am tiefsten unten in der Kruste befindlichen hellen Granulite stratigraphisch älter als die überlagernden Metapelite sind, daß diese älter als die Oberkrustengneise und letztere älter als die devonischen Sedimente sind, so kann man aus den Zirkonmustern der Gesteine, wie sie im Konkordia-Diagramm (Abb. 3) dargestellt sind, eine systematische Verjüngung der detritischen Zirkonmischungen im Laufe der Sedimentationsgeschichte ablesen: Der Schnittpunkt der Diskordia der drei metamorphen Gesteine mit der Diskordia durch die Zirkone des devonischen Siltsteins verschiebt sich zum Liegenden hin zu immer höheren Pb/U-Verhältnissen, d.h. zu höheren Durchschnittsaltern. Von dem Gesichtspunkt des Liefergebietes aus gesehen, kann es als eine Zunahme des jungen, assyntischen bzw. panafrikanischen Materials gegenüber dem archaischen Anteil im Laufe der Erosionsgeschichte verstanden werden.

Eine alternative Deutung der U-Pb-Zirkonmuster aus den verschiedenen Niveaus der kalabrischen Kruste wäre, daß die archaischen Zirkonkomponenten sich resistenter gegen den Pb-Verlust während der Metamorphose verhielten als die jüngere. Auch dies würde bei einer Mischung verschiedener detritischer Zirkone den oberen Diskordia-Schnittpunkt mit steigender Metamorphose systematisch zu höheren Altern hin verschieben.

Auch über die Bestimmung des magmatischen Kristallisationsalters der Unterkrusten-Metabasite wurden Auskünfte über das Bildungsalter der kalabrischen Unterkruste gewonnen:

U-Pb Zirkonanalysen von zwei Pyriklasiten der Granulit-Pyriklasit-Einheit ergeben einen oberen Diskordia-Schnittpunkt bei etwa 550 m.y. (Abb. 1 und 3). Kathodolumineszenz-Untersuchungen zum Zonarbau dieser Metabasit-Zirkone lassen – im Gegensatz zu den komplizierter zonierten, Korrosion und Überwachungen zeigenden, Zirkonen der Paragesteine – auf eine nur zweistufige Entwicklungsgeschichte (magmatische Kristallisation und Metamorphose) schließen. Daher wird das Alter, welches durch den oberen Diskordia-Schnittpunkt angezeigt wird, als deren magmatisches Kristallisationsalter interpretiert, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Sm-Nd-Analysen von sechs Hornblende-freien Pyriklasiten und Kumulat-Ultramafititen. Die T_{Nd} -Werte der Metabasite betragen vor 550 m.y. zwischen -3.4 und -2.5; somit scheinen die basischen Magmen aus einem an leichten seltenen Erden angereicherten Mantel zu stammen.

Sowohl die Rb-Sr-Datierung der Sedimentation der heutigen Unterkrusten-Paragesteine, als auch die U-Pb-Zirkon- und Sm-Nd-Datierungen der Unterkrusten-Metabasite ergeben somit übereinstimmend ein Bildungsalter des Unterkrustensegmentes im späten Ober-Proterozoikum oder im frühen Kambrium.

Als Bildungsraum kann wegen der großen Mächtigkeit an Flachwassersedimenten mit einem hohen Anteil an aufgearbeitetem älterem, klastischem Sedimentmaterial die Nähe eines Kontinents, etwa ein passiver Kontinentalrand, angenommen werden. Der das klastische Sedimentmaterial liefernde Kontinent im Hinterland hatte ein mittleres Krustenalter von 1000 bis 1100 m.y. ($T_{Nd, C-HV}$). Wenn die Ergebnisse von den devonischen Sedimenten auch auf die älteren, metamorphen Sedimente übertragen werden dürfen, setzt sich dieses mittlere Krustenalter aus zwei Komponenten, einer 550 m.y. und einer 2500 m.y. alten zusammen.

	PROGRADE EVOLUTION		DECOMPRESSION	COOLING-HYDRATION
	syn-tectonic	post-tectonic		
Analectic leucosomes	concordant folded leucosomes	discordant unfolded leucosomes		
Pyrobitiles	Hbl → P _X matr	Hbl → Opx + Plg + Ilm BI Sympl.		
Gt-pyrobitiles	Hbl + Plg + Gt + P _X matr	Hbl + Gt → Cpx + Gt + Ilm BII Sympl.	Gt → Opx + Plg + Hbl Sympl.	$Opx + H_2O \rightarrow Cum$ BIV $Cpx + H_2O \rightarrow \text{green Hbl}$ BVII
Gt-pyrclosites	Opx + Plg + Gt + Cpx (without Qz)		Gt → Opx + Plg BVIII Sympl.	$Opx + Plg \rightarrow Gt + Cpx + Qz$ reaction rim BIX BXI
Granulites		Bio + Qz → Opx + Gt + Kf GI GI		$Opx + Kf + H_2O \rightarrow Bio + Qz + Gt$ Sympl. GIII GIV
Metapelites	Gt + Bio + Sil + Kf + Oz Bio + Sil + Oz + Gt + Cord + Kf Sl → Sil + Gt + Spin + Cord/Co Kyonite → Sillimonite	Gt + Sil + Oz → Cord + Plg PII Gt + Kf → Cord + Bio + Qz PTI	$Gt + Kf + H_2O \rightarrow Bio + Sil + Oz$ PII $Gt + Cord + Sil + H_2O \rightarrow Sl + Qz$ PTI $Sl + Cord + H_2O \rightarrow Sil + Chl + Oz$ PIV $Cord + H_2O \rightarrow And + Chl + Oz$ PV $Cord + CO_2 \rightarrow And + M + Qz$	
Aluminous Felses		Gt + Sil → Cord + Spin	Cord + Spin → Gt + Sil $Opx + H_2O \rightarrow Anth \rightarrow Gedr$	
Impure marbles and Calcisilicate rocks	Fo + Cc + Do ± Spin Me ₉₉ Cc + Oz		$Fo + Cc \rightarrow Di + Do$ CIX $Fo + Cc + H_2O + CO_2 \rightarrow Tr + Do$ CX $Di + Do + H_2O + CO_2 \rightarrow Tr + Cc$ CXI $MeCO_3 \rightarrow An + Cc + Qz$ CI $MeCO_3 + Qz + Cc \rightarrow Gro + CO_2$ CV $An + Cc + Qz \rightarrow Gro + CO_2$ CII $An + Cc + H_2O \rightarrow Zo + CO_2$ CIII $MeCO_3 + H_2O \rightarrow Zo + CO_2$ CVI $Zo + Cc + Qz \rightarrow Gro + CO_2 + H_2O$ CIV $Di + CO_2 \rightarrow Oz + Do$ CVIII $Cpx + H_2O + CO_2 \rightarrow Hbl + Qz + Cc$ CVII	

Abb. 4:

Chronologische Zusammenstellung der für die petrologische Rekonstruktion des P-T-t Pfades der ehemaligen kalabrischen Unterkruste wesentlichen Mineralreaktionen in den verschiedenen Gesteinstypen der Serre. Die meisten erhaltenen Reaktionstexturen sind bei der Abkühlung und Rehydratation entstanden, während die Druckabsenkung und die prograde Entwicklung durch eine geringe Anzahl von Texturen belegt ist. Modifiziert nach Schenk, 1984.

Bei der prograden thermischen Entwicklung der ehemaligen Unterkruste lassen sich zwei Stadien, ein synkinematisches und ein späteres Stadium unterscheiden, das nach der durchgreifenden Deformation der Gesteine erreicht wurde. Während beider Stadien wurden granulitfazielle Bedingungen erreicht und es kam zur Bildung anatektischer Mobilisate (Abb. 4). Während in dem frühesten, erkennbaren Metamorphosestadium der geothermische Gradient noch relativ niedrig war und die P, T-Bedingungen für das gesamte aufgeschlossene Unterkrustenprofil im Stabilitätsfeld des Disthens lagen, wurde während des postkinematischen Stadiums ein geothermischer Gradient von etwa 30°/km erreicht und die P,T-Bedingungen in der Unterkruste befanden sich im Stabilitätsfeld von Sillimanit (Abb. 5).

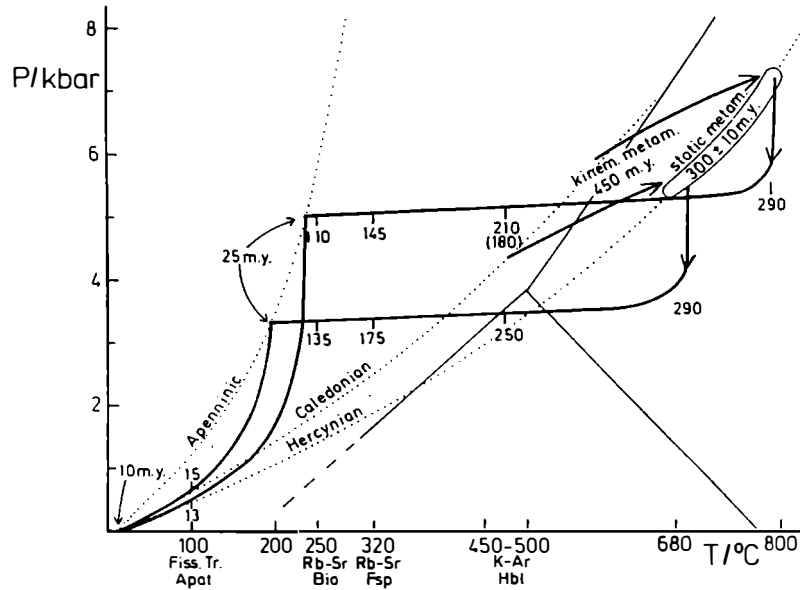


Abb. 5:

Korrelation der radiometrischen Alter mit der Druck- und Temperaturentwicklung der ehemaligen Unterkruste in Südkalabrien. Die beiden dick ausgezogenen Kurven gelten für den unteren bzw. den oberen Teil des granulitfaziellen Unterkrustensegments. Die Zahlen entlang den Kurven sind Altersangaben in Millionen Jahren.

Der "kaledonische Gradient" ist nur durch Disthenrelikte belegt und wurde mit der prograden kinematischen Metamorphose korreliert, während der die Sr-Isotope im Großbereich (vor 450 m.y.) homogenisiert wurden. Der "varistische Gradient" ist petrologisch gut belegt und wurde zeitlich mit dem stärksten Pb-Verlust der Zirkone und Monazite korreliert (300+10 m.y.). Der prograde P-T-Weg zwischen "kaledonischem" und "varistischem" Gradienten ist hypothetisch. Die Druckabsenkung nach der höchsten Metamorphose um etwa 2 kbar ist petrologisch belegt und wurde korreliert mit dem Ende des Pb-Verlustes in Zirkonen und Monaziten und dem Anfang der langsamen (ca. 3°/m.y.), in etwa isobaren Abkühlung. Der Abkühlungspfad ist petrologisch durch Reaktionstexturen nur bis etwa 500°C belegt; die weitere Abkühlung und Heraushebung wurde mit Hilfe von Mineralaltern und dem Alter der auflagernden tertiären Sedimente (10 m.y.) rekonstruiert.

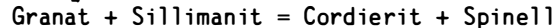
Der niedrige geothermische Gradient zu Beginn der apenninischen Heraushebung entspricht in etwa dem heutigen nach El-Ali & Giese, 1978.

Die prograde Entwicklung von dem Disthen-Stadium zum Sillimanit-Stadium wurde begleitet von postkinematischen Entwässerungsreaktionen, wie dem Abbau von Biotit in sauren Granuliten oder dem Abbau von Hornblende in Metabasiten (Abb. 4), und scheint daher mit einer Temperatur-Erhöhung verbunden gewesen zu sein.

Aus den petrologischen Daten gibt es leider keinerlei Hinweis über Druckänderungen bei der prograden Entwicklung. Daher muß auch der geologische Grund für die prograde Erwärmung weitgehend im Dunkeln bleiben:

- War die Ursache eine Erhöhung des Wärmeflusses vom Erdmantel (isobare Temperaturerhöhung),
- oder war es die Überlagerung durch mächtiges Krustenmaterial (Temperaturerhöhung bei steigendem Druck) etwa durch überschobene Decken, Ablagerung von Sedimenten oder Überlagerung von Magmatiten.
- oder war die Ursache für den höheren geothermischen Gradienten eine rasche tektonische Heraushebung ("isotherme" Druckerniedrigung)?

Das Ende der varistischen Hochtemperatur-Geschichte wurde nicht durch eine Änderung des Wärmeflusses vom unterliegenden Mantel eingeleitet, sondern durch eine tektonische Heraushebung der ehemaligen Unterkruste um 5-10 km. Erst danach setzte die in etwa isobar verlaufende Abkühlung ein. Diese P-T-Entwicklung, bei der die Druckabsenkung der Abkühlung vorausging, wurde petrologisch nachgewiesen durch die charakteristische Richtungsumkehr von Mineralreaktionen, die stark vom Druck abhängig sind (Abb. 4): In SiO₂-untersättigten Metabasiten zerfallen Granatporphyroblasten in Orthopyroxene-Plagioklas-Koronen, doch kommt es zwischen den Koronamineralen anschließend wieder zum Neuwachstum von Granat- und Klinopyroxen-Reaktionssäumen. In SiO₂-untersättigten Al₂O₃-reichen Felsen lief die Reaktion



ab, und auch hier kam es zur Bildung von sekundären Sillimanit-Säumen um den bei der Druckabsenkung entstandenen Spinell.

Im Einklang mit dem Vorhandensein einer intrakrustalen Hochgeschwindigkeitslage in der Kruste von Nordkalabrien wird der kalabrische Typ der P-T-Entwicklung auf eine tektonische Überlappung von mächtigen Krustensegmenten, möglicherweise im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision, zurückgeführt (Abb. 6). Durch die dabei entstandene starke Mächtigkeitszunahme der Kruste setzte anschließend rasch die "postorogene" Erosion ein und bewirkte in dem überschobenen Krustensegment die beobachtete Druckabsenkung. Der Beginn der anschließenden Abkühlung kann als Folge der Temperatur-Anpassung der überschobenen ehemaligen Unterkruste an die Temperatur in der mittleren Kruste verstanden werden.

Nach der radiometrischen Datierung des Abkühlungspfades wurde nach der Heraushebung der alte varistische geothermische Gradient schon wieder vor etwa 250-260 m.y. erreicht (Abb. 5). Wie der systematischen Abfolge von Rb-Sr Feldspat- und Biotit-Abkühlungsaltern zu entnehmen ist, stellte sich aber die Temperatur in der ehemaligen Unterkruste offensichtlich nicht auf diesen alten, prä-tektonischen Gradienten ein, sondern es kam zu einer weiteren langsamen Abkühlung von 2-3°/m.y. (Abb. 5). Diese durch radiometrische Datierung belegte extrem langsame Abkühlung ist in Einklang mit der petrologisch abgeleiteten, isobaren Abkühlung in noch relativ großer Krustentiefe, ohne daß die Unterkruste wesentlich weiter herausgehoben wurde. Wenn dieses Modell richtig ist, muß der Wärmefluß vom unterlagernden Erdmantel nach der varistischen Orogenese kontinuierlich abgenommen haben, bis im Tertiär, zu Beginn der apenninischen Heraushebung, der geothermische Gradient ähnlich niedrig war wie er von El-Ali & Giese (1978) aufgrund des geringen Oberflächenwärmeflusses in Kalabrien auch für heute angegeben wird (Abb. 5).

Nach dem hier vorgestellten Modell wurden die südkalabrischen granulitfaziellen Einheiten also durch die varistische Orogenese aus der Unterkruste herausgehoben und erlebten anschließend eine mehr als 250 m.y. dauernde Geschichte als mittlere Kruste, die mit kontinuierlicher Abkühlung von 700 bis 800°C auf etwa 200°C verbunden war.

Die Niedertemperaturgeschichte in der mittleren Kruste hatte aber nur einen relativ geringen Effekt auf die Mineralogie und das Korngefüge der granulitfaziellen Gesteine. Nicht durchgreifend, sondern nur lokal, im Aufschlußbereich wie im Dünnschliffbereich, kam es zur Bildung retrograder Reaktionsgefüge, die vor allem den hochtemperierten Beginn der Abkühlung belegen (Abb. 4). Der Abbau von Cordierit bei etwa 500° bis 450°C in Andalusit, Chlorit und Quarz bzw. bei Anwesenheit von CO₂ in Andalusit, Magnesit und Quarz sind die letzten Reaktionen, welche den Abkühlungsvorgang auch texturell durch Reaktionsgefüge erkennbar machen.

Den stärksten Effekt der retrograden Metamorphose haben die Gesteine durch die Rehydratation erfahren. Diese ist in der Granulit-Pyriklasit-Einheit relativ gering und nimmt in der Metapelit-Einheit nach oben hin deutlich zu. Wegen der geringen Rehydratation im unteren Teil des Unterkrustenprofils wird das Wasser nicht aus dem - entsprechend dem vorgeschlagenen tektonischen Modell - subduzierten Krustensegment hergeleitet; hier hätte das Wasser möglicherweise durch die posttektonische metamorphe Aufheizung freigesetzt werden können. Andererseits wird auch eine Wasserzufuhr aus höheren Krustenniveaus bis in eine Tiefe von etwa 15 km für unwahrscheinlich gehalten. Daher wird für das Wasser, welches für die Rehydratation benötigt wurde, eine interne Herkunft angenommen, etwa aus der im Gestein verbliebenen fluiden Phase oder aus sogenannten "wasserfreien" Silikaten wie Quarz. Quarz zeigt mit steigenden Drucken und Temperaturen eine zunehmende Löslichkeit von Wasser und könnte dies bei der Retromorphose wieder freigesetzt haben

(Spear & Selverstone, 1983). Durch ein Modell, nach welchem das retrograd freigesetzte Wasser nicht sofort am Ort der Freisetzung für Hydratationsreaktionen wieder verbraucht wurde, sondern sich sammeln und in der Kruste nach oben wandern konnte, ließe sich das Rehydratationserscheinungsbild in dem ehemaligen Unterkrustensegment von Südkalabrien erklären.

Während die höchsttemperierte, varistische und die retrograde postvaristische thermische Entwicklung der ehemaligen Unterkruste und die entsprechenden radiometrischen Daten recht plausibel geologisch interpretiert werden können, ist die geologische Bedeutung der prograden, prävaristischen Entwicklung weniger verstanden: Läßt sich die synkinematische prograde granulitfazielle Entwicklung und die Bildung der älteren, gefalteten Mobilisate mit dem kaledonischen Sr-Homogenisierungsereignis im Großbereich vor 450 m.y. korrelieren? Ist die Bildung der granitoiden Magmen, die heute als Orthogneise vereinzelt in den Unterkrusten-Metapeliten vorkommen, aber in den amphibolitfaziellen Oberkrusten-Gneisen des Aspromonte weitverbreitet sind (Ferla et al., 1983), zeitlich und genetisch mit diesem frühen Metamorphosestadium zu korrelieren?

Die Metapelite der etwa 5 bis 6 km mächtigen Metapelite-Einheit in dem ehemaligen Unterkrustensegment weisen einen stark restitischen Chemismus auf, der nur durch Extraktion von großen Anteilen (> 60%) an granitischer Schmelze aus Durchschnittspeliten erklärt werden kann.

Sowohl die volumenmäßig stark vertretenen varistischen Granitoide, von denen die älteren "mesaluminous" und auch die jüngeren "peraluminous" Granite einen S-Typ Charakter aufweisen, als auch die älteren Orthogneise kommen prinzipiell als Differentiationsprodukt bei der Bildung der restitischen Unterkruste in Frage.

Das genauere magmatische Alter der Orthogneise in der ehemaligen Unterkruste konnte wegen des starken varistischen Pb-Verlustes ihrer Zirkone nicht geklärt werden, doch ist das prävaristische Alter eindeutig. Die Datierung von weniger stark metamorph überprägten Augengneisen der Oberkruste kann in Zukunft hier die Klärung der Altersbeziehung zwischen prävaristischer Metamorphose und Magmatismus bringen.

Das magmatische Intrusionsalter der varistischen "mesaluminous" Granitoide scheint nach den U-Pb-Zirkondatierungen zeitlich mit dem Ende der höchsten granulitfaziellen Metamorphose in der unterlagernden Unterkruste zusammenfallen, während die "mesaluminous" Suite nach internen Rb-Sr Mineralisochronen (Dei Moro et al., 1983) etwa 5 bis 10 m.y. jünger zu sein scheint (280 ± 4 bis 288 ± 4 m.y.).

Die Sm-Nd Entwicklungslinien des Granits von Stilo ("mesaluminous Suite") und des einzigen analysierten Al_2O_3 -reichen Unterkrusten-Paragneises überschneiden sich bei dem Intrusionsalter des Granits von etwa 300 m.y. Granit und restitischer Metapelite scheinen danach in enger genetischer Beziehung zueinander zu stehen.

Andererseits sind die Sr-Initialwerte aller bisher analysierter varistischer Granitoide niedriger als der Initialwert der kaledonischen (450 m.y.) Rb-Sr Isochrone der Metapelite-Großproben. Die Granite könnten demnach nur dann zu varistischer Zeit aus den Unterkrusten-Metapeliten differenziert worden sein, wenn geringer radiogenes Sr, etwa aus dem Erdmantel, den granitischen Schmelzen zugeführt worden wäre.

Es bedarf sicher nicht eines größeren analytischen Aufwandes an Unterkrusten-Metapeliten und an prävaristischen wie varistischen Granitoiden, um den Differentiationsprozeß in granulitische Unterkruste und granitoide Oberkruste zu verstehen, und die scheinbar widersprüchlichen Ergebnisse der Nd- und der Sr-Isotopie deuten zu können.

Möglicherweise erhielten die Unterkrusten-Metapelite ihren restitischen Chemismus schon während der kaledonischen Metamorphose, während die varistischen granitoiden Schmelzen in dem varistisch subduzierten und vermutlich aus äquivalenten Metapeliten bestehenden Krustensegment unter Beteiligung von Mantelmaterial gebildet wurden.

Zusammenfassend ist der Aufbau und die Entwicklung der südkalabrischen Kruste schematisch in Abb. 2 dargestellt:

Für das magmatische Kristallisationsalter der Metabasite in der Granulit-Pyriklasit-Einheit wurde der Zeitraum 550 m.y. bis etwa 730 m.y. bestimmt, und die sedimentäre Entstehung der überlagernden Metapelite erfolgte nach der Rb-Sr Datierung ebenfalls vor etwa 700 m.y. . Das Bildungsalter der Unterkruste ist daher nicht älter als Ober-Proterozoikum, wahrscheinlich z.T. Unterkambrium.

Im Großbereich erfolgte eine Sr-Homogenisierung in den Metapeliten vor 450 ± 20 m.y.; in diesem Zeitraum kam es möglicherweise zur Degranitierung der Metapelite und zur magmatischen Bildung der heutigen (bisher nicht datierten) Orthogneise in Metapelite-Einheit und Oberkruste.

Nach U-Pb-Zirkondatierungen und ihrer Korrelation mit der metamorphen Entwicklung der granulitfaziellen Einheiten erfuhr die Unterkruste ihre stärkste Aufheizung in varistischer Zeit, vor 300 ± 10 m.y., während die amphibolitfaziellen Oberkrusten-Gneise von Mammola ihre stärkste Metamorphose in kaledonischer Zeit vor etwa 450 m.y. erlebten. Eine tektonische Heraushebung und Überschiebung der Oberkrusten-Gneise auf den Krustenabschnitt der granulitfaziellen Einheiten zu kaledonischer Zeit könnte diese radiometrischen und thermischen Beziehungen zwischen ehemaliger Unterkruste und den Oberkrusten-Gneisen erklären.

Am Ende des Varistikums scherte die Unterkruste, möglicherweise im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision, vom oberen Mantel ab und wurde in ein mittleres Krustenniveau gehoben. Fast gleichzeitig intrudierten große Volumina von S-Typ Granitoiden, Tonaliten und Dioriten in die mittlere und obere Kruste.

Die isotopischen Altersdaten deuten somit daraufhin, daß nach der oberproterozoischen magmatischen und sedimentären Bildung der späteren Unterkruste eine Differentiation der Kruste schon prävaristisch (möglicherweise vor etwa 450 m.y.?) erfolgte; die stärkste Anreicherung granitoiden Material in der Oberkruste erfolgte aber varistisch, doch konnte dessen anatektischer Ursprung wegen der unterschiedlichen Aussagen der bisher vorliegenden Nd- und Sr-Daten nicht eindeutig in dem vorliegenden restitischen Unterkrustensegment lokalisiert werden.

Postvaristisch erlebte die ehemalige Unterkruste eine mehr als 250 m.y. dauernde Geschichte als mittlere Krustenlage und kühlte dabei von $800-700^{\circ}\text{C}$ auf etwa 200°C ab.

Der geringe Unterschied zwischen den postorogen (apenninisch) abgelagerten

Sedimenten des Torton (ca. 10 m.y.) auf den ehemaligen Unterkrustengesteinen und den Apatit-Spaltpuren-Altern (13 bzw. 15 m.y.) belegen eine rasche Abkühlung und Heraushebung der ehemaligen Unterkruste aus dem mittleren Krustenniveau bis an die Erdoberfläche (Abb. 5).

Literatur

- BORSI, S., HIEKE, M., LORENZONI, O., PAGLIONICO, A., ZENETTIN LORENZONI, E. (1976): Stilo and "dioritic kinzigitic" unit in Le Serre (Calabria, Italy). Geological, petrological and geochronological characters. *Boll. Soc. Geol. It.* 95, 219-245.
- DEL MORO, A., PARDINI, G., MACCARRONE, E., ROTTURA, A. (1983): Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'arco calabro-peloritano. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* 38, 1015-1026.
- EL ALI, H., GIESE, P. (1978): A geothermal profile between the Adriatic and the Tyrrhenian Sea. In: Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K. (eds) *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, 324-327.
- FERLA, P., LORENZONI, S., ZANETTIN LORENZONI, E. (1983): Geological constitutions and evolution of the Calabro-Peloritan Hercynian range. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 38, 951-962.
- KERN, H., SCHENK, V. (1985): Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in Southern Calabria (Italy). *Phys. Earth Planet. Int.* 40, 147-160.
- SCHENK, V. (1984): Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. Petrol.* 25, 255-298.
- SPEAR, F., SELVERSTONE, J. (1983): Water exsolution from quartz: Implications for the generation of retrograde metamorphic fluids. *Geology* 11, 82-85.

DIE METAMORPHOSEBEDINGUNGEN IM SÜDLICHEN BEREICH DER BUNTEN SERIE

von

K. Petrakakis *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft,
gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft
am 11. Mai 1987.

Einleitung

In den letzten Jahren hat das Niederösterreichische Moldanubikum für das Verständnis und die Entwicklung der präalpidischen, mitteleuropäischen, kontinentalen Kruste enorm an Bedeutung gewonnen. Dazu haben gewiß die ausgezeichneten Unterlagen beigetragen, die uns heute als Ergebnis einer langjährigen Kartierungstätigkeit von Fuchs, Matura und Thiele zur Verfügung stehen. Aufgrund der neu gewonnenen Erkenntnisse über den Bau des Niederösterreichischen Moldanubikums wurde die petrologische Forschung dieses Gebietes intensiviert, mit dem Ziel, einen Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Niederösterreichischen Moldanubikums zu leisten.

Dieser Bericht stellt größtenteils den Inhalt eines Vortrags des Verfassers im Rahmen einer Vortragsreihe der ÖMG-ÖGG, gehalten am 11. Mai 87, dar. Als Unterlage dieses Berichtes dient bereits veröffentlichtes Datenmaterial (Petrakakis, 1986a u. b.). Die untersuchten Gesteine stammen aus dem südlichen Teil der Bunten Serie und geben Aufschluß über die metamorphe Entwicklung in diesem Abschnitt des Niederösterreichischen Moldanubikums.

Geologischer Überblick

Das Niederösterreichische Moldanubikum wird durch einen Deckenbau charakterisiert. Es lassen sich drei Einheiten unterscheiden. Vom Liegenden im W, zum Hangenden im E sind dies folgende Einheiten: Monotone Serie, Bunte Serie und Gföhler Einheit.

Die Monotone Serie besteht hauptsächlich aus cordieritführenden Gneisen (Zaydan & Scharbert, 1983) mit untergeordneten Amphiboliten und karbonatführenden Gesteinen. Die Grenze zur Bunten Serie wird durch einen schmalen, über mehrere Kilometer verfolgbaren Horizont ("Granulitlamelle" von Fuchs & Schabert, 1979) gekennzeichnet. Dieser entspricht einem stark deformierten, plattig ausgebildeten und stark linierten Ga-Bi-Sil-Ksp-blastomylonitischen Gneis (Petrakakis, 1986a und b). Die Bunte Serie besteht aus einer Palette von Para- und Orthogneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen, Marmoren und Graphitschiefern. Letztere drei Gesteinstypen sind charakteristisch für diese Serie.

Die Gföhler Einheit besteht aus Para- und Orthogneisen, Amphiboliten, Syenitgneisen, dem namensgebenden Gföhlergneis, Graphitquarziten und Granuliten. Besonders charakteristisch für diese Einheit sind die Ga-Peridotite, die Abkömmlinge aus dem oberen Erdmantel darstellen (Scharbert, 1973). Die Granulite

*) Anschrift des Verfassers:
Dr. Konstantin Petrakakis
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

(Scharbert, 1963, 1964; Fuchs, 1976; Fuchs & Matura 1976; Thiele, 1976) nehmen die höchste tektonische Position innerhalb der Gföhler Einheit und somit des ganzen Niederösterreichischen Moldanubikums ein.

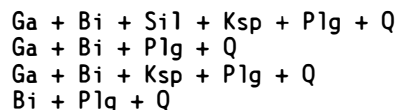
Die Abgrenzung der Bunten Serie von der hangenden Gföhler Einheit erfolgt nach Fuchs aufgrund lithologischer und paragenetischer Kriterien. Diese umfassen einerseits die markanten lithologischen Unterschiede zwischen den hangenden Partien der Bunten Serien (Marmorzüge und Graphitschiefer) und den liegenden Amphiboliten (Rehberger-Amphibolit) der Gföhler Einheit und andererseits die vermuteten Stabilitätsverhältnisse der Paragenese Q+Mu in beiden Serien. Danach ist Q+Mu im Gegensatz zu der Gföhler Einheit charakteristisch für die Bunte Serie (Fuchs 1971, 1976; Matura 1976).

Scharbert & Kurat (1974) untersuchten die Bedingungen der Metamorphose von Granuliten und geben folgende Werte an: 760°C und 11 kbar bzw. 9–10 kbar (Scharbert, 1984, mündl. Mitt.). Arnold & Scharbert (1973) konnten aufgrund einer radiometrischen Altersbestimmung zeigen, daß die granulitfaziale Metamorphose kaledonischen und die Abkühlung der Biotite in den Granuliten der Gföhler Einheit variszischen Alters sind. Der nachgewiesene Deckenbau des Niederösterreichischen Moldanubikums erfolgte nach Fuchs (in Scharbert & Fuchs, 1981; Fuchs, 1986) in frühvariszischer, eher kaledonischer Zeit. Thiele (1976) hingegen schlägt ein variszisches Alter des Deckenbaues vor.

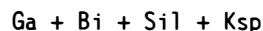
In variszischer Zeit wurde das Moldanubikum auf das im E angrenzende Moravikum überschoben. Dadurch wurde der moldanubische kristalline Komplex einer partiellen Rekristallisation und Rehydratisierung unterworfen, die besonders deutlich in der sog. "Glimmerschieferzone" entlang des tektonischen Kontaktes manifestiert werden (Fuchs, 1976). Somit stellt die Glimmerschieferzone ein intensiv retrograd überprägtes Moldanubikum dar, welches durch die Neusprossung von Hellglimmer, Staurolith neben Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat charakterisiert wird.

Mineralbeschreibung

Die untersuchten Gneise erschließen die Bereiche des Lojatales, Weitentales und die Grenze Monotone Serie / Bunte Serie bei Pöggstall. Sie werden durch folgende Paragenesen gekennzeichnet:



Sie gehören alle dem Faziestyp



an, was auf ihre hohe Bildungstemperatur hinweist (Thompson, 1976a. u. b.).

Die Granate sind in der Regel poikiloblastisch und lassen zwei Bereiche der Einschlüßverteilung unterscheiden: Einen einschlußreichen Kern und einen einschlußarmen inneren bzw. randlichen Bereich. Das häufigste Einschlüßmineral ist Quarz, gefolgt von Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat, Ilmenit, Rutil und Graphit. Der innere Bereich von Granaten Al-reicher Proben wird zusätzlich durch zahlreiche feine Einschlüsse von Hellglimmer gekennzeichnet, die häufig von größeren Einschlüssen von Disthen und Kalifeldspat begleitet werden (Petra-kakis, 1986a, Fig. 3c). Die reliktsch, in Form von Einschlüssen in Granat erhaltene Paragenese Mu+Q+Ky+Ksp weist darauf hin, daß der Zerfall der Paragenese Mu+Q zur Bildung von Ksp+Ky während des Granatwachstums, und zwar im

Stabilitätsfeld von Disthen stattgefunden hat. Dies gibt wieder Aufschluß über die P,T,a_{H₂O}-Bedingungen der prägenden Metamorphose. Ein weiteres Merkmal der Granate ist ihre intensive Resorption. Die dadurch entstandenen Einbuchtungen sind mit den typischen Matrixmineralen Biotit, Sillimanit, Kalifeldspat und Quarz gefüllt (Petraakis, 1986a, Fig. 3d und Petraakis, 1986b, Tab. 1c). Die Granate sind in der Regel präkinematisch bezüglich der Schieferung des Gesteins, die durch die Anordnung der Matrixbiotite erkennbar wird (Petraakis, 1986a, Fig. 3b).

Der Biotit tritt texturell in drei Formen auf. Biotit-Einschlüsse in Granat, feinblättrige, eingeregelt Matrixbiotite und grobblättrigere, rund um die resorbierten Granate angeordnete Biotite. Die Mikrosondenanalysen dieser Biotit-typen lassen chemische Unterschiede erkennen, die im Xmg folgenderweise formuliert werden können:

$$\text{Matrix-Bi} \leq \text{Bi im Ga} < \text{Bi im Ga}$$

Diese Unterschiede sind einerseits auf die Resorption der Granatränder und andererseits auf die Wirkung des Fe-Mg-Austausches zwischen Granat und Biotit nach dem Höhepunkt der Metamorphose zurückzuführen (Petraakis, 1986a).

Das typische Alumosilikat in der Gesteinsmatrix ist der Sillimanit. Er tritt in Form von deformierten Kristallen auf, die randliche Polygonisation und häufige Mörtelkränze aufweisen. Nadeln von Fibrolith sind häufig um die resorbierten Granate zu beobachten. Der Disthen, das zweite auftretende Polymorph, wurde nur als Einschluß im Granat und leukosomatischen Kalifeldspat beobachtet. Im letzteren Fall wird der Disthen von einer dünnen Plagioklasrinde umgeben. Diese merkwürdige textuelle Beziehung weist höchstwahrscheinlich auf eine Liquidus-Beziehung hin, sie bestätigt jedoch die metastabile Natur des Disthens gegenüber dem Sillimanit.

Der Plagioklas tritt in Form von Einschlüssen in Granat und subidioblastischen bis xenoblastischen Kristallen in der Matrix auf. Er führt Einschlüsse von Quarz, Biotit und seltener Disthen. Der kalifeldspat tritt in drei Formen auf: Als Einschluß im Granat, als xenoblastische Mikroperthite bzw. Mikroline der Matrix und als sekundäre Bildung. Letzteres entsteht durch die Chloritisierung der Matrixbiotite und ist in Gesteinen quarzfeldspatischer Zusammensetzung zu beobachten.

Die üblichen Akzessorien umfassen Pyrit, Ilmenit, Apatit, Rutil, Orthit und Turmalin. Graphit ist ein sehr häufiges Akzessorium, besonders in den Proben aus dem Lojagraben. Sein Vorkommen in den meisten untersuchten Proben gibt Aufschluß über die Zusammensetzung der fluiden Phase während der prägenden Metamorphose. Alle diese Akzessorien treten sowohl als Bestandteile der Matrix als auch als Einschlüsse im Granat auf.

Sekundäre Mineralbildungen sind an allen Proben zu beobachten. Chlorit, Hellglimmer, Calcit, Kalifeldspat und Titanit sind Produkte einer Rehydratisierung unter den Bedingungen einer retrograden Metamorphose. Besonders wichtig ist das Auftreten von Hellglimmer (und Chlorit). Sein Anteil am Modalgehalt der Gesteine variiert stark und hängt offensichtlich vom Grad der H₂O-Infiltration in das retrograd beeinflusste Gestein ab. Daher existieren Proben, die den Eindruck einer primären Hellglimmerführung erwecken. Seine sekundäre Natur ist besonders an Proben zu erkennen, die schwach rehydratisiert wurden. Er weist eine Tendenz zum porphyroblastischen Wachstum, diskordant zu den vorherrschenden texturellen Elementen auf (Petraakis, 1986b, Taf. 1E u. F.).

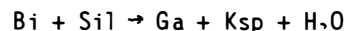
Chemische Charakterisierung der Granate

Mikrosondenanalysen der Granate, Biotite und Plagioklase aus den untersuchten Proben werden in Petrakakis (1986a, Appendix) angegeben. Hier wird kurz die chemische Zusammensetzung der Granate beschrieben.

Die Granate sind in der Regel Mischkristalle der Reihe Almandin-Pyrop etwa im Verhältnis 7/2. Der Rest wird durch die Grossular- und Spessartin-Komponenten repräsentiert. Sie weisen einen hohen Grad an Homogenisierung auf, also flache Elementverteilungskurven von Fe, Mg, Ca, Mn (Petrakakis, 1986a, Fig. 5a; Petrakakis, 1986b, Abb. 1 u. 2). Dieses Verteilungsmuster spiegelt die hohe Bildungstemperatur dieser Granate wieder und ist auf die s.g. intrakristalline Diffusion zurückzuführen. Tracy et al. (1976) und Tracy (1982) konnten nachweisen, daß die intrakristalline Diffusion erst bei höheren Temperaturen als jenen der Ksp+Sil-Isograde einsetzt. Im Laufe eines prograden Ereignisses führt dieser Prozeß sogar zu der Homogenisierung von eventuell präexistierenden Zonierungen im Granat. Dieses Merkmal der Granate ist der zweite Anhaltspunkt für die Metamorphosetemperaturen der untersuchten Proben.

Der äußere Randbereich der Granate weist Merkmale auf, die aus hochmetamorphem Terrains bekannt sind: Er wird durch eine starke Abnahme von Ca und Mg und eine kräftige Zunahme von Fe und Mn gekennzeichnet.

Dieses Muster wird auf die nach dem Metamorphosehöhepunkt einsetzende Abkühlung der Gesteine, bzw. auf die Wiederaufwärmung und partielle Rehydratisierung der Gesteine unter niedrigeren Temperaturen zurückgeführt (Tracy, 1982; Tracy & Robinson, 1980). Die Reaktion, die dafür verantwortlich gemacht wird, ist die einzige in diesem Faziesbereich, die unter prograden Bedingungen zur Granatbildung führt:



Unter Abkühlungsbedingungen läuft diese Reaktion von rechts nach links. Sie verursacht die Resorption der Granatränder sowie die relative Fe-Anreicherung (Thompson, 1976a). Da Mn hauptsächlich im Granat und nicht im Biotit eingebaut wird, führt obige Reaktion unter Abkühlungsbedingungen ebenfalls zu einer relativen Mn-Anreicherung im äußeren Rand. Zusammenfassend gehören die steilen Verteilungskurven und die Resorption des äußeren Randes der Granate zu den Abkühlungs- bzw. Wiederaufwärmungsphänomenen (cooling and retrogradation pattern), die die Granate aus hochmetamorphem Terrains charakterisieren.

Manche der untersuchten Granate weisen gewisse "Anomalien" im Verteilungsmuster, besonders des Ca, auf (Petrakakis, 1986a, Fig. 6, 7). Diese werden als reliktsche Granate interpretiert, die während der hoch temperierten, prägenden Metamorphose von homogenisierten Granaten umschlossen wurden. Das komplexe Verteilungsmuster solcher Granate läßt sich durch die Unterschiede in der Diffusionsgeschwindigkeit der Kationen erklären, die wiederum u.a. von der Zeit und dem Kationenradius abhängt (Petrakakis, 1986a). Somit stellen diese Ca-reichen, reliktschen Kerne mancher Granate einen ersten Hinweis auf ein metamorphes Ereignis dar, welches vor der prägenden, hoch temperierten Metamorphose stattgefunden hat.

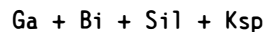
Besondere Gesteinstexturen

Wegen ihrer genetischen Bedeutung werden hier zwei Gesteinstypen beschrieben, die durch besondere textuelle Merkmale charakterisiert werden.

Die Gesteine der sog. "Granulitlamelle" (Fuchs & Scharbert, 1979, S. 40) markieren die tektonische Grenze zwischen der Monotonen- und Bunten Serie. Makroskopisch werden sie durch plattige Ausbildung, straffe Bänderung, Feinkörnigkeit und stark ausgeprägte Lineation ausgezeichnet. Neben der feinkörnigen Matrix aus Feldspat, Quarz und Biotit erkennt man am Handstück größere Porphyroklasten von rotem Granat, Disthen und augenförmigen Kalifeldspat. An den frisch angeschlagenen S-Flächen des Gesteins erkennt man Sillimanitsäulchen.

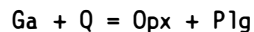
Unter dem Mikroskop erkennt man drei texturelle Elemente: Erstens, eine feinkörnige Matrix, bestehend aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, suturiert bis verzahnt, was auf unvollkommene Rekristallisation hinweist. Zweitens, eine straffe Regelung im Gestein, die durch die feinblattrige Biotite, die Sillimanitzüge und die Diskenquarzzeilen zustande kommt. Drittens, eine Anzahl von porphyroklastisch auftretenden Mineralen wie Granat, Disthen (und z.T. Sillimanit) und Augenperthit. Der Granat ist häufig innig mit dem Disthen verwachsen. Diese Porphyroklasten werden von den beschriebenen Schieferungselementen "umflossen". Alle Porphyroklasten können um das zehnfache größer sein als die Matrixminerale. Die Granate führen Einschlüsse von Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas, die in der Regel größer als die Matrixminerale sind und völlig homogen auslöschen.

Diese texturellen Merkmale weisen darauf hin, daß die Gesteine der "Granulitlamelle" typische blastomylonitische Gneise sind. Sie gehören demselben Faziestyp (Ga+Sil+Bi+Ksp) wie alle anderen untersuchten Proben an. Sie bezeugen jedoch eine intensive Deformation und unvollkommene Rekristallisation der Gesteine, die noch unter den Stabilitätsbedingungen der charakteristischen Paragenese



stattgefunden hat. Dies kann mit einem intensiven tektonischen Akt in Verbindung gebracht werden, der offensichtlich während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden hat. Die besondere Prägung dieser blastomylonitischen Gefüge in den Gesteinen der "Granulitlamelle" ist durch ihre marginale Stellung innerhalb der Bunten Serie zu erklären.

Zu ähnlichen Resultaten führten andere Gefüge, die manche Ga-Amphibolite kennzeichnen. Sie stammen aus dem Lojagraben und aus einem 3 cm mächtigen, augenförmigen "amphibolitischen Xenolith" in den plattigen Gneisen der "Granulitlamelle". Diese sind durch rosa Granate gekennzeichnet, die von einem hellen Saum umgeben sind (Probe BS-WT-64, neuer Fund, Sommer 1987). In beiden Fällen handelt es sich um biotitführende Ga-Amphibolite. Die Amphibole sind durch braune Eigenfarbe gekennzeichnet. Besonders aufschlußreich ist jedoch die Tatsache, daß die Granate zu einem Symplektit aus Orthopyroxen und basischem Plagioklas, neben Quarz, aufgelöst werden. Die Reaktion

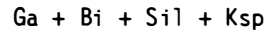


ist ein empfindliches Barometer (Newton & Perkins, 1982). Deswegen können die symplektitischen Koronabildungen um den Granat als Dekompressionstexturen gedeutet werden (siehe auch Horrocks, 1980; und Hollister, 1982). Sie bestätigen, daß diese offenbar hoch metamorphen Amphibolite, eine "plötzliche" Dekompression erfuhren, die wiederum in Verbindung mit einem großtektonischen Akt während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden hat.

Zusammenfassend: Die blastomylonitischen texturellen Beziehungen in den plattigen Gneisen der "Granulitlamelle" und die symplektitischen Koronabildungen um Granat in Amphiboliten aus dem Lojagraben und im "amphibolitischen Xenolith" bezeugen, daß ein großtektonischer Akt, möglicherweise der intramoldanubische Deckenbau, während oder "kurz" nach dem Höhepunkt der Metamorphose stattfand.

Zur Metamorphose

Die bisher besprochenen paragenetischen und texturellen Beziehungen lassen bereits gewisse Aussagen über die Intensität der Metamorphose zu. Der für die untersuchten Gesteine charakteristische Faziestyp



entspricht Metamorphosebedingungen der obersten Amphibolitfazies bzw. des Überganges zur Granulitfazies (Thompson, 1976b). Die Homogenisierung der Granate spricht ebenfalls für Temperaturen gleich oder größer als jene der Ksp + Sil-Isograde. Somit ist ein ungefährender Rahmen für die möglichen Metamorphosebedingungen der untersuchten Gesteine festgelegt. Die genauere Abschätzung der Metamorphosenbedingungen bedarf einer weiteren paragenetischen Analyse und der Anwendung von geothermobarometrischen Methoden.

Die mikroskopische Beschreibung der Granate legt fest, daß diese während eines prograden Ereignisses gebildet wurden. Dies wird durch die reliktsche Paragenese Mu+Q+Ky+Ksp (Einschlüsse im Granat) und die Matrixparagenese Ga+Bi+Sil+Ksp dokumentiert. Somit steht fest, daß während der Granatbildung der Zerfall der Paragenese Mu+Q innerhalb des Stabilitätsfeldes von Disthen stattgefunden hat. Dies ist nur dann möglich, wenn $P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_{\text{tot}}$. Petrakakis (1986a) beschreibt den genauen Mechanismus des "Gleitens" der Zerfallsreaktion



in das Stabilitätsfeld von Disthen. Hier wird dieser Mechanismus mit Hilfe der Abb. 1 kurz skizziert.

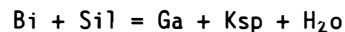
spricht derselben Stabilitätsgrenze bei $P_{H_2O} = 0.3P_{tot}$. Diese Kurve oder eine vergleichbare bei $P_{H_2O} \approx 0.3P_{tot}$ stellt die unterste Grenze für den Metamorphosedruck (≈ 6 kbar) dar.

Der oben skizzierte Mechanismus ermöglicht auch das beschränkte Auftreten von anatektischen Schmelzen durch die Reaktion 2. Die dadurch entstehenden Schmelzen nehmen sofort das wenig vorhandene H_2O auf, da dieses eher in die Schmelze fraktioniert wird als in die fluide Phase. Dies würde den "granulitfazialen" Effekt der Metamorphose besonders der Paläosome verstärken. Dieser Mechanismus ist vereinbar mit dem beschränkten Auftreten von migmatitischen Gesteinstypen unter den untersuchten Proben. Wegen der H_2O -Untersättigung kommt es bei diesen hohen Metamorphosebedingungen nicht zu einer umfangreichen Anatexis der Gesteine.

Die fluide Phase

Im vorigen Kapitel wurde erwähnt, daß aufgrund der paragenetischen und texturellen Analyse der untersuchten Proben die prägende Metamorphose durch Temperaturen von 700–770°C und Drücke 6–9 kbar und $P_{H_2O} \ll P_{tot}$ charakterisiert wird.

Sollte letztere Aussage zutreffen, dann ist es offensichtlich, daß die Metamorphose als granulitfazial (untere Granulitfazies) gekennzeichnet werden kann. Wie sicher ist jedoch diese Aussage? Petrakakis (1986a) erwähnt, daß thermodynamische Berechnungen der Sauerstoffugazität des QMF-Puffers Wones & Gilbert, 1969) einen X_{H_2O} -Wert von 0.3 ergaben. Diese Berechnungen wurden unter der Annahme durchgeführt, daß das metamorphe Fluid hauptsächlich aus H_2O und CO_2 bestanden hat. Dies ist wiederum in der Anwesenheit von Graphit in den meisten Proben begründet. Experimentelle Untersuchungen (Ohmoto & Kerrick, 1977) in Graphit- und Sulfid-führenden Systemen bestätigen, daß unter den abgeleiteten P,T-Bedingungen der Metamorphose im südlichen Bereich der Bunten Serie das metamorphe Fluid überwiegend aus CO_2 besteht. Petrakakis (1988) verwendete experimentelle Daten von Holdaway & Lee (1977) und Battachariya & Sen (1985), um die thermodynamischen Parameter für die Reaktion



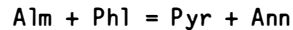
abzuleiten. Diese Reaktion kann in Verbindung mit den Ergebnissen der Geothermobarometrie (siehe nächstes Kapitel) für hydrobarometrische Berechnungen verwendet werden. Die dadurch berechneten H_2O -Aktivitäten liegen im Bereich 0.1–0.3 für den P,T-Bereich 700–770°C und 7–9 kbar.

Alle drei oben erwähnten, voneinander völlig unabhängige Methoden der Berechnung der H_2O -Aktivität liefern konforme Ergebnisse. Obwohl diese absoluten Werte mit mehreren Unsicherheiten behaftet sind, wird bestätigt, daß die im vorhergehenden Kapitel gemachte Aussage, nämlich $P_{H_2O} \ll P_{tot}$, völlig zutrifft.

Geothermobarometrie

Der Zweck der Geothermobarometrie ist es, die Ergebnisse der texturellen und paragenetischen Analyse zu testen. Dazu wurden folgende Methoden angewandt: Das Ga-Bi-Thermometer, das Ga-Als-Plg-Q-Barometer und das Ga-Opx-Plg-Q-Barometer und das Ga-Opx-Plg-Q-Barometer. Die sinnvolle Anwendung dieser Methoden setzt jedoch eine Diskussion über ihre Eigenschaften und Schwächen voraus.

Das Ga-Bi-Thermometer beruht auf der experimentellen Kalibrierung der Austauschreaktion



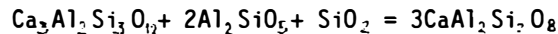
durch Ferry & Spear (1978). Ursprünglich wurde dieses Thermometer unter der Annahme der idealen Mischbarkeit der an der Reaktion beteiligten Komponenten in Granat und Biotit angewandt. Inzwischen wurde die enorme Bedeutung des Einflusses, besonders des Ca, auf die Stabilitätsbeziehungen von quarternären Granaten erkannt. Deswegen wurden verbesserte "Versionen" dieses Thermometers entwickelt, die den chemischen Abweichungen von natürlichen Granaten und Biotiten von dem pseudobinären System Fe-Mg Rechnung tragen (Hodges & Spear, 1982; Ganguly & Saxena, 1984). Bei der vorliegenden Untersuchung wurde das Thermometer nach Hodges & Spear (1982) verwendet.

Eine Eigenschwäche des Ga-Bi-Thermometers ist seine Anfälligkeit für Abkühlungs- und Wiederaufwärmungsprozesse. Dies beruht auf seiner Natur (Austauschreaktion), die dazu führt, daß während der oben erwähnten Prozesse die im Kontakt zueinander befindlichen Ga- und Bi-Kristalle leicht Fe und Mg austauschen. Die Folge ist, daß Analysenpaare aus Ga-Rändern und angrenzenden Biotiten post-peak-metamorphe Temperaturen ergeben. Dies kann leicht zu Fehlinterpretationen über den Höhepunkt der Metamorphose führen. Die logische Konsequenz ist, daß (Ga-Kern-/Matrix-Bi)-Analysenpaare Temperaturwerte liefern, die eine bessere Annäherung an den Metamorphosehöhepunkt gewährleisten. Dies gilt besonders bei den hochmetamorphen Gesteinen, deren Granate weitgehende Homogenisierung und "Abkühlungsränder" aufweisen. Ghent et al. (1982) konnten überzeugend zeigen, daß in hochmetamorphen Gesteinen die (Ga-Rand-/anгрz.-Bi)-Analysenpaare etwa 50-200°C niedrigere Temperaturen als die (Ga-Kern-/Matrix-Bi)-Analysen ergeben. Diese breite Temperaturvariation aus der ersten Gruppe von Analysenpaaren geht einerseits auf kinetische Faktoren, die die Schließung der Mineralsysteme beeinflussen, und andererseits auf die Granatresorption, die ihre "abgekühlten" Ränder diskordant durchschneidet, zurück (Petraakis, 1986a).

Unter Berücksichtigung der oben erwähnten Eigenschaften des Ga-Bi-Thermometers berechnete Petraakis (1986a, Tab. 1) die Temperaturen aus (Ga-Kern-/Matrix-Bi)- und (Ga-Rand-/anгрz.-Bi)-Analysenpaaren, bei P = 7 kbar. Erstere lieferten Werte zwischen 720 und 780°C und letztere Werte zwischen 510 und 800°C. An dieser Stelle soll erwähnt werden, daß das Ga-Bi-Thermometer mit einer Unsicherheit von $\pm 50^\circ\text{C}$ behaftet ist (Hodges & Spear, 1982).

Das Ga-Plg-Als-Q-Barometer wurde von Ghent (1976) eingeführt. Newton & Haselton (1981) und Ganguly & Saxena (1984) entwickelten verbesserte Versionen dieses Barometers, die den Einfluß von Mg, Fe und Mn auf Ca in den Granaten kompensieren und die Abweichungen vom idealen Mischungsverhalten der Albit- und Anorthit-Komponenten in Plagioklas berücksichtigen. In der vorliegenden Untersuchung wurde dieses Barometer nach Newton & Haselton (1981) verwendet. Die aus (Matrix-Plg-/Ga-Kern)-Analysenpaaren berechneten Drücke bei T = 700°C liegen im Bereich 6-8 kbar. (Ga-Rand-/anгрz.-Plg)-Analysenpaare ergaben eine breitere Variation von 4-7 kbar. Die (Plg-Einschluß-/anгрz.-Ga)-Analysenpaare lieferten Werte zwischen 4 und 9 kbar. Alle diese Werte sind mit einer Unsicherheit von ± 1.5 kbar behaftet (Hodges & Spear, 1982). Die Ergebnisse aus den zwei letztgenannten Gruppen weisen darauf hin, daß Hebungs- und De-kompressionsprozesse eine wesentliche Rolle in der post-peak-metamorphen Entwicklung der untersuchten Gesteine spielten. Diese Anfälligkeit des Barometers ist ein viel komplizierterer Prozeß als der Austausch von Mg und Fe zwischen Granat und Biotit. Das Barometer beruht auf der Ca-Transfer Reak-

tion (mass transfer reaction)



zwischen Granat und Plagioklas, der mit der gekoppelten Substitution $\text{CaAl} = \text{NaSi}$ in Plagioklas verbunden ist. Diese Substitution erfordert die Überwindung von größeren energetischen Barrieren als im Falle einer simplen Austauschreaktion. Dies ist ein möglicher Hinweis darauf, die die oben erwähnte Anfälligkeit dieses Barometers nicht so sehr auf kinetisch hemmenden Abkühlungs- und Hebungsprozesse sondern auf eine Wiederaufwärmung der Gesteine unter niedrigeren Drücken zurückzuführen ist.

Drücke, die mit Hilfe des Ga-Opx-Plg-Q-Barometers nach Newton & Perkins (1982) aus den symplektitischen Koronabildungen um den Granat errechnet wurden (8-9 kbar aus (Ga-Kern-/symplekt.-Plg)-Analysenpaaren), können als maximale Metamorphosedrücke gedeutet werden. Dies beruht auf der symplektitischen Textur der Zerfallsprodukte der Granate, die auf eine "plötzliche" Dekompression (großräumiger tektonischer Akt?) der Gesteine hinweist.

Zusammenfassend: Die aus (Ga-Kern-/Matrix-Bi- bzw. -Plg)-Analysenpaaren errechneten P,T-Bedingungen liegen im Bereich 720-780°C und 7-9 kbar. Dieses geothermobarometrische Ergebnis ist konform mit den Ergebnissen der paragenetischen und textuellen Analyse der untersuchten Proben.

Die "Abkühlungsdaten"

Braun & Earle (1983) verwendeten die Ergebnisse der Geothermobarometrie aus (Ga-Rand-/angrz. -Mineral)-Analysenpaaren um die Weiterentwicklung von Gesteinen nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgreich zu modellieren. Petrakakis (1986a) versucht auf dem selben Weg und unter Verwendung ähnlicher Daten, im weiteren kurz als "Abkühlungsdaten" bezeichnet, die Entwicklung der Gesteine aus dem südlichen Bereich der Bunten Serie nach der prägenden Metamorphose zu skizzieren. Dieses Vorhaben ist mit vielen Unsicherheiten verbunden, da die Abkühlungsdaten eine breite Variation in den berechneten Temperaturen und Drücken aufweisen. Es hat sich gezeigt, daß die Abkühlungsdaten der meisten der untersuchten Proben einen Überlappungsbereich aufweisen, der zwischen 530-620°C und 2-4.5 kbar liegt (Abb. 2). Sollte dieser P, T-Bereich geologisch sinnvoll sein, stellt sich die Frage über die genaue Bedeutung dieser Werte. Prinzipiell gibt es zwei mögliche Antworten:

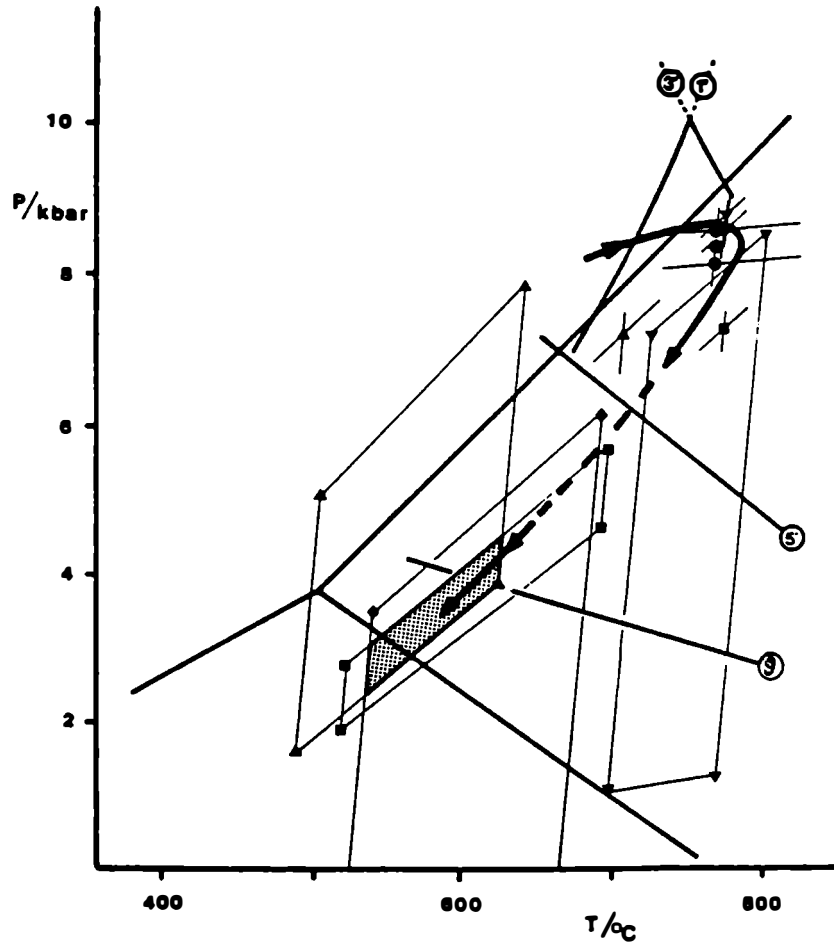


Abb. 2: P,T-Diagramm zur Darstellung der metamorphen Entwicklung von Gesteinen aus der südlichen Bunten Serie. Die dünn ausgezogenen Vierecke entsprechen der Variation der "Abkühlungsdaten" (siehe Text). Der Überlappungsbereich dieser Vierecke entspricht möglicherweise den Bedingungen des jüngeren metamorphen Ereignisses. Die Kurven 1', 3' und 5 wie in der Abb. 1, Kurve 9 aus Lonker (1981), Tripelpunkt nach Holdaway (1971).

1. Dieser Bereich entspricht den Schließungsbedingungen der Mineralsysteme nach einer "langsamen" Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine.
2. Dieser Bereich entspricht einer Wiederaufwärmung und Rehydratisierung der Gesteine unter niedrigeren Drücken und Temperaturen.

Wird von der Annahme ausgegangen, daß es nach der prägenden Metamorphose zu einer partiellen Rehydratisierung der Gesteine kommt, wie das durch die Neuspaltung von Hellglimmer und Chlorit im Dünnschliff bzw. durch die Glimmerschieferzone in der Natur dokumentiert wird, dann ergeben sich folgende Möglichkeiten:

Zum Fall 1. Eine langsame Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine

hätte zwangsläufig die Neusprossung von Cordierit gemeinsam mit dem Hellglimmer und dem Chlorit zur Folge. Die meisten der untersuchten Proben und besonders die Alumosilikat-führenden, sind aufgrund ihrer Zusammensetzung (Petraakis, 1986a) potentielle Träger einer Cordierit-führenden Paragenese. Eine Cordierit-Neusprossung wurde aber in den untersuchten Proben nicht beobachtet.

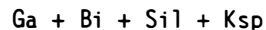
Für den 2. Fall sprechen sowohl die Beobachtungen aus dieser Untersuchung als auch Literaturdaten. Zunächst die Tatsache, daß sowohl die blastomylonitischen als auch die symplektitischen textuellen Beziehungen in manchen Proben auf eine "plötzliche" Hebung der Gesteine hinweisen. Dies ist nicht mit einer langsamen Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine vereinbar. Zweitens, die eingangs erwähnten Abkühlungsalter der Biotite in den Granuliten. Drittens, die Tatsache, daß die Resorption diskordant das Abkühlungsmuster der Granatränder schneidet. Dies bedeutet, daß die Resorption, zumindest in ihrer letzten Phase, einen bereits abgekühlten Granat erfaßt hat. Viertens sprechen Hödl (1985) und Högelsberger (1987) von einer retrograden Wiederaufwärmung ihrer untersuchten Proben, die aus der Bunten Serie und der Gföhler Einheit stammen. Fünftens betrachtet Fuchs (1976) die Glimmerschieferzone als retrograd überprägtes Moldanubikum.

Unter diesen Aspekten entspricht der Überlappungsbereich den Bedingungen einer retrograden Überprägung, die nicht als Endphase der prägenden Metamorphose verstanden werden kann, sondern als jüngerer metamorphes Ereignis. Dies erfaßte die H₂O-armen, granulitfaziell geprägten Gesteine der südlichen Bunten Serie und verursachte durch lokal begünstigte H₂O-Infiltration eine partielle Rekrystallisation und die Neusprossung von Hellglimmer und Chlorit. Diese Prozesse fanden unter P,T,a H₂O-Bedingungen statt, die nicht zur Cordieritbildung führten. Der Überlappungsbereich der Abkühlungsdaten aus den untersuchten Proben erfüllt diese Bedingungen, da er größtenteils unterhalb der untersten Stabilitätsgrenze des Cordierits liegt.

Schlußfolgerungen

Die oben präsentierten Daten (siehe auch Petraakis, 1986a u. b) werden hier zusammengefaßt:

Zunächst konnte auf ein altes metamorphes Ereignis hingewiesen werden, welches durch die Ca-reichen Kerne in manchen der untersuchten Granate manifestiert wird. Dieses Ereignis ist älter als die prägende Metamorphose der untersuchten Gesteine. Letztere wird durch den Faziestyp



gekennzeichnet. Sie verursachte eine weitgehende Homogenisierung der Granate. Die Bildung der Granate erfolgte während eines prograden Ereignisses, welches über den Zerfall der Paragenese Mu+Q nach der Reaktion



zur charakteristischen Paragenese führte. Dieser prograde Weg läßt sich in dem Bereich 700–770°C und 6–9 kbar bei $P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_{\text{tot}}$ lokalisieren. Diese Angaben stützen sich einerseits auf die textuelle und paragenetische Analyse und andererseits auf die geothermobarometrische Untersuchung der Gesteine. Letztere grenzen sogar diesen Bereich zwischen 720 bis 770°C und 7–9 kbar ein. Diese Bedingungen lassen die Metamorphose als granulitfaziell einstufen und diese mit der Metamorphose in der Gföhler Einheit korrelieren. Die durch diese Bedingungen entstandenen Mineralparagenesen wurden den Abkühlungsphänomenen unterworfen. Diese werden besonders deutlich durch das Abkühlungsmuster der Granatränder und die Änderungen im Chemismus der angrenzenden Minerale.

Die textuelle Analyse von marginal gelegenen Gesteinen aus der südlichen Bunten Serie weist darauf hin, daß während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt eine "plötzliche" Dekompression, die in Verbindung mit einem großtektonischen Akt gebracht werden kann, diese erfaßt hat.

Die Abkühlungsdaten sowie Beobachtungen aus dieser Untersuchung und Angaben aus der Literatur sprechen dafür, daß der südliche Bereich der Bunten Serie durch ein jüngeres Ereignis teilweise rekristallisiert und rehydratisiert wurde. Dieses Ereignis kann mit der variszischen Wiederaufwärmung parallelisiert werden. Trotz der breiten Variation der Abkühlungsdaten, die deswegen mit einer größeren Unsicherheit behaftet sind, läßt sich der P,T-Bereich dieses jüngeren Ereignisses mit etwa 530–620°C und 2–4.5 kbar angeben. Diese Bedingungen stehen im Einklang mit der Tatsache, daß in den untersuchten Gesteinen keine Neusprossung von Cordierit beobachtet wurde.

Ein wichtiger Aspekt dieser Untersuchung betrifft die Grenze zwischen der Bunten Serie und der Gföhler Einheit. Im zweiten Kapitel wurden kurz die Gründe lithologischer und paragenetischer Natur erwähnt, die zu der Trennung beider Serien führten. Matura (1976, S. 68) erwähnt, daß die "tektonische Grenze stellenweise willkürlich zu setzen" sei. Da offensichtlich deutliche tektonische Kriterien fehlen, wäre ein nachweisbarer metamorpher Hiatus ein wichtiges Argument für die Abgrenzung beider Serien. Betrachtet man aber die Ergebnisse dieser Untersuchung und die Angaben von Scharbert & Kurat (1974) über die Metamorphosebedingungen der Granulite, wird der vermutete Metamorphosesprung stark in Frage gestellt. Högelsberger konnte neuerdings u.a. feststellen, daß es keinen wesentlichen Unterschied im Metamorphosegrad zwischen Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus dem Hangenden der Bunten Serie und dem Liegenden der Gföhler Einheit gibt. Petrakakis (1986b) äußert die Vermutung, daß der Unterschied zwischen beiden Serien nicht so sehr in Druck und Temperatur sondern in P_{H_2O} liegt. Diese Hypothese muß durch weitere Vergleichsuntersuchungen an Gesteinen aus der Bunten Serie sowie den Rahmgesteinen der Granulite und besonders am Gföhler Gneis getestet werden.

Danksagung

Der Verfasser bedankt sich beim Kollegen, Herrn W. Strasser, für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. SMPM, 53, 61–78.
- BHATTACHARYA, A. & SEN, S. K. (1985): Energetics of hydration of cordierite and water barometry in cordierite-granulites. Contr. Min. Petr., 89, 370–378.
- BRAWN, M. & EARLE, M. (1983): Cordierite bearing schists and gneisses from Timor, eastern Indonesia: P-T conditions of metamorphism and tectonic implications. Journ. Metamorphic Geology, 1, 183–203.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contr. Min. and Petr. 66, 113–117.
- FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). Verh. Geol. B-A H 3: 424–440 (1976) Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol B-A 119: 45–61.

- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., 119, 45-61.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., 129, 41-49.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., 119, 1-43.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im Niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. Verh. Geol. B.-A., V. 2, 29-49.
- GANGULY, J. & SAXENA, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. Am. Min., 69, 88-97.
- GHENT, E. D. (1976): Plagioclase-garnet Al_2SiO_5 -quartz: A potential geobarometer. Am. Min., 61, 710-714.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Moosilake, New Hampshire. Am. Min., 67, 1118-1134.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im Niederösterreichischen Moldanubikum. Unveröff. Diss., Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- HÖGELSBERGER, H. (1987): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). Unveröff. Diss., Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. Journ. Sci., 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M. (1977): Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contr. Min. Petr., 63, 175-198.
- LONKER, S. W. (1981): The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. Am. Journ. Sci., 281, 1056-1090.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Thermodynamics of minerals and melts (ed. Newton, R.C., Navrotsky, A. & Wood, B.J.), Springer Verlag, New York.
- NEWTON, R. C. & PERKINS, D. III. (1982): Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz. Am. Min., 67, 203-222.
- OHMOTO, H. & KERRICK, D. (1977): Devolatilization equilibria in graphitic systems. Am. Journ. Sci., 277, 1013-1044.
- PETRAKAKIS, K. (1986a): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. J. metamorphic Geol., 4, 323-344.
- PETRAKAKIS, K. (1986b): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. TMPM, 35, 243-259.

- PETRAKAKIS, K. (1988): Hydrobarometry in gneisses from the southern Bunte Series, Moldanubian Zone, Austria. In preparation.
- SCHARBERT, H. G. (1963): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, I. Neues Jb. Min. Abh., 100, 59-86.
- SCHARBERT, H. G. (1964): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, II. Neues Jb. Min. Abh., 101, 27-66.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphen Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. Fortschr. Min., 59, Bh. 2, 129-152.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G. (1974): Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria. TPM, 21, 110-143.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel. Jb. der Geologischen B-A., 119, 75-81.
- THOMPSON, A. B. (1976a): Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. Jour. Sci., 276, 401-424.
- THOMPSON, A. B. (1976b): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. Jour. Sci., 276, 425-454.
- THOMPSON, A. B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. Am. Jour. Sci., 282, 1567-1595.
- TRACY, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. Miner. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, 10, 355-397.
- TRACY, R. J. & ROBINSON, P. (1980): Evolution of metamorphic belts: Information from detailed petrologic studies. In: The Calidonides in the U.S.A., (ed. Wones, D.R.), Virginia Polytechnic Institute & State University Memoir, 2, 189-195.
- TRACY, R. J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A. B. (1976): Garnet compositions and zoning in determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. Am. Min., 61, 762-775.
- WONES, D. R. & GILBERT, M. C. (1969): The fayalite-magnetite-quartz-assembly between 600 and 800°C. Am. Jour. Sci., 267A, 480-488.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südliches Waldviertel). Jb. Geol. B-A., 126, 181-199.

IN DER NATUR VORKOMMENDE TELLURIDE UND DEREN KRISTALLCHEMIE

von

F. Pertlik *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 18. Mai 1987.

I. Einleitung

Entsprechend seiner Stellung im Periodensystem und seiner Elektronenkonfiguration $[\text{Kr}] (4d)^{10} (5s)^2 (5p)^4$ im Grundzustand kann das Element Tellur folgende formale Wertigkeitsstufen annehmen: 2-, 0, 2+, 4+ und 6+. Für drei Wertigkeitsstufen sind auch die Wirkungsradien der Ionen mit hinreichender Genauigkeit bekannt: $r(\text{Te}^{2-})$: 2,11–2,21 Å, $r(\text{Te}^{4+})$: 0,70–0,84 Å, $r(\text{Te}^{6+})$: 0,56 Å. Diese Werte wurden einer Zusammenstellung der effektiven Ionenradien nach HEYDEMANN (1969) entnommen. Chemische Verbindungen mit formal zweifach negativ geladenem Tellur werden als Telluride bezeichnet. Natürlich vorkommende Telluride stellen eine der Menge nach eher untergeordnete, dafür aber umso vielfältigere Mineralgruppe dar.

Im Rahmen dieser Zusammenstellung sollen nur natürliche Telluride und deren Kristallstrukturen behandelt werden. Dabei ist nicht an eine vollständige Liste aller natürlich vorkommender Telluride gedacht, es sollen vielmehr die Minerale mit bekannten Kristallstrukturen vorgestellt werden. Weiters wird auf die Vielfalt der Koordinationspolyeder des formal zweifach negativen Tellurs eingegangen und versucht, auf gemeinsame Bauelemente in diesen Polyedern aufmerksam zu machen. In diesem Zusammenhang sei auf zwei weitere Zusammenstellungen von Kristallstrukturen natürlicher Telluride hingewiesen: SINDEEVA (1964) widmet in seiner Arbeit über die Mineralogie und Lagerstättenkunde der Elemente Selen und Tellur ein Kapitel der Kristallchemie dieses Elementes; ZEMANN (1974) gibt in seinem Artikel über die Kristallchemie des Tellurs im "Handbook of Geochemistry" eine weitere Zusammenstellung von Kristallstrukturen von Telluriden.

Entsprechend einem Vorschlag von KOSTOV (1968, 1972) sowie von KOSTOV & MINCEVA-STEFANOVA (1981), betreffend ein mögliches Ordnungsprinzip nach Gittermetrik und Chemismus, sind die Telluride zu folgenden Gruppen zusammengefaßt: "Metallische Telluride" des isometrischen bzw. pseudoisometrischen Strukturtyps (Kapitel II bis V), "metallische Telluride" des planaren Strukturtyps (Kapitel VI bis VIII), Cu-Ag-Au-Telluride (Kapitel IX), und "semimetallische Telluride" des planaren Strukturtyps (Kapitel X). Die Telluride der ersten Nebengruppe des Periodensystems werden dabei zu einer Gruppe (Kapitel IX) zusammengefaßt. Dies erscheint insofern gerechtfertigt, da alle diese Minerale zum (pseudo)-isometrischen Strukturtyp gezählt werden können.

*) **Anschrift des Verfassers:**

Prof. Dr. Franz Pertlik

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien

Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

II. Telluride des Strukturtyps "Steinsalz" und "Zinkblende"

Die Isotypie der Kristallstrukturen der Minerale Altit, PbTe, und Bleiglanz, PbS, mit jener des Steinsalzes, NaCl, wurde erstmals von RAMSDELL (1925) experimentell belegt. Daneben bestimmte dieser Autor die Gitterkonstante a für synthetisches PbTe mit 6,38 Å. Zum Vergleich: nach BERRY & THOMPSON (1962) beträgt dieser Wert 6,443 Å. Die Kristallstruktur des Minerals Coloradoit, HgTe, wurde von DE JONG (1926) aus Debye-Scherrer-Aufnahmen als Isotyp zur Zinkblende, ZnS, bestimmt. Als Gitterkonstante gab er 6,43 Å an; BERRY & THOMPSON (1962) fanden 6,453 Å.

In der Kristallstruktur des PbTe wird das Te-Atom von sechs Pb-Atomen in Form eines regelmäßigen Oktaeders umgeben: Te-Pb = 3,22 Å. Die Kristallstruktur von HgTe weist eine tetraedrische Koordination aller Atome auf: Te-Hg = 2,79 Å.

III. Telluride des Strukturtyps "Markasit"

In diesem Strukturtyp kristallisieren die Minerale Frobergit, FeTe₂, und Mattagamit, CoTe₂. Die Erstbeschreibung des Minerals Frobergit sowie die Synthese dieser Verbindung aus einer Schmelze der Elemente geht auf THOMPSON (1947, 1948) zurück. Die Erstbeschreibung des Minerals Mattagamit stammt von THORPE & HARRIS (1973). BROSTIGEN & KJEKSHUS (1970) beschrieben die Kristallstrukturen von synthetischem FeTe₂, CoTe₂ und FeS₂ (Markasit) in Raumgruppe Pnn2-D_{2h}¹⁰. Neubestimmungen der Strukturen des Markasits (BROSTIGEN et al., 1973) und des Frobergits (PERTLIK, 1986) zeigten jedoch, daß diese innerhalb der Standardabweichungen in der zentrischen Raumgruppe Pnnm-D_{2h}¹² beschreibbar sind. Lediglich bei Mattagamit fehlt eine derartige moderne Untersuchung. Es wird jedoch aufgrund kristallchemischer Überlegungen angenommen, daß auch dieses Mineral eine zentrosymmetrische Atomanordnung besitzt.

In den Kristallstrukturen beider Minerale, FeTe₂ und CoTe₂, treten Te₂-Hanteln auf, wobei der Te-Te-Abstand im FeTe₂ 2,93 Å und im CoTe₂ 2,91 Å beträgt. Diese praktisch gleich großen Te-Abstände sind signifikant länger als die Te-Te-Abstände innerhalb der Te₂-Kette des elementaren Tellurs mit 2,84 Å (CHERIN & UNGER, 1967). Zusätzlich ist jedes Te-Atom in den Verbindungen FeTe₂ und CoTe₂ an drei Fe- bzw. Co-Atome gebunden (Te-Fe: 2,56 Å, 1 x, und 2,57 Å, 2 x, sowie Te-Co: 2,58 Å, 2,60 Å und 2,61 Å); das Koordinationspolyeder kann somit als verzerrtes Tetraeder beschrieben werden. Die "Tetraederwinkel" liegen dabei zwischen 98° und 124°.

IV. Telluride des Strukturtyps "Ullmannit"

Drei Minerale mit den idealisierten chemischen Formeln PtBiTe (Maslovit), PdBiTe (Michenerit) und PdSbTe (Testbiopalladinit), kristallisieren in einer Atomanordnung, die jener des Ullmannits, NiSbS, entspricht. In Tab. 1 wurden die chemischen Formeln, die wichtigsten kristallographischen Daten und Angaben zur Beschreibung (Autoren und Fundort) dieser drei Minerale zusammengestellt. Chemische Analysen (EMS-Analysen) lassen eine durchgehende Mischkristallreihe von PdSbTe nach PdBiTe bei erhöhten Temperaturen als möglich erscheinen, da von Kambalda, Westaustralien, Testbiopalladinit teilweise zonar verwachsen mit Michenerit beschrieben wurde (HUDSON et al., 1978).

Tabelle 1. Telluride des Strukturtyps "Ullmannit".
Chemische Formel, Kristalldaten und Fundorte.

Maslovit: $\text{Pt}_{0,77-0,52}\text{Pd}_{0,22-0,51}\text{Bi}_{1,13-1,31}\text{Te}_{0,64-0,78}\text{Sb} \leq 0,07 \text{ Pb} \leq 0,03$
 $a_{\text{T}} = 6,671-6,689 \text{ \AA}$; Raumgruppe $\text{P2}_1\text{-T}^4$
 Fundort: Lagerstätte "Oktober", UdSSR (Cu-Ni-Vererzung)
 KOVALENKER et al., 1979.

Michenerit: $\text{Pd}_{1,00}\text{Bi}_{0,88} \text{Sb}_{0,11} \text{Te}_{1,00}$
 $a_{\text{T}} = 6,642 \text{ \AA}$; Raumgruppe $\text{P2}_1\text{-T}^4$
 Fundort: Sudbury, Ontario, Kanada
 HAWLEY & BERRY, 1958; CHIELDS & HALL, 1973
 Monchegorsk Distrikt, UdSSR
 GENKIN et al., 1963.

Testibiopalladinit: $\text{Pd}_{0,91-0,99}\text{Ni}_{0,0-0,05}\text{Sb}_{0,72-0,97}\text{Bi}_{0,0-0,36}\text{Te}_{0,92-1,06}$
 $a = 6,557-6,581 \text{ \AA}$
 Fundort: VR China (zwei Cu-Ni-Vererzungen)
 PMMRG, 1974
 Kambalda, Westaustralien
 HUDSON et al., 1978.

In den Strukturen dieser drei Minerale des Typs "Ullmannit" wird das auf der dreizähligen Achse liegende Te-Atom von drei Pd- bzw. Pt-Atomen sowie einem Sb- bzw. Bi-Atom in Form eines leicht verzerrten Tetraeders umgeben. Im Detail finden sich z.B. im Michenerit folgende Abstände: Te-Bi = 2,91 Å und Te-Pd = 2,72 Å (3x) mit den zugehörigen Tetraederwinkeln: Pd-Te-Pd = 117,5° (3x) sowie Pd-Te-Bi = 99,3° (3x) (CHILDS & HALL, 1973). Von den Mineralien Maslovit und Testibiopalladinit liegen keine Strukturuntersuchungen an Einkristallen vor. Die Koordinationsverhältnisse um die Te-Atome sind jedoch aufgrund von Symmetrie und semiquantitativen Röntgenpulveraufnahmen mit Michenerit vergleichbar.

V. Das tellurhaltige Fahlerz "Goldfieldit"

Fahlerze, in denen die As/Sb-Atome partiell durch Te-Atome ersetzt sind, werden nach dem Erstfund im Goldfield-Distrikt, Nevada, USA, als Goldfieldit bezeichnet (THOMPSON, 1946). Die Kristallstrukturanalyse eines "Tellur-Fahlerzes" wurde jedoch an dem synthetischen Tellur-Endglied mit der Formel $\text{Cu}_{12-x}\text{Te}_4\text{S}_{13}$ ($x \sim 2$) durchgeführt. Es zeigte sich, daß in dieser Verbindung die Te-Atome nur die As/Sb-Position, nicht aber die S-Position besetzen (KALBSKOPF, 1974). Dies läßt den Schluß zu, daß im Goldfieldit pyramidale TeS_3 -Gruppen auftreten (vgl. SPRINGER, 1969), vergleichbar mit den AsS_3 - oder SbS_3 -Gruppen in den entsprechenden Sulfosalzen. Ein Ersatz der Schwefelatome durch Telluratome, wie er von NOWACKI (1969) angenommen wurde, konnte experimentell nicht verifiziert werden.

VI. Telluride des Strukturtyps "Imgreit-Melonit"

Die Minerale Imgreit, NiTe , (YUSHKO-ZAKHAROVA, 1964) und Melonit, NiTe_2 , (PEACOCK & THOMPSON, 1946a) kristallisieren einerseits im hexagonalen NiAs-, andererseits im trigonalen CdI_2 -Typ. Sie sind die Endglieder einer Kristallisationsreihe, über die TENNER (1938) im Zusammenhang mit Untersuchungen der Systeme Co-Te bzw. Ni-Te folgendes schreibt:

"CoTe geht, wie es scheint, kontinuierlich in CoTe_2 und NiTe in NiTe_2 über. Die Leerstellen des Metallatomgitters, die, solange sie noch spärlich vorkommen, wahrscheinlich zufallsmäßig verteilt sind, werden bei einem ausgedehnten Wegfall der Metallatome regelmäßig geordnet, sodaß sich aus dem Gitter vom NiAs-Typ allmählich eine Atomanordnung von der Art ausbildet, die früher CdI_2 zugeschrieben wurde."

Das Te-Atom wird im Imgreit von sechs Ni-Atomen in Form eines trigonalen Prismas ($\text{Te-Ni} \sim 2,65 \text{ \AA}$) umgeben. Im Melonit tritt um das Te-Atom eine einseitige [3]-Koordination auf ($\text{Te-Ni} \sim 2,57 \text{ \AA}$). In Abb. 1 sind die Koordinationsverhältnisse in diesen beiden Mineralen dargestellt. Weiters sind in Tab. 2 jene Minerale zusammengefaßt, die im Strukturtyp Imgreit-Melonit kristallisieren. Auffällig ist dabei, daß die Te-Atome bis etwa zur Hälfte durch Bi-Atome ersetzt werden können (vgl. Kotulskit, Merenskyit und Moncheit).

Tabelle 2. Telluride des Strukturtyps "Imgreit-Melonit".

a)	b)	c)	d)
Mineralname und Literaturhinweise	chemische Formel (idealisiert)		Gitterkonstanten a und c in Å.
Raumgruppe (n.b. = nicht bestimmt)			
a	b	c	d
Hexastibiopannickelit PMMRG, 1974	$(\text{Ni, Pd})_2\text{SbTe}$	n.b.	3,98 5,35
Imgreit OFTEDAL, 1927 YUSHKO-ZAKHAROVA, 1964	NiTe	$P6_3mc$	3,957 5,354
Kitkaiit HÄKLI et al., 1965	NiTeSe	$P\bar{3}m1$	3,716 5,126
Kotulskit GENKIN et al., 1963	$\text{Pd}(\text{Te, Bi})_{1-2}$	n.b.	4,19 5,67
Melonit TENGNER, 1938 PEACOCK & THOMPSON, 1946a FURUSETH et al., 1965	NiTe_2	$P\bar{3}m1$	3,835 5,255
Merenskyit KINGSTON, 1966	$(\text{Pd, Pt})(\text{Bi, Te})_2$	n.b.	3,778 5,125
Moncheit GRØNVOLD et al., 1960 GENKIN et al., 1963	$(\text{Pt, Pd})(\text{Te, Bi})_2$	n.b.	4,049 5,288

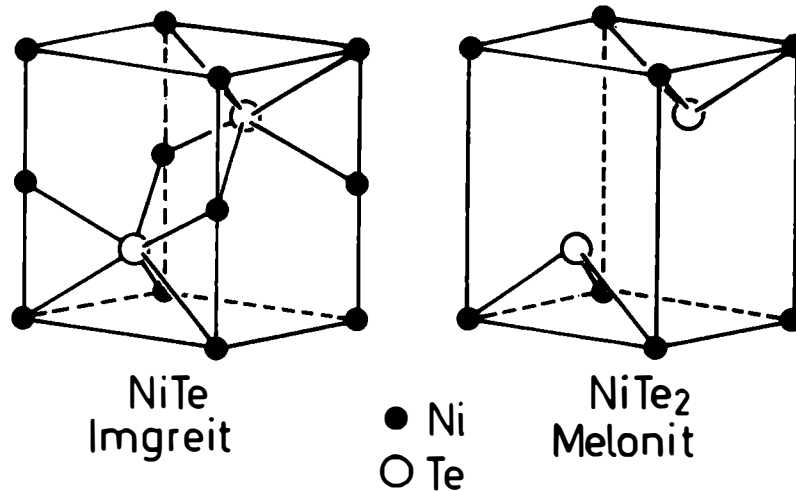


Abb. 1. Die Strukturen der Minerale Imgreit und Melonit. Der kontinuierliche Übergang von NiTe_2 nach NiTe ist durch eine partielle (statistische) Besetzung der Nickelposition im Melonit bis zur geordneten Struktur entsprechend dem Imgreit möglich.

VII. Telluropalladinit

Aus einer Vergesellschaftung verschiedener Te-Minerale des Stillwater-Komplexes in Montana, USA, konnten CABRI et al. (1979) das Mineral Telluropalladinit isolieren. Diese Autoren wiesen anhand von EMS-Analysen sowie Röntgeneinkristallaufnahmen die Identität mit der synthetisch bereits zuvor bekannten Legierung Pd_9Te_4 nach, deren Kristallstruktur von MATKOVIC & SCHUBERT (1978) bestimmt wurde. Die Koordinationspolyeder der vier kristallographisch verschiedenen Te-Atome werden bei drei Te-Atomen von neun Pd-Atomen, und bei einem Te-Atom von acht Pd-Atomen gebildet. Die Te-Pd-Abstände liegen im Bereich von 2,60 bis 3,00 Å, weitere Pd-Nachbarn treten erst in einem Abstand $> 3,5$ Å auf. Die Koordinationspolyeder selbst sind unregelmäßig und können nicht mit einfachen Formen verglichen werden.

VIII. Tellurohauchecornit

Ein zu Hauchecornit, $\text{Ni}_9(\text{Bi}_{1,3} \text{Sb}_{0,7})\text{S}_8$, (KOCMAN & NUFFIELD, 1974) isotypes Mineral ähnlicher Zusammensetzung, aber mit einem Te-Gehalt von 8,5 Gew%, wurde aus der Strathcona Mine, Sudbury Distrikt, Ontario, Kanada, von GAIT & HARRIS (1980) unter dem Namen Tellurohauchecornit beschrieben. Die idealisierte Zusammensetzung ist $\text{Ni}_9\text{BiTeS}_8$.

In ihrer Beschreibung geben GAIT & HARRIS (1980) für Tellurohauchecornit die Gitterkonstanten $a = 14,64$ Å und $c = 10,87$ Å, sowie als mögliche Raumgruppe $P4/mmm D_{4h}^2$ an. Im Gegensatz dazu betragen die an Hauchecornit vom Originalfundort bestimmten Gitterkonstanten $a = 7,30$ Å und $c = 5,40$ Å; Raumgruppe $P4/mmm-D_{4h}^2$ (KOCMAN & NUFFIELD, 1974). Eine Deutung der Verachtfachung des Zellvolumens wird allerdings von den Autoren GAIT & HARRIS (1972, 1980) nicht gegeben. Aufgrund von semiquantitativen Röntgenuntersuchungen scheint jedoch die Annahme berechtigt, daß die Te-Atome im Tellurohauchecornit jene Punktlage mit der Symmetrie $4/mmm$ besetzen, die im Hauchecornit mit Bi- und Sb-Atomen besetzt ist. Entsprechend muß dann das Te-Atom von acht Ni-Atomen mit $\text{Ni-Te} \sim 2,70$ Å ($8x$) in Form eines tetragonalen Prismas umgeben sein.

IX. Cu-Ag-Au-Telluride

In der hexagonalen Phase Cu_2Te (NOWOTNY & ZEMANN, 1950), die als ident mit dem Mineral Weissit anzusehen ist (RAMDOHR, 1938; THOMPSON, 1949; HOCART & MOLE, 1952), wird das Te-Atom (Punktsymmetrie $6mm$) von sechs Cu-Atomen mit $\text{Te-Cu} = 2,67 \text{ \AA}$ ($6x$) und von einem weiteren Te-Atom mit $\text{Te-Te} = 2,82 \text{ \AA}$ umgeben. Dieser Te-Te-Abstand ist innerhalb des Fehlers gleich groß wie die kürzesten Te-Te-Abstände im elementaren Tellur (CHERIN & UNGER, 1967).

Im System Cu-Te (vgl. PATZAK, 1956) wurde weiters die rhombische Phase CuTe beschrieben, und ihre Kristallstruktur von ANDERKO und SCHUBERT (1954) bestimmt. Natürliche Kristalle dieser Phase wurden von CAMERON & THREADGOLD (1961) unter dem Namen Vulkanit beschrieben. In der ausgeprägten Schichtstruktur dieses Minerals ist das Te-Atom mit der Punktsymmetrie mm einseitig von vier Cu-Atomen mit $\text{Te-Cu} = 2,60 \text{ \AA}$ ($2x$) und $2,76 \text{ \AA}$ ($2x$) umgeben (Abb. 2).

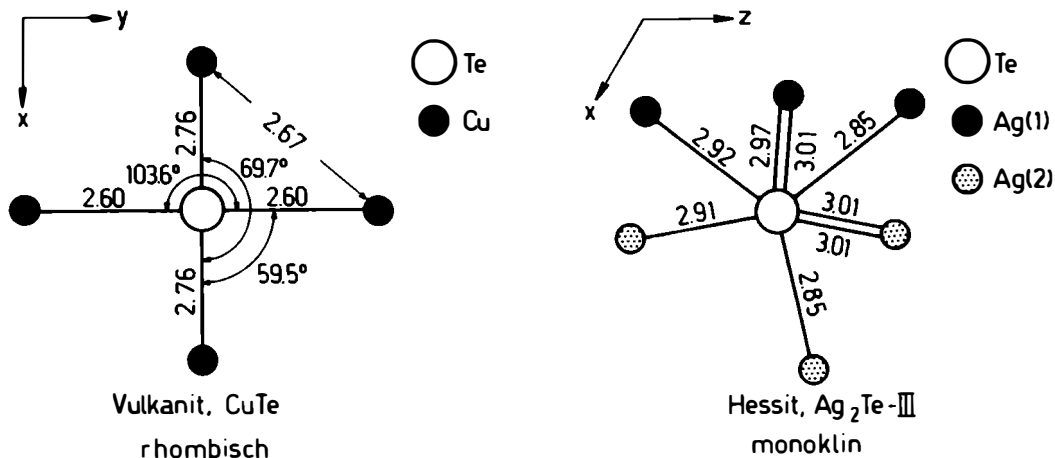


Abb. 2. Koordinationspolyeder um die Te-Atome in den Mineralen Vulkanit und Hessit. Einige ausgewählte interatomare Abstände (\AA) und Winkel ($^\circ$) sind eingezeichnet.

Von den auch in der Natur auftretenden Phasen im System Ag-Te (vgl. KRACEK et al., 1966; STUMPFL & RUCKLIDGE, 1968) ist nur die Kristallstruktur des Minerals Hessit, $\text{Ag}_2\text{Te-III}$, hinlänglich genau bekannt (ROWLAND & BERRY, 1951; FRUEH, 1959b, 1961). Das Koordinationspolyeder des Te-Atoms im Hessit ist ebenso wie jenes im Vulkanit in Abb. 2 dargestellt. Wie daraus ersichtlich, zeigt das Te-Ag_9 Polyeder keine klar erkennbare Symmetrie in der Anordnung der einzelnen Ag-Atom-Liganden.

In den Kristallstrukturen der Minerale Rickardit, $\text{Cu}_{4-x}\text{Te}_2$, tetragonal (FORMAN & PEACOCK, 1949) sowie Petzit, Ag_3AuTe_2 , kubisch (FRUEH, 1959a; CHAMID et al., 1978), liegt das Te-Atom auf einer vier- bzw. dreizähligen Achse und wird von neun Cu- bzw. sieben (Ag, Au)-Atomen umgeben. Wie zu erwarten, sind die mittleren Te-Cu-Abstände deutlich kürzer als die mittleren Te-(Ag, Au)-Abstände. In Abb. 3 ist jeweils ein Koordinationspolyeder um die Te-Atome dieser Minerale dargestellt, und einige ausgewählte interatomare Abstände sind eingetragen. In beiden Fällen sind die Koordinationspolyeder um die Te-Atome einander ähnlich: acht bzw. sechs Metallatome sind in Form

eines gewellten Ringes um das Te-Atom angeordnet, während das letzte Metallatom auf der vier- bzw. dreizähligen Achse liegt und so das Koordinationspolyeder ergänzt.

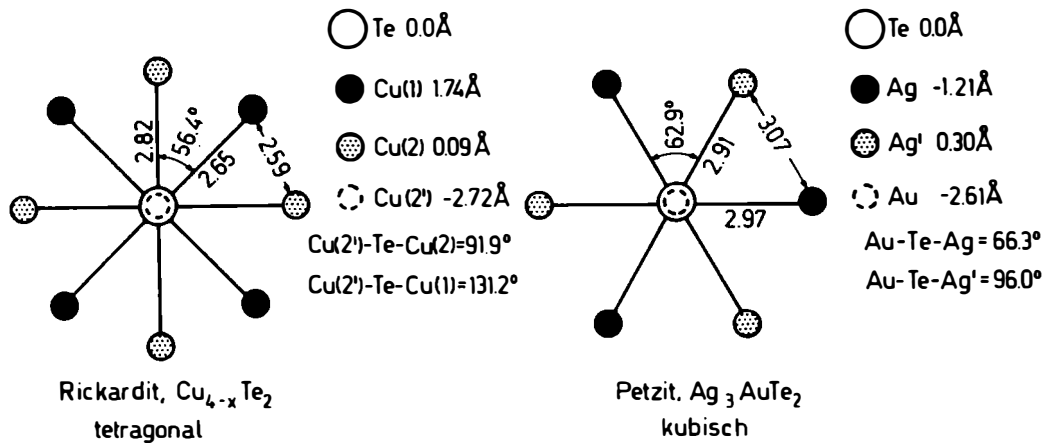


Abb. 3. Schematische Darstellung der Koordinationspolyeder um die Te-Atome in den Mineralen Rickardit und Petzit. Im ersten Fall wurde eine Ebene parallel (001), im zweiten Fall eine Ebene parallel (111) durch den Schwerpunkt eines Te-Atoms gelegt. Es sind die Normalabstände der einzelnen Atome zu diesen Ebenen, sowie einige interatomare Abstände (Å) und Winkel (°) angegeben.

Erwähnt sei noch, daß im Rickardit zwar beide kristallographisch verschiedenen Cu-Atome auf der vierzähligen Achse liegen, daß sich aber ihre Koordinationen wesentlich unterscheiden. Bis 3,40 Å gibt es folgende Nachbarn für das Cu(1)-Atom: Cu(1)-Cu(1) = 2,81 Å (4x), Cu(1)-Cu(2) = 2,59 Å (4x), Cu(1)-Te = 2,65 Å (4x); und für das Cu(2)-Atom: Cu(2)-Cu(1) = 2,59 Å (4x), Cu(2)-Te = 2,82 Å (4x), Cu(2)-Te = 2,72 Å und 3,40 Å, (jeweils 1 x).

Im Petzit, Ag_3AuTe_2 , werden die Edelmetallatome im Bereich bis 3,50 Å wie folgt von Te-Atomen umgeben: Ag-Te = 2,91 Å (2x) und 2,97 Å (2x), sowie von Au-Te = 2,61 Å (2x). Dabei bilden die Te-Atome um das Ag-Atom ein verzerrtes Tetraeder, in dem der Winkel Te-Ag-Te zwischen den beiden weiter entfernten liegenden Te-Atomen 143° beträgt. Eine derartige Verzerrung eines Tetraeders ist charakteristisch für die Koordination um formal einwertiges Silber. Das Au-Atom wird von Te-Atomen exakt linear [2]-koordiniert, sodaß auch für dieses Atom formal die Wertigkeitsstufe 1+ anzunehmen ist. In beiden Fällen gibt es weitere Ag- bzw. Au-Nachbarn ab 3,06 Å.

Zu den Cu-Ag-Au-Telluriden sind weiters vier strukturell eng verwandte Minerale zu zählen (vgl. TUNELL & PAULING, 1952): Calaverit, $AuTe_2$ (TUNELL & KSANDA, 1935; PERTLIK, 1984c), Krennerit, $Au_{1-x}Ag_xTe_2$, $x \sim 0,2$ (TUNELL & KSANDA, 1936; TUNELL & MURATA, 1950; PERTLIK, 1984b) und Sylvanit, $AuAgTe_4$, (TUNELL, 1941; PERTLIK, 1984a) sowie die zu Sylvanit isotype Cu-Verbindung Kostovit, $AuCuTe_4$ (TERZIEV, 1966; VAN TENDELOO & AMELINCKX, 1986). In diesen Kristallstrukturen werden die Atome der ersten Nebengruppe jeweils verzerrt oktaedrisch von Te-Atomen umgeben: diese Koordinationspolyeder werden über gemeinsame Te-Te-Kanten zu mehr oder minder stark gewellten Schichten verbunden, die ihrerseits über kurze Te-Te-Abstände vernetzt werden. Damit treten

neben isolierten Te-Polyedern [Krennerit, Atom Te(2)] auch "dimere Te-Polyeder" mit [Te-Te]-Kanten und Te-Te-Abständen von 2,86 Å bis 3,09 Å auf. In der Struktur des Krennerits konnte erstmals auch ein "trimeres Te-Polyeder", bestehend aus einer [Te-Te-Te]-Gruppe mit der Symmetrie m und Te-Te-Abständen von 2,88 Å belegt werden. In Abb. 4 sind die verschiedenen Te-Polyeder dargestellt, in Tab. 3 wurden die interatomaren Abstände und Bindungswinkel zusammengestellt.

Tabelle 3: Zusammenstellung der Te-Ligand-Abstände ($< 3,30$ Å) und deren Bindungswinkel ($^{\circ}$) in den Mineralen Calaverit, Krennerit und Sylvanit (PERTLIK 1984 c, b, a). Diese Grenze wurde entsprechend der Summe der effektiven Atomradien plus 10% angenommen (cf. PAULING, 1960). Die Standardabweichungen betragen maximal 0,01 Å bzw. 1° .

Calaverit:

Te(1) - Au(2) = 2,67	Au(2) - Te(1) - Au(1) = 97
- Au(1) = 2,90	- Au(1') = 95
- Au(1') = 3,03	- Te(3) = 98
- Te(3) = 3,09	Au(1) - Te(1) - Au(1') = 96
	- Te(3) = 164
	Au(1') - Te(1) - Te(3) = 88
Te(2) - Au(2) = 2,69	Au(2) - Te(2) - Au(1) = 100
- Au(1) = 2,83	- Au(1') = 93
- Au(1') = 3,13	- Te(4) = 102
- Te(4) = 2,87	Au(1) - Te(2) - Au(1') = 95
	- Te(4) = 96
	Au(1') - Te(2) - Te(4) = 160
Te(3) - Au(1) = 2,65	Au(1) - Te(3) - Au(2) = 100
- Au(2) = 2,77	- Au(2') = 93
- Au(2') = 3,16	- Te(1) = 101
- Te(1) = 3,09	Au(2) - Te(3) - Au(2') = 96
	- Te(1) = 92
	Au(2') - Te(3) - Te(1) = 162
Te(4) - Au(1) = 2,69	Au(1) - Te(4) - Au(2) = 100
- Au(2) = 2,81	- Au(2') = 92
- Au(2') = 3,15	- Te(2) = 102
- Te(2) = 2,87	Au(2) - Te(4) - Au(2') = 95
	- Te(2) = 97
	Au(2') - Te(4) - Te(2) = 160

Krennerit:

Te(1) - Au(2) = 2,69	Au(2) - Te(1) - Te(5) = 101	2x
- Te(5) = 2,88	2x Te(5) - Te(1) - Te(5') = 96	
Te(2) - Au(2) = 2,70	Au(2) - Te(2) - Au(3) = 105	2x
- Au(3) = 2,73	2x Au(3) - Te(2) - Au(3') = 97	
Te(3) - Au(1) = 2,70	Au(1) - Te(3) - Au(3) = 104	
- Au(3) = 2,67	- Te(4) = 103	
- Te(4) = 2,86	Au(3) - Te(3) - Te(4) = 99	
Te(4) - Au(2) = 2,99	Au(2) - Te(4) - Au(2') = 94	
- Au(2') = 3,11	- Au(3) = 98	
- Au(3) = 2,70	- Te(3) = 95	
- Te(3) = 2,86	Au(2') - Te(4) - Au(3) = 96	
	- Te(3) = 160	
	Au(3) - Te(4) - Te(3) = 101	
Te(5) - Au(1) = 3,15	Au(1) - Te(5) - Au(1') = 95	
- Au(1') = 2,88	- Au(3) = 93	
- Au(3) = 2,68	- Te(1) = 163	
- Te(1) = 2,88	Au(1') - Te(5) - Au(3) = 102	
	- Te(1) = 92	
	Au(3) - Te(5) - Te(1) = 101	

Sylvanit:

Te(1) - Au = 2,68	Au - Te(1) - Ag = 98	
' - Ag = 2,93	- Ag' = 94	
- Ag' = 3,23	- Te(2) = 104	
- Te(2) = 2,82	Ag - Te(1) - Ag' = 93	
	- Te(2) = 96	
	Ag' - Te(1) - Te(2) = 159	
Te(2) - Au = 2,69	Au - Te(2) - Ag = 106	
- Ag = 2,74	- Te(1) = 98	
- Te(1) = 2,82	Ag - Te(2) - Te(1) = 106	

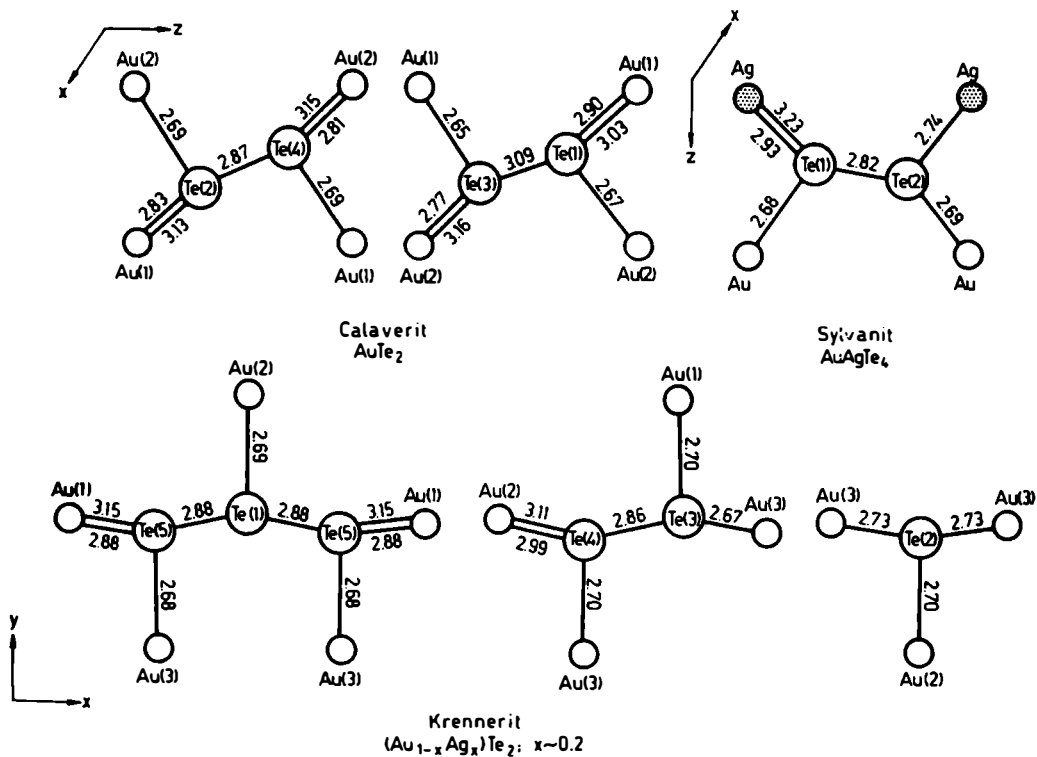


Abb. 4. Koordinationspolyeder um die Te-Atome in den Mineralen Calaverit, Krennerit und Sylvanit. Die interatomaren Abstände sind in (Å) angegeben und alle Liganden bis 3,30 Å eingezeichnet.

Im Gegensatz zu den Telluriden des Markasit-Typs mit Te-Te-Abständen von $\sim 2,90$ Å treten in den Te-Te-Hanteln von Sylvanit, Krennerit und Calaverit Te-Te-Abstände auf, die den Te-Te-Abständen im metallischen Tellur entsprechen. Dies deutet darauf hin, daß der Bindungscharakter in diesen Verbindungen verschieden ist von jenem in den Strukturen des Markasit-Typs. Für diese Annahme spricht auch die unterschiedliche Härte dieser Minerale. Frobergit und Mattagamit sowie auch Markasit haben eine Härte, die nach der Mohs'schen Härteskala ungefähr 6 entspricht, indessen weisen die drei erwähnten Ag-Au-Telluride Härten zwischen 2 und 3 (nach Mohs) auf. Zu bemerken ist, daß anhand von elektronenmikroskopischen Aufnahmen für synthetische Phasen, die in ihrer Gittermetrik und chemischen Zusammensetzung den Mineralien Calaverit (VAN TENDELOO et al., 1983a), Krennerit (VAN TENDELOO et al., 1984), Sylvanit (VAN TENDELOO et al., 1983b) und Kostovit (VAN TENDELOO & AMELINCKX, 1986) entsprechen, gezeigt werden konnte, daß es sich in allen vier Fällen um inkommensurable, modulierte Strukturen handelt.

Im Zusammenhang mit einer Besprechung der Kristallstrukturen von Cu-Ag-Au-Telluriden sind noch die Strukturbestimmungen der Minerale Montbrayit, Au_2Te_3 (PEACOCK & THOMPSON, 1946b; BACHECHI 1971, 1972) und Stützit, $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ (HONEA, 1964; IMAMOV & PINSKER, 1966) zu erwähnen. In beiden Fällen ergeben sich aufgrund der Strukturbeschreibungen kristallchemisch unwahrscheinliche Atomabstände, sodaß vor einer Diskussion eine Neubearbeitung unerlässlich scheint.

X. Telluride des Strukturtyps "Tetradymit"

Die Kristallstruktur des Tetradymits, $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, wurde von HARKER (1934) anhand von 30 Röntgenpulverintensitäten bestimmt. Die Atomanordnungen von Tetradymit selbst sowie von allen davon abgeleiteten Strukturen können als deformierte kubische Dichtestpackungen angesehen werden; die einzelnen parallel (00.1) liegenden Schichten bestehen jeweils aus einer Atomart. Prinzipiell weist jedes Atom eine verzerrt oktaedrische [6]-Koordination auf, wobei jeweils drei Nachbarn in den beiden benachbarten Schichten liegen. Neben den Bi-S-Abständen von 3,05 Å und den Bi-Te-Abständen von 3,12 Å sind vor allem Te-Te-Abstände von 3,69 Å auffällig. Da die hier beobachteten Te-Te-Abstände um 5,43% größer sind als der kürzeste Te-Te-Abstand von 3,50 Å zwischen verschiedenen Ketten im elementaren Tellur (CHERIN & UNGER, 1967), sind die interatomaren Wechselwirkungen zwischen Te-Te im Tetradymit als gering zu erachten; damit ist auch eine Erklärung für die gute Spaltbarkeit dieses Minerals senkrecht zur Wirtelachse gegeben. Zu bemerken ist, daß anhand kristallchemischer Überlegungen von PAULING (1975) für Tetradymit eine Atomanordnung in Raumgruppe $R\bar{3}$ und den Gitterkonstanten $a = 10,697 \text{ \AA}$ und $c = 28,174 \text{ \AA}$ zur Diskussion gestellt wurde, die bis heute experimentell nie mit Sicherheit verifiziert werden konnte.

Der Übergang von Bi_2Te_3 , Tellurobismutit, zu $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ist, wie LANGE (1939) zeigen konnte, diskontinuierlich; somit müssen die Minerale Tellurobismutit und Tetradymit als zwei verschiedene Verbindungen angesehen werden. Das Mineral Kawazulit, $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$, stellt nach KATO (1970) die zu Tetradymit isotype Selenverbindung dar.

In Abb. 5 sind neben der Kristallstruktur des Tetradymits auch jene der Minerale Tsumoit (SHIMAZAKI & OZAWA, 1978; YAMANA et al., 1979), Tellurantimon (THORPE & HARRIS, 1973), Tellurobismutit (FRONDEL, 1940a, 1940b; EFFENBERGER & PERTLIK, 1987) und Pilsenit (YAMANA et al., 1979; OZAWA & SHIMAZAKI, 1982), mit ihren Schichtabfolgen schematisch dargestellt. Bei all diesen, im weitesten Sinn trigonalen Strukturen treten in Richtung der Wirtelachse unterschiedliche Schichtfolgen und dementsprechend variable Identitätsperioden auf. Eine Zusammenstellung der wichtigsten kristallographischen Daten der Minerale des Typs Tetradymit ist in Tab. 4 gegeben. Zusätzlich wurden in diese Tabelle auch die Daten jener Minerale aufgenommen, die aufgrund ihrer Gittermetrik und ihrer Symmetrie oder ähnlicher Pulverdiagramme zum Strukturtyp Tetradymit im weitesten Sinn zu stellen sind, deren Kristallstruktur selbst jedoch unbekannt ist. Vermutlich gehört auch das Mineral Csiklovait, $\text{Bi}_2\text{Te}(\text{S,Se})_2$, zu diesem Typ; da KOCH & GRASSELLY (1948) keine Angaben bezüglich Kristallsystem und Gittermetrik gaben, ist eine Anführung unterblieben.

Tabelle 4: Zusammenstellung von Telluriden, die Stapelvarianten des Strukturtyps "Tetradymit" darstellen bzw. von denen aufgrund ihrer Gittermetrik dieser Strukturtyp anzunehmen ist.

a) Mineralname und Literaturhinweise c) Raumgruppe (n.b. = nicht bestimmt)	b) chemische Formel (idealisiert)	d) Gitterkonstanten a und c in Å.	
a	b	c	d
Aleksit LIPOVETSKII et al., 1978	$\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$	n.b.	4,238 79,76
Hedleyit WARREN & PEACOCK, 1945 BROWN & LEWIS, 1962	Bi_7Te_3	n.b.	4,46 118,8
Innodit	Bi_2TeS	$\text{P}\bar{3}\text{m}1$	4,248 23,22

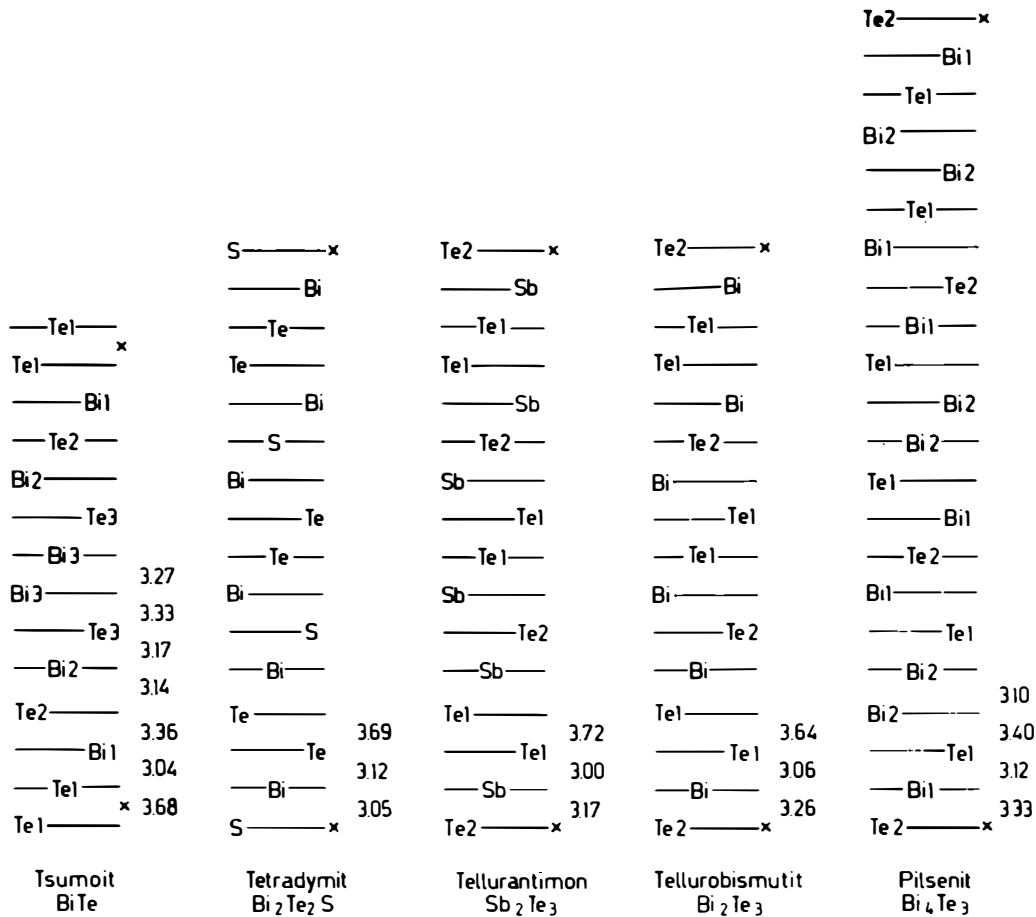


Abb. 5. Schematische Darstellung der Schichtabfolge in jenen Strukturen, die vom Strukturtyp "Tetradymit" ableitbar sind. Diese Strukturen lassen sich als deformierte kubische Dichtestpackungen beschreiben; die kürzesten interatomaren Abstände sind angegeben. Weiters ist die Identitätsperiode in Richtung der Wirtelachse (X) markiert.

XI. Schlußbetrachtung

Wie aus der Übersicht über die bekannten Kristallstrukturen natürlicher Telluride hervorgeht, ist die Kristallchemie des formal zweifach negativ geladenen Tellurs sehr komplex und ähnlich vielfältig wie die der Sulfide. Daneben spielen zusätzlich auch Schrägbeziehungen zu den Elementen der V. Hauptgruppe offensichtlich eine bedeutendere Rolle, als oft angenommen wird. Dieser Schluß muß vor allem aufgrund der Kristallstrukturuntersuchungen des "Tellurfahlerzes" gezogen werden. Weiters kann in den Verbindungen dieses Elements ein Übergang von einem reinen "Chalkogen" zu einem Element mit partiell metallischem Charakter, das Legierungen mit Übergangselementen bilden kann, beobachtet werden (wie etwa im Mineral Telluropalladinit). Die beobachtete Vielfältigkeit der möglichen Koordinationen erlaubt es nicht, einfache Gesetzmäßigkeiten in der Kristallchemie dieses Elements abzuleiten. Es darf auch angenommen werden, daß eine fortschreitende Kenntnis der zahlreichen, bisher strukturell nicht untersuchten Minerale das Spektrum der Koordina-

tionschemie für dieses Element noch erweitern wird. Es mangelt sicherlich nicht an interessierten Forschergruppen, solche Untersuchungen durchzuführen. Die Problematik liegt vielmehr darin, daß die Telluride eine Mineralgruppe darstellen, die in der Regel schlecht kristallisiert sind und nur selten Einkristalle bilden, wie sie für genaue Strukturbelegungen erforderlich sind.

Literatur

- ANDERKO K., SCHUBERT K. (1954): Untersuchungen im System Kupfer-Tellur. Z. Metallkde. 45, 371-378.
- BACHECHI F. (1971): Crystal structure of montbrayite. Nat. Phys. Science 231, 67-68.
- BACHECHI F. (1972): Synthesis and stability of montbrayite, Au_2Te_3 . Amer. Mineral. 57, 146-154.
- BERRY L. G., THOMPSON R. M. (1962): X-ray powder data for ore minerals: The Peacock atlas. New York: The geological society of America.
- BROSTIGEN G., KJEKSHUS A. (1970): Compounds with the marcasite type crystal structure V. The crystal structures of FeS_2 , $FeTe_2$, and $CoTe_2$. Acta Chem. Scand. 24, 1925-1940.
- BROSTIGEN G., KJEKSHUS A., RØMMING C. (1973): Compounds with the marcasite type crystal structure VIII. Redetermination of the prototype. Acta Chem. Scand. 27, 2791-2796.
- BROWN A., LEWIS B. (1962): The systems bismuth-tellurium and antimony-tellurium and the synthesis of the minerals hedleyite and wehrlite. Phys. Chem. Solids, 23, 1597-1604.
- CABRI L. J., ROWLAND J. F., LAFLAMME J. H. G., STEWART J. M. (1979): Keithconnite, telluropalladinite and other Pd-Pt tellurides from the Stillwater complex, Montana. Can. Mineral. 17, 589-594.
- CAMERON E. N., Threadgold I. M. (1961): Vulcanite, a new copper telluride from Colorado, with notes on certain associated minerals. Amer. Mineral. 46, 258-268.
- CECH F., VAVRIN I. (1978): Poubaitite, $PbBi_2(Se, Te, S)_4$, a new mineral. N. Jb. Miner. Mh. 9-19.
- CHAMID S., POBEDIMSKAYA E. A., SPIRIDINOV E. M., BELOV N. V. (1978): Refinement of the structure of petzite $AuAg_3Te_2$. Kristallografiya 23, 483-486 (Sov. Phys. Crystallogr. 23, 267-269, engl. Übersetzung).
- CHERIN P., UNGER P. (1967): Two-dimensional refinement of the crystal structure of tellurium. Acta Cryst. 23, 670-671.
- CHILDS J. D., HALL S. R. (1973): The crystal structure of michenerite, $PdBiTe$. Can. Mineral. 12, 61-65.
- DE JONG W. F. (1926): Die Struktur des Tiemannit und Koloradoit. Z. Krist. 63, 466-472.
- EFFENBERGER H., PERTLIK F. (1987): Hydrothermalsynthese und Kristallstruktur von stöchiometrischem Tellurantimon, Sb_2Te_3 , und Tellurobismutit, Bi_2Te_3 . Mitt. Österr. Min. Ges. 132, 157-161.
- FORMAN S. A., PEACOCK M. A. (1949): Crystal structure of rickardite, $Cu_{4-x}Te_2$. Amer. Mineral. 34, 441-451.
- FRONDEL C., (1940a): Redefinition of tellurobismuthite. Amer. Mineral. 25, 208.

- FRONDEL C. (1940b): Redefinition of tellurobismuthite and vandiestite. Amer. Journ. Sci. 238, 880-888.
- FRUEH A. J. Jr. (1959a): The crystallography of petzite, Ag_3AuTe_2 . Amer. Mineral. 44, 693-701.
- FRUEH A. J. Jr. (1959b): The structure of hessite, Ag_2Te -III. Z. Krist. 112, 44-52.
- FRUEH A. J. Jr (1961): The use of zone theory in problems of sulfide mineralogy, part III; polymorphism of Ag_2Te and Ag_2S . Amer. Mineral. 46, 654-660.
- FURUSETH S., SELTE K., KJEKSHUS A. (1965): Redetermined crystal structures of NiTe_2 , PdTe_2 , PtS_2 , PtSe_2 , and PtTe_2 . Acta Chem. Scand. 19, 257-258.
- GAIT R. I., HARRIS D. C. (1972): Hauchecornite-antimonian, arsenian and tellurian varieties. Can. Mineral. 11, 819-825.
- GAIT R. I., HARRIS D. C. (1980) Arsenohauchecornite and tellurohauchecornite: new minerals in the hauchecornite group. Min. Mag. 43, 877-878.
- GENKIN A. D., ZHURAVLEV N. N., SMIRNOVA E. M. (1963): Moncheite and kotulskite - new minerals - and the composition of michenerite. Zapiski Vses. Mineralog. Obshch. 92, 33-50 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 48, 1181).
- GRØNVOLD F., HARALDSEN H., KJEKSHUS A. (1960): On the sulfides, selenides and tellurides of platinum. Acta Chem. Scand. 14, 1879-1893.
- HÄKLI T. A., VUORELAINEN Y., SAHAMA T. G. (1965): Kitkaite (NiTeSe), a new mineral from Kuusamo, northeast Finland. Amer. Mineral. 50, 581-586.
- HARKER D. (1934): The crystal structure of the mineral tetradyomite, $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. Z. Krist. 89, 175-181.
- HAWLEY J. E., BERRY L. G. (1958): Michenerite and froodite, palladium bismuthide minerals. Can. Mineral. 6, 200-209.
- HEYDEMANN A. (1969): Chapter 12 - Tables. In: Handbook of Geochemistry, Vol. I (K. H. Wedepohl, ed.). Berlin-Heidelberg-New York: Springer.
- HOCART R., MOLE R. (1952): Synthèse de deux tellures de cuivre par compression des poudres cristallines de cuivre et de tellure. Comptes rendus 234, 111-113.
- HONEA R. M. (1964): Empressite and stuetzite redefined. Amer. Mineral. 49, 325-338.
- HUDSON D. R., ROBINSON B. W., VIGERS R. B. W., Travis G. A. (1978): Zoned michenerite - testibiopalladinite from Kambalda, Western Australia. Can. Mineral. 16, 121-126.
- IMAMOV, R. M., PINSKER, Z. G. (1966): Determination of the crystal structure of the hexagonal phase in the silver-tellurium system. Kristallografiya 11, 182-190. (Sov. Phys. Crystallogr. 11, 182-188, engl. Übersetzung.)
- KALBSKOPF, R. (1974): Synthese und Kristallstruktur von $\text{Cu}_{12-x}\text{Te}_4\text{S}_3$, dem Tellur-Endglied der Fahlerze. Tschermarks Min. Petr. Mitt. 21, 1-10.
- KATO A. (1970): Introduction to Japanese minerals. Geol. Surv. Japan, 87-88. (Ref.: Amer. Mineral. 57, 1312).
- KINGSTON G. A. (1966): The occurrence of platinoid bismuthotellurides in the Merensky Reef at Rustenburg platinum mine in the western Bushveld. Min. Mag. 35, 815-834.

- KOCH S., GRASSELLY J. (1948): Bismuth minerals in the Carpathian basin. Acta Univ. Szeged., Sec. sci. nat., Acta mineral., petrogr. 2, 1-30. (Ref.: Amer. Mineral. 35, 333).
- KOCMAN V., NUFFIELD E. W. (1974): The crystal structure of antimonian hauchecornite from Westphalia. Can. Mineral. 12, 269-274.
- KOSTOV I. (1968): Notation and genetic significance of crystal habits. In: Intern. Mineral. Assoc., V Gen. Meeting, Pap. a. Proc., Cambridge, 100-109.
- KOSTOV I. (1972): The structural patterns of crystal faces and crystal growth. Krist. u. Techn. 7, 27-35.
- KOSTOV I., MINCEVA-STEFANOVA J. (1981): Sulphide minerals. Crystal chemistry parageneses and systematics. Sofia: Publishing house of the Bulgarian academy of sciences.
- KOVALENKER V. A., BEGIZOV V. D., EVSTIGNEEVA T. L., TRONEVA N. V., RYABIKIN V. A. (1979): Maslovite, $PtBiTe$: A new mineral from the October copper-nickel deposit. Geol. rud. mestor. 21, 94-104 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 65, 406-407.)
- KRACEK F. C., KSANDA C. J., CABRI L. J. (1966): Phase relations in the silver-tellurium system. Amer. Mineral. 51, 14-28.
- LANGE P. W. (1939): Ein Vergleich zwischen Bi_2Te_3 und Bi_2Te_2S . Naturwiss. 27, 133-134.
- LIPOVETSKII A. G., BORODAEV Y. S., ZAV'YALOV E. N. (1978): Aleksite, $PbBi_2Te_2S_2$, a new mineral. Zap. Vses. Mineral. Obshch. 107, 315-321 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 64, 652.)
- MATKOVIC P., SCHUBERT K. (1978): Kristallstruktur von Pd_9Te_4 . J. Less-Common Met. 58, P 39-P 46.
- NOWACKI W. (1969): Zur Klassifikation und Kristallchemie der Sulfosalze. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 49, 109-156.
- NOWOTNY H., ZEMANN J. (1950): Die Kristallstruktur von Weissit. Österr. Akad. Wiss. Math. naturw. Kl. Anzeiger Jg. 1950, 1-2.
- OFTEDAL I. (1927): Über einige Kristallstrukturen vom Typus $NiAs$. Z. Phys. Chem. 128, 135-153.
- OZAWA T., SHIMAZAKI H. (1982): Pilsenite redefined and wehrlite discredited. Proc. Japan Acad. 58, 291-294. (Ref.: Amer. Mineral. 69, 215.)
- PATZAK I. (1956): Über die Struktur und die Lage der Phasen im System Kupfer-Tellur. Z. Metallkde. 47, 418-420.
- PAULING L. (1960): The nature of the chemical bond. Ithaca, N. Y.: Cornell University Press.
- PAULING L. (1975): The formula, structure, and chemical bonding of tetradyomite, $Bi_{14}Te_{13}S_8$, and the phase $Bi_{14}Te_{15}S_6$. Amer. Mineral. 60, 994-997.
- PEACOCK M. A. (1941): On joseite, grünlingite, orueteite. Univ. Toronto Studies, Geol. Ser. 46, 83-105.
- PEACOCK M. A., THOMPSON R. M. (1946a): On melonite from Quebec and the crystal structure of $NiTe_2$. Amer. Mineral. 31, 204.
- PEACOCK M. A., THOMPSON R. M. (1946b): Montbrayite, a new gold telluride. Amer. Mineral. 31, 204 und 515-526.

- PERTLIK F. (1984a): Kristallchemie natürlicher Telluride I: Verfeinerung der Kristallstruktur des Sylvanits, $AuAgTe_2$. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 23, 203-212.
- PERTLIK F. (1984b): Crystal chemistry of natural tellurides II: Redetermination of the crystal structure of krennerite, $(Au_{1-x}Ag_x)Te_2$ with $x \sim 0.2$. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 33, 253-262.
- PERTLIK F. (1984c): Kristallchemie natürlicher Telluride III: Die Kristallstruktur des Minerals Calaverit, $AuTe_2$. *Z. Krist.* 169, 227-236.
- PERTLIK F. (1986): Strukturverfeinerung der synthetischen Verbindung $FeTe_2$ (Frohbergit). *Anz. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl.* 123, 123-125.
- PMMRG: Platinum metal mineral research group, Kweiyang institute of geochemistry, (1974): Tellurostibnide of palladium and nickel and other new minerals and varieties of platinum metals. *Geochimica* 3, 169-181 (chinesisch). (Ref.: *Amer. Mineral.* 61, 182).
- RAMDOHR P. (1938): Erzmikroskopische Untersuchungen an einigen seltenen oder bisher wenig beachteten Erzminerale. *Zentralbl. Miner. Jg.* 1938, 129-136.
- RAMSDELL L. S. (1925): The crystal structure of some metallic sulfides. *Amer. Mineral.* 10, 281-304.
- ROWLAND J. F., BERRY L. G. (1951): The structural lattice of hessite. *Amer. Mineral.* 36, 471-479.
- SHIMAZAKI H., OZAWA T. (1978): Tsumoite, $BiTe$, a new mineral from the Tsumo mine, Japan. *Amer. Mineral.* 63, 1162-1165.
- SINDEEVA, N. D. (1964): Mineralogy and types of deposits of selenium and tellurium. New York - London - Sydney: John Wiley & Sons.
- SPRINGER G. (1969): Electronprobe analyses of tetrahedrite. *N. Jb. Miner. Mh.* 24-32.
- STUMPFL E. F., Rucklidge J. (1968): New data on natural phases in the system Ag-Te. *Amer. Mineral.* 53, 1513-1522.
- TENGNER S. (1938): Über die Phasen $CoTe-CoTe_2$ und $NiTe-NiTe_2$. *Naturwiss.* 26, 429.
- TERZIEV G. (1966): Kostovite, a gold-copper telluride from Bulgaria. *Amer. Mineral.* 51, 29-36.
- THOMPSON R. M. (1946): Goldfieldit = tellurian tetrahedrite. *Univ. Toronto Studies, Geol. Series* 50, 77-78.
- THOMPSON R. M. (1947): Frohbergite, $FeTe_2$, a new member of the marcasite group. *Amer. Mineral.* 32, 210.
- THOMPSON R. M. (1948): Pyrosyntheses of telluride minerals. *Amer. Mineral.* 33, 209-210.
- THOMPSON R. M. (1949): The telluride minerals and their occurrence in Canada. *Amer. Mineral.* 34, 342-382.
- THORPE R. I., HARRIS D. C. (1973): Mattagamite and tellurantimony, two new telluride minerals from Mattagami lake mine, Matagami area, Quebec. *Can. Mineral.* 12, 55-60.
- TUNELL G. (1941): The atomic arrangement of sylvanite. *Amer. Mineral.* 26, 457-477.

- TUNELL G., KSANDA C. J. (1935): The crystal structure of calaverite. J. Wash. Acad. Science 25, 32-33.
- TUNELL G., KSANDA C. J. (1936): The crystal structure of krennerite. J. Wash. Acad. Science 26, 507-509.
- TUNELL G., MURATA K. J. (1950): The atomic arrangement and chemical composition of krennerite. Amer. Mineral. 35, 959-984.
- TUNELL G., PAULING L. (1952): The atomic arrangement and bonds of the gold-silver ditellurides. Acta Cryst. 5, 375-381.
- VAN TENDELOO G., GREGORIADES P., AMELINCKX S. (1983a): Electron microscopy studies of modulated structures in (Au, Ag)Te₂: Part I. Calaverit. AuTe₂. J. Solid State Chem. 50, 321-334.
- VAN TENDELOO G., GREGORIADES P., AMELINCKX S. (1983b): Electron microscopic studies of modulated structures in (Au, Ag)Te₂: Part II. Sylvanite. AgAuTe₄. J. Solid State Chem. 50, 335-361.
- VAN TENDELOO G., AMELINCKX S., GREGORIADES P. (1984): Electron microscopic studies of modulated structures in (Au, Ag)Te₂. III. Krennerit. J. Solid State Chem. 53, 281-289.
- VAN TENDELOO G., AMELINCKX S. (1986): High-resolution electron-microscopic study of the modulated structure of kostovite (Cu_{4-x}Au_{4+x}Te₄). Acta Cryst. B 42, 121-130.
- WARREN H. V., PEACOCK M. A. (1945): Hedleyite, a new bismuth telluride from British Columbia, with notes on wehrlite and some bismuth-tellurium alloys. Univ. Toronto Studies, Geol. Ser. 49, 55-69.
- YAMANA K., KIHARA K., MATSUMOTO T. (1979): Bismuth tellurides: BiTe and Bi₄Te₃. Acta Cryst. B 35, 147-149.
- YUSHKO-ZAKHAROVA O. E. (1964): A new mineral-nickel telluride. Doklady Akad. Nauk SSSR 154, 613-614 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 49, 1151.)
- ZAV'YALOV E. N., BEGIZOV V. D. (1977): Rucklidgeite, (Bi, Pb)₃Te₄, a new mineral from the Zhd and Kochkar gold ore deposits. Zapiski Vses. Mineralog. Obsh. 106, 62-68 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 63, 599.)
- ZAV'YALOV E. N., BEGIZOV V. D. (1981): The new bismuth mineral ingodite, Bi₂TeS. Zapiski Vses. Mineralog. Obsh. 110, 594-600 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 67, 855.)
- ZAV'YALOV E. N., BEGIZOV V. D. (1982): Sulphotsumoite, Bi₃Te₂S, a new bismuth mineral. Zapiski Vses. Mineralog. Obsh. 111, 316-320 (russisch). (Ref.: Amer. Mineral. 68, 1250.)
- ZAV'YALOV E. N., BEGIZOV V. D., TEDCHUK V. Y. (1984): Additional data on the chemical composition of ingodite. Zapiski Vses. Mineralog. Obsh. 113, 31-35. (Ref.: Amer. Mineral. 70, 220.)
- ZEMANN J. (1974): Tellurium. 52-A. Crystal chemistry. In: Handbook of Geochemistry, Vol. II-4 (K. H. Wedepohl, ed.) Berlin-Heidelberg-New York: Springer.

KORALPEN – MINERALOGIE (KÄRNTNER ANTEIL)

von

J. Mörtl *)

Vortrag im Rahmen eines Sammlerabends der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 16. November 1987.

Geologisch-petrographisch erfolgte durch KIESLINGER (1926-1928) die erste grundlegende Betrachtung der Koralpe. Später setzten dann im Rahmen der Aufgaben der Geologischen Bundesanstalt die Arbeiten von BECK-MANNAGETTA, ein, die zur "Bezirksgeologie" für Wolfsberg (Planungsatlas des Lavanttales; BECK-MANNAGETTA, 1956) führten, aber auch 1975 Grundlagen für die wirtschaftliche Planung der Südweststeiermark darstellten. Mit der Herausgabe des Blattes Wolfsberg (188) im Jahre 1980 fand das jahrzehntelange Wirken dieses Geologen seinen vorläufigen Abschluß (BECK-MANNAGETTA, 1975, 1980). KLEINSCHMIDT (1975), aus der Saualpe kommend, entwickelte Gedanken, u. zw. Fortsetzung der Plankogelserie aufgrund des Auftretens von Manganquarziten u. dgl. Letztlich brachten strukturgeologische Arbeiten der Gruppen um FRANK, KLEINSCHMIDT, und auch BECK-MANNAGETTA Auffassungsunterschiede, die sicher im Rahmen einer kleineren Arbeitstagung bereinigt werden könnten.

Für die geologische Seriengliederung wird die in TOLLMANN (1977) vorgelegte Einteilung nach BECK-MANNAGETTA verwendet: Wolfsberger Serie, Marmorserie, Koralpenserie, Schwanberger Serie und Gradener Serie.

Auf Blatt St. Paul (205) haben KLEINSCHMIDT & RITTER (1976) mehr lithologische Begriffe für ihr Einteilungsschema im südlichen Koralpenrand in Anwendung gebracht.

Experimentelle petrologische Untersuchungen des Plattengneises erfolgten durch von PLATEN & HÖLLER (1966). Die Anatexislinie dieses Gneises wurde bestimmt und festgelegt. Sämtliche metamorphen Produkte (Minerale) in der Koralpe, bei annähernd gleichen metamorphen Bedingungen, müssen somit links dieser Kurve anzusetzen sein. Darüber hinaus, also rechts der Kurve, würden sich bereits Aufschmelzungen einstellen.

Die umfassende Kenntnis eines größeren, zusammenhängenden geologischen Raumes ist ein gravierendes Element bei der Mineralerfassung. Diesen Satz kann man nicht oft genug wiedergeben. Die Lavanttaler (auch Wolfsberger Gruppe genannt) nehmen sich dieser Hilfe mit sehr gutem Erfolg an und konnten z. B. anhand der ausgezeichneten Saualpenkarte von WEISSENBACH (1978) bedeutende Mineralvorkommen im Ausgehenden der Eklogite (Eklogitamphibolite usw.) orten und gewinnen. Gegenüber THIEDIG hat der Referent schon vor Jahren die Eklogite als "schwimmende Blöcke in einer pelitischen Suppe" bezeichnet. Wie richtig dieser unfachgemäße Ausdruck sein sollte, wird durch die Sm/Nd Datierung

*) Anschrift des Verfassers:
HR Dr. Josef Mörtl
Fischlstraße 21/4/7, A-9020 Klagenfurt

der Eklogite mit 700 Mio a bewiesen. Leute wie HARTL, SABATH, HASLACHER und LEITNER, um nur einige zu nennen, bargen in Klüften der Eklogitrundzonen wunderbare Bergkristalle, Epidote u.v.m. Trotz der Hektik der vielen Sammelbegeisterten sind Valentin LEITNER (St. Michael i. Lav.) und Gernot WEISSENSTEINER (Deutschlandsberg) sowie Hans ECK (Voitsberg) ruhende Pole in diesem "Sammelsurium von Sammlern" geblieben. Mit ihrem Suchen, Finden und Registrieren setzen sie die Akzente, die für eine Auflistung an Vorkommen eines Großgebietes notwendig sind. WEISSENSTEINER (1979) hat autodidakt den ganzen Korallenraum ordentlich in seinen "Mineralien der Koralle" behandelt. Ihm zur Seite stand LEITNER, der auch Mitinitiator des Lavantaler Heimatmuseums in Wolfsberg ist. Für alle Genannten gilt der fachliche Wert weit mehr, als der monetäre.

Die Koralle kann natürlich nach der vorgestellten Mineralliste 1987 (Tab. 1), hier Kärnten, da Steiermark, vom fachlichen Aspekt her ganz bestimmt nicht zweigeteilt werden. Es gibt aber einmal zwei Bundesländer und letztlich würde jedes Mineralverzeichnis an der Grenze des jeweiligen Landes enden. Vielleicht liegt gerade der Reiz in der Zweiteilung darin, daß die Suche nach Mineralaggregaten, Kristallen, die in dem einen Gebiet schon vorliegen, im anderen ein Pendant finden lassen und so der Mineralfassung geholfen werden kann. Die vorgelegte Liste verzeichnet die hohe Zahl von 149 Mineralspezies, davon kommen 107 in Kärnten und 116 in der Steiermark vor. Die starke Präsenz des Landesmuseums Joanneum, der Hohen Schulen in der Steiermark bringen Vorteile für unser Nachbarland. Besonderheiten, wie die Pyrit-Hämatit-Lagerstätte Waldenstein, auch die Lithium-Lagerstätte am Brandrücken oder die ausgedehnten wissenschaftlichen Untersuchungen über die Phosphate von Modriach ergeben mineralogische Überraschungen.

Tab. 1. Mineralliste 1987, K = Kärnten, St = Steiermark

	K	St		K	St
ged. Kupfer	x		Torbernit		x
ged. Antimon	x		Autunit	x	x
ged. Wismut	x		Olivin	x	x
Graphit	x	x	Granat (Alm.+Gro.)	x	x
ged. Schwefel	x		Zirkon	x	x
Zinkblende	x	x	Disthen (Cyanit)	x	x
Kupferkies	x	x	Staurolith	x	x
Bleiglanz	x		Klinohumit		x
Magnetkies	x	x	Humit	x	
Rotnickelkies	x	x	Titanit	x	x
Covellin		x	Chloritoid	x	
Mackinawit	x		Dumortierit		x
Pyrit	x	x	Axinit	x	x
Ullmannit	x		Epidot	x	x
Markasit	x		Klinozoisit	x	x
Arsenkies	x	x	Orthit	x	x
Löllingit		x	Zoisit	x	x
Molybdänit	x	x	Vesuvian	x	x
Pyrrargyrit	x		Beryll	x	x
Bournonit	x		Turmalin (Schörl, Uvit)	x	x
Polybasit	x		Chrysokeil	x	
Magnetit	x		Diopsid	x	x
Hämatit	x	x	Selit	x	x
Ilmenit	x	x	Diallag		x
Hydroxymelit	x		Omphazit	x	x
Pyrochlor	x	x	Spodumen	x	x
Quarz (Berg-x, Rauchquarz)	x	x	Bronzit	x	x
Hyalit	x	x	Enstatit	x	
Rutil	x	x	Amiant, Asbest	x	x
Ilmeno-Rutil		x	Tremolit	x	x
Kassiterit	x	x	Aktinolith	x	x
Anatas	x	x	gem. Hornblende (+Kerinthin)	x	x
Brookit		x	Holmquistit	x	
Columbit	x	x	Anthophyllit	x	x
Fersmit		x	Rhodonit	x	x
Strüverit		x	Babingtonit	x	
Uranpecherz		x	Prehnit	x	x
Goethit	x	x	Stilpnomelan	x	
Lepidokrokoit		x	Apophyllit	x	
Kalzit	x	x	Pyrophyllit		x
Magnetit	x		Talk	x	x
Siderit	x	x	Paragonit	x	x
Dolomit	x	x	Muskovit	x	x
"Breunnerit"	x		Phlogopit	x	x
"Sideroplesit"	x		Biotit	x	x
Ankerit	x	x	Margarit	x	
Aragonit	x		Hydromuskovit	x	
Azurit		x	Illit	x	
Malachit	x	x	Montmorillonit	x	x
Calcio-Ankytit		x	Chlorit	x	x
Szvikit		x	Klinochlor		x
Rozenit		x	Prochlorit	x	x
Melanterit	x	x	Delesait		x
Halotrichit		x	Kaolin		x
Pickeringit		x	Allophan	x	
Gips	x	x	Antigorit	x	x
Copiapit		x	Palygorskit	x	x
Zippeit		x	Adular		x
Scheelit	x	x	Mikroklin	x	x
Xenotim		x	Anorthoklas	x	x
Monazit	x	x	Albit	x	x
Rockbridgeit		x	Oligoklas	x	x
Apatit	x	x	Andesin	x	
Pyromorphit		x	Labradorit		x
Klinostrengit		x	Skapolith	x	x
Strengit		x	Skolezit	x	
Vivianit		x	Thomaonit	x	
Cabrerit		x	Mordenit		x
Fairfieldit-Messelit	x		Laumontit	x	x
Beraunit		x	Heulandit	x	x
Kakoxen		x	Stilbit (Desmin)	x	x
Strunzit		x	Epistilbit		x
Vashegyit		x	Harmotom	x	x
Meta-Autunit		x	Chabaait	x	x
Meta-Torbernit		x			

Mit einem Streifzug von Süden nach Norden werden einige markante kärntnerische Mineralfundpunkte vorgestellt und der Mineralinhalt kurz kommentiert.

Die Kieslagerstätte am Lamprechtsberg soll der Beginn sein. Eine für diese Zeit einmalige erzmikroskopische Bearbeitung hat FRIEDRICH 1932 getätigt. Zu den Erzmineralen von damals konnte HERBER (siehe KLEINSCHMIDT et al., 1981) eine Ergänzung und WEISSENSTEINER (1979) ein weiteres Mineral liefern. Die vollständige Aufstellung lautet: Ged. Kupfer, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Magnetkies, Mackinawit, Pyrit, Markasit, Quarz (Kristalle und Gangart), Rutil, "Limonit", Melantherit, Gips, Granat (Almandin),? Humit, Titanit, Epidot, Zoisit, Turmalin, Chrysokoll, Muskovit, Biotit, Allophan, Mikrolin.

Aus vermutlich mergeligem Edukt brachte die Metamorphose Hessonit, Diopsid und den mit dem Rhodonit isotypen Babingtonit hervor. Der Fundort Bodenalm/Bodenhütte lieferte kleine Kristalle von 2-3 Millimeter.

Im Pegmatit des Kaltenwinkelgrabens, in der Nähe des Forsthauses Waldmann, der paragenetisch zu erwartende Zirkon. Bei UV-Bestrahlung gut orange/gelb fluoreszierend. Weitere Minerale, und das nicht unerwartet, der Monazit und der Autunit. Für den Malachit, wie überhaupt für eine Reihe fraglicher Mineralbestimmungen im Koralpenbereich, müßte eine Überprüfung und Richtigstellung stattfinden.

Für die Feuerfestindustrie von hohem Interesse sind die Al_2SiO_5 Modifikationen Sillimanit, Andalusit und Disthen. Die Vorkommen der Koralpe ergeben zumeist Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. Hinsichtlich des geologischen Gesteinsverbandes liegen wir nach BECK-MANNAGETTA in der Koralpenserie. Die Kristallumrisse des Andalusits bleiben erhalten, bei steigender P-T Entwicklung bildet sich jedoch der triklone Disthen. Bei dieser Gelegenheit sollten die Vorkommen der Saualpe, der Kreuzeckgruppe und neuerdings die des Gailtal-Kristallins (bei Jenig im Gailtal) Erwähnung finden. MEIXNER (1971) spannte den Bogen bis ins Vorarlberger Land. Paramorphosen bis zu einem Meter Länge sind im Bereich des Krakaberges und Krennkogels nichts Seltenes. Im Rahmen der Bund - Bundesländer Kooperation bei der Rohstoffforschung hat DAURER (1982) die Vorkommen untersucht und neu aufgenommen sowie kartenmäßig vorgestellt. Schon KIESLINGER (1927), CZERMAK (1938) und ANGEL (1972) haben sich mit den Disthenparamorphosen beschäftigt. Die Wirtschaftsprognosen sprechen sich gegen einen Abbau aus, auch neuere Trennversuche in Leoben sind nicht positiv ausgefallen.

HERITSCH (1970) bis (1985) hat in unermüdlicher Arbeit viele Gesteine, aber auch Minerale, petrologisch analysiert und in zahlreichen Veröffentlichungen das Ergebnis unterbreitet. Auffallend ist, daß am Anfang der P-T Fixierung die Drücke vor allem relativ hoch angesetzt waren und diese nun doch allmählich kleiner werden (Tab. 2). Waren für die Al_2SiO_5 Modifikationen die Bereiche nach ALTHAUS (1967), (1969a, b) und RICHARDSON et al. (1968, 1969) vorerst maßgebend, sind es nun die Ergebnisse von HOLDAWAY (1971) sowie ROBIE & HEMINGWAY (1984), die einen tieferen Tripelpunkt als die Erstautoren verlangen. In der Diskussion hinsichtlich der Bedingungen bei der Bildung des Spodumenpegmatits vom Steinbruch Gupper kam sowohl die Deutung von HERITSCH (1984b) zur Sprache, auch wurde die tektonische Einschleppung nach einem Metamorphoseakt eingebracht. Letztlich wurde die Bildung bei nachlassender Metamorphose ventiliert. Die Drücke werden derzeit mit 2 bis 3 kb angegeben. Noch ein langer Weg steht uns bevor, bis die P-T Pfade der einzelnen Gesteine die richtige Standortbestimmung erhalten. Die experimentell festzustellenden Daten sollten uns weiterhelfen.

Tab. 2. P-T Bedingungen Koralpe

			P	T
HERITSCH	1970	Eklogit-Omph. P 2	6- 9	600
HERITSCH	1973	Eklogitamphibolit + Metagabbro	8-10	5500-550
RICHTER	1973	Eklogit	5- 8,5	460-640
HERITSCH &		Di-Ctd-Stau-Granat	5	560
MÖRTL	1977	Glischi + Paragonit	6	560-580
			7	570-590
HERITSCH	1978	Grossular führende	max. 5	max. 650
+ 1979		Gesteine		
HERITSCH	1978	Gabbro zu Metagabbro	6- 8	500-600
HERITSCH	1978	Calcit-Dolomitmarmor	4- 6	500-600
HERITSCH	1978	Gneise-Glimmerschie.	5	mind. 560
HERITSCH	1978	Mu-Alb-Disthenparam. Schiefer	5	600
			6	600-650
			7	620-650
HERITSCH	1980	Plattengneis-Alkali- feldspat	8-10	600
HERITSCH &		Gra-Biotit-Geothermometer		600-650
HAYDARI	1980	an Gneisen		
HERITSCH	1982	Spodumenpegmatit	2	400
+ 1984b			3	500
HERITSCH	1985	Gneis+Kfsp-Di-Mu-Qu	6- 7	620-660
		- wenn And	1- 2	600-700
		- wenn Sill	3	650-700
MÖCK, ANDREA- DAKI & PAU- LITSCH	1985	Marmor	7,5	500-540
<hr/>				
v. PLATEN & HÖLLER	1966	Plattengneis	8-10	550-645

Im Pressinggraben (Poms, Scherbartl, Scherbartlriegel) ist das Kluftgeschehen durch eine Reihe interessanter Mineralien geprägt. Berg-xx, Rutil, Param. von Disthen nach Andalusit, Titanit, Axinit, Epidot, Tremolit, Amiant, Rhodonit, Chlorit, Albit, Prehnit und Skapolith.

Als ganz junge (rezente) Bildung mengt sich der Aragonit, z.B. vom Plachgraben, unter die große Zahl der Silikate. Er gehört auf alle Fälle zur Bestandsaufnahme der Koralpe.

Der Explorationsstollen der Fa. Minerex am Brandrücken (nächst Weinebene) auf das Mineral Spodumen, $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, ist momentan der Hit für die Mineral-systematiker. Durch Untersuchungen von NIEDERMAYR, POSTL, MOSER, WALTER und WALITZI konnten einige neue Minerale bestimmt werden (NIEDERMAYR et al., 1984, 1987; WALTER und WALITZI, 1985). Innerhalb dieses Pegmatitvorkommens können zwei durch Amphibolit getrennte, steilstehende und in ihrem Mineral-inhalt unterschiedliche Pegmatitlagen unterschieden werden. Die Fundpunkte Alte Brandhütte, Brandhöhe und Brandgraben werden mitverwertet. Magnetkies, Quarz, Rutil, Kassiterit, Columbit, Apatit, Fairfieldit-Messelit, Granat, Axinit, Klinozoisit, Beryll, Turmalin, Spodumen, Holmquistit (Li-Amphibol, sonnenförmig), Prehnit, Muskovit, Biotit, Montmorillonit, Oligoklas, Skapolith, Laumontit, Heulandit, Stilbit, Chabasit sind die bis jetzt bekannten

Paragenesevertreter dieser Lagerstätte. In Zukunft kann man noch einiges an Mineralien erwarten. Leider hat in der Zwischenzeit die Wirtschaftlichkeitsprüfung eine Fortführung dieser interessanten Lagerstätte unterbunden. Der eigentliche Entdecker des Minerals Spodumen ist LEITNER. Bestimmt hat es MEIXNER (1966).

Von den Erzvorkommen springen wir zum Kluftgeschehen im Steinweißwald. Bei der Anlage einer Forstaufschließungsstraße stieß man auf Quarzsplitter. Die tagelange Nachsuche förderte schließlich große Quarzindividuen zu Tage. Eine Aufnahme von MEIXNER zeigt die vier größten Kristalle mit Längen bis zu maximal 66 Zentimeter. Nach Auseinandersetzungen mit dem Grundbesitzer, er konfiszierte einfach die Funde, einigte man sich auf eine Ausstellung der Stücke in Wolfsberg. Neben diesen Großkristallen fanden sich noch Rutil, Sphen und Albit.

Weiter oben am Ochsenriegel (W' Weinebene) sind die Vorkommen, auch die Lokalität W.H. Pfeiferstocker gehört dazu, von Grossular mit Kantenlängen bis zu 2 cm. Ferner ist der viel seltenere, tetragonale Vesuvian zu nennen. Wer eine tragbare UV-Lampe besitzt und die Nacht opfern will, der kann gelegentlich auch Scheelit entdecken. Auf dieses Mineral gab es von steirischer Seite ein Rohstoffforschungsprojekt. Das Ergebnis, auf die Substanzziffer umgelegt, war mehr als ernüchternd.

Tief im Tale, u. zw. im Fraßgraben, liegt der im Abbau befindliche Steinbruch Gall. Angelegt auf Gneis führt er auch manchmal Pegmatitlinsen. Diese Gesteinsvielfalt führt naturgemäß zur Erweiterung des Mineralhaushaltes. Zuletzt gelang es Zoisit zu finden und den Beweis auch röntgenographisch zu führen. Besonders schön ist das Vorkommen von 12 cm langen Rutilen oder aber Gebilde von TiO₂ in typischer Sagenitgitterung. Die Aufzählung der bisher entdeckten Minerale soll die Behandlung dieses Fundpunktes abschließen.

Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, Ilmenit, Quarz-xx, Uranopal, Rutil, Kalzit, Malachit, Melanterit, Apatit, Granat, Zirkon, Epidot, Zoisit, Titanit, Turmalin, Prehnit, Apophyllit, Biotit, Illit, "Feldspat", Skolezit, Thomsonit, Laumontit, Heulandit, Stilbit und Chabasit.

Wesentlichen Anteil an der Mineralliste 1987 hat die Hämatit-Pyrit Lagerstätte Waldenstein. Dazu gesellen sich die Fundorte Kochzeche, vlg. Humberbauer, Theklamühle und der Steinbruch im Tale. Schon FRIEDRICH (1929) hat sich eingehend mit lagerstättenkundlichen Dingen auseinandergesetzt und als Erzpraktiker auch einige Erzminerale neu bestimmt. Heute gehen neuere Mineralvorkommen wegen der maschinellen Vortriebsart unter, sodaß auch in Zukunft eine Vermehrung des Mineralienangebots kaum vorstellbar ist. Zur Information wird der seit ZEPHAROVICH (1873) erfolgten Ersterwähnung von Mineralspezies die nachfolgende Reihe angeschlossen.

Ged. Antimon, ged. Wismut, Graphit, Magnetkies, Pyrrargyrit, ? Polybasit, Pyrit, Ullmanit, Markasit, Magnetit, Hämatit, Hydroromeit, Quarz-xx, Kryptomelan, Goethit, Siderit, "Sideroplesit", Kalzit (auch rötlich imprägniert durch Hämatit), Ankerit, Apatit, Titanit, Granat, Drthit, Salit, Tremolit, Phlogopit, Biotit, Hydromuskovit, Anorthoklas, Skapolith.

Abschließend ein Sprung zum Autobahnbau (A 2 oder SAB). Auf steirischer Seite wurden hervorragende Leistungen vollbracht und interessantes Material aufgefunden. Bei uns in Kärnten sind es vor allem im Bereich des Übelkogel-tunnels die verschiedenen Zeolithe. Erwähnenswert Harmotom (Ba-hältig), Desmin und Heulandit als Spiegel eines abklingenden P-T Geschehens.

Jeder Bericht muß sein Ende haben. Mit dem Vorzeigen einer Rauchquarzstufe vom Lichtengraben, die wegen ihres Feuers keinen Vergleich mit den Westalpenstufen scheuen braucht, wird die demonstrative Behandlung von Mineralvorkommen der Koralpe in Kärnten abgeschlossen. Auch wenn manches, in Tab. 1 aufgelistete Mineral einer neuzeitlichen Bearbeitung bedarf, die Zahl von weit über 100 lohnt, gleichgültig ob dieses oder jenes Bundesland angesprochen wird, eine weitere Betrachtung des Gesteins- und Mineralgeschehens dieser Region.

Literatur

- ALTHAUS, E. (1967): The Triple Point Andalusite - Sillimanite - Kyanite. - Contr. Miner. Petrol., 16, 29-44.
- ALTHAUS, E. (1969a): Experimental evidence that the reaction of Kyanite to form Sillimanite is at least bi - variant. - Amer. Jour. Sci., 267, 273-277.
- ALTHAUS, E. (1969b): Das System $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. - N. Jb. Miner. Abh., 111, 74-161.
- ANGEL, F. (1972): Disthen und die zu ihm heteromorphen Minerale Andalusit und Sillimanit in Österreich. - Radex Rdsch., 1972, 45-56.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1956): Bezirk Wolfsberg, geologische Übersichtskarte. - Amt der Kärntner Landesregierung, Planungsatlas Lavanttal, 1:100 000.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1975): Der geologische Aufbau des steirischen Anteils der Koralpe. - Ber. Wasserwirtschaftl. Rahmenpl., 31, 8-41.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 188 Wolfsberg. - Geol. Bundesanst., 1:50 000.
- CZERMAK, F. (1938): Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiet der Koralpe, Steiermark und Kärnten. - Zentralbl. Miner., A. 47-58.
- DAURER, A. (1982): Die Disthenvorkommen im Gipfelgebiet der Koralpe, Steiermark und Kärnten. - Arch. Lagerstförsch., Geol. B.A., 1, 29-35.
- FRIEDRICH, O. (1929): Die Siderit-Eisenglimmer-Lagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. - Berg-hüttenmänn.Jb., 77, 131-145.
- FRIEDRICH, O. M. (1932): Eine alte pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen. - N. Jb. Miner., Beil. Bd., 65 A, 479-508.
- HERITSCH, H. (1970): Über Omphazite der Koralpe, Steiermark. - Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., 1970, 10-12.
- HERITSCH, H. (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 19, 213-271.
- HERITSCH, H. (1978a): Bericht über Grossular führende Gesteine der Koralpe, Steiermark. - Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., 1978, 31-34.
- HERITSCH, H. (1978b): Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO_2 in der Koralpe, Steiermark. - N. Jb. Miner. Abh., 133, 41-52.
- HERITSCH, H. (1978c): Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. - Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., 1978, 129-134.

- HERITSCH, H. (1978d): Die Metamorphose des Schiefergneis-Glimmerschiefer-Komplexes der Koralpe, Steiermark.-Mitt.natwiss.Ver.Steiermark, 108, 19-30.
- HERITSCH, H. (1979): Entstehung und Bildungsbedingungen Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe.-Mitt. natwiss. Vers. Steiermark, 109, 17-24.
- HERITSCH, H. (1980): Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe.-Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9-44.
- HERITSCH, H. (1982): Vorbericht über Untersuchungen an Alkalifeldspat des Stainzer Plattengneises und an Spodumenpegmatit, Koralpe, Weststeiermark.-Anz. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 1982, 129-131.
- HERITSCH, H. (1984a): Über das mögliche Auftreten von Sillimanit in den Gneisen der Koralpe, Steiermark und Kärnten; ein Kurzbericht.-Anz. Akad. Wiss.Wien, math.-natwiss. Kl., 121, 75-77.
- HERITSCH, H. (1984b): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatits vom Steinbruch Gupper, Koralpe, bei Deutschlandsberg, Weststeiermark.-Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 114, 47-56.
- HERITSCH, H. (1985): Das Problem des Auftretens von Sillimanit in den Gneisen der Koralpe, Steiermark und Kärnten.-Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 115, 5-16.
- HERITSCH, H. und HAYDARI, F. (1980): Die Anwendung des Granat-Biotit Geothermometers auf einige pelitische Metamorphite der Koralpe, Steiermark.-Mittbl. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 48/1980, 1-14.
- HERITSCH, H., MÖRTL, J. (1977): Die Bildungsbedingungen eines Disthen-Chloritoid-Staurolith Granatglimmerschiefers mit wesentlichem Paragonitgehalt von der Roßhütte, südliche Koralpe.-Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 107, 15-23.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of Andalusite and the Aluminium Silicate phase diagram.-Amer. Jour.Sci., 271, 97-131.
- KIESLINGER, A. (1926-1928): Geologie und Petrographie der Koralpe I-IX.-Sitzber. Akad. Wiss.Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, 135, 1-42, 479-497; 136, 79-94, 95-101; 137, 101-111, 123-142, 401-454, 455-480 und 491-532.
- KIESLINGER, A. (1927): Paramorphosen von Disthen nach Andalusit.-Sitzber. Akad. Wiss.Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, 136, 13-14.
- KLEINSCHMIDT, G. (1975): Die "Plankogelserie" in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten.-Verh. Geol. B.A. Wien, 1974, H.2 + 3, 351-362.
- KLEINSCHMIDT, G., RITTER, U. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel - Laaken).-Carinthia II, 166/86, 57-91.
- KLEINSCHMIDT, G. et al. (1981): Bericht 1978 über Aufnahmen im Koralpenkristallin auf Blatt 205, St. Paul im Lavanttal.-Verh. Geol. B.A. Wien, 1979, A 164-A 167.
- MEIXNER, H. (1966): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXI.-Carinthia II, 156/76, 97-108.
- MEIXNER, H. (1971): Ein Vorkommen von Andalusit-Kristallen und von Paramorphosen von Disthen nach solchen sowie Cordierit und Apatit aus der Kreuzeckgruppe, Kärnten.-Carinthia II, Sh. 28, 239-243.

- MÖCK, M. et al. (1985): Zur Bildungsbedingung des Marmors vom Koralm-Kamm.- Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 115, 23-29.
- NIEDERMAYR, G. et al. (1984): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXIII.- Carinthia II, 174/94, 243-260.
- NIEDERMAYR, G. et al. (1987): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVI.- Carinthia II, 177/97, 283-329.
- PLATEN, H. v., HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Platengneises von der Koralpe, Steiermark bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O - Druck.-N. Jb. Miner. Abh., 106, 106-130.
- RICHARDSON, S. W. et al. (1968): Kyanite - sillimanite equilibrium between 700 and 1500°C.-Amer.Jour.Sci., 266, 513-541.
- RICHARDSON, S. W. et al. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point.-Amer.Jour.Sci., 267, 259-272.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 19, 1-50.
- ROBIE, R. A., HEMINGWAY, B. S. (1984): Entropies of kyanite, andalusite and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the Al₂SiO₅ triple point.-Amer. Miner., 69, 298-306.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1: Die Zentralalpen.- F. Deuticke, 766 S.
- WALTER, F., WALITZI, E. M. (1985): Holmquist vom Brandrücken (Weinebene), Koralpe/Kärnten. Ein Vorbericht.-Der Karinthin, 92, 245-248.
- WEISSENBACH, N. (1978): Geologische Karte der Saualpe, Süd und Nord. - Geol. Bundesanst., 1:25 000.
- WEISSENSTEINER, G. (1979): Mineralien der Koralpe.-Die Eisenblüte, Sdbd. 1/79, 47 S.
- ZEPHAROVICH, V. R. v. (1873): Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Österreich II (1858 bis 1872).-W. Braumüller, 436 S.

METASOMATISCHE SIDERIT-LAGERSTÄTTEN HEUTE

von

W. Pohl *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft
am 7. März 1988.

Siderit-Lagerstätten sind im Vergleich zu oxydischen Eisenerzen weltweit von geringer Bedeutung; sie sind nicht nur generell eisenärmer und darum weniger wirtschaftlich, sondern auch ungleich seltener. Siderit ist allerdings in vielen geologischen Milieus als Nebengementeil häufig, besonders als diagenetisches Mineral in vielen Sedimenten, vor allem natürlich auch in sedimentären und exhalativen Eisenerzen. Monomineralische Sideritkörper von Lagerstättendimension gibt es nur als stratiforme Exhalite, als epigenetische Gänge und als metasomatische Massen in Karbonaten. Diese Letzteren sollen hier behandelt werden, wobei ein Überblick und eine Zusammenschau des derzeitigen Wissensstandes angestrebt werden, vor allem in Bezug auf die Entstehung dieser Lagerstätten.

Metasomatische Sideritlagerstätten in Karbonaten werden traditionell als epigenetische, hydrothermale Bildungen interpretiert (BOTTKE 1981; PETRASCHKEK & POHL 1982). In vielen, einzelne Distrikte oder Lagerstätten betreffenden Arbeiten der letzten Jahre aber wurden andere, vorwiegend sedimentär-syngenetische Deutungen vorgebracht, wobei oft auch eine spätere Mobilisation durch Metamorphose, Spät-Diagenese oder Verkarstung angenommen wurde. Vertreter dieser Lagerstättengruppe gibt es in sehr unterschiedlichen geologischen Bereichen (z.Bsp. Erzberg/Ostalpen, HüggeI im Niedersächsischen Tektogen, Bilbao im Biscaya Becken, Ouenza und Jerissa/Atlas/Nordafrika). Eine gemeinsame Betrachtung dieser Gruppe sollte es erlauben, generell zutreffende Aussagen zu machen, obwohl natürlich jeder Distrikt und jede Lagerstätte individuelle Merkmale haben.

Geologische Charakteristik

Die Nebengesteine metasomatischer Siderite sind immer marine Karbonate epikontinentaler Plattformen präkambrischen bis mesozoischen Alters, welche mit klastischen Sedimenten sowie oft Evaporiten und zurücktretend basischen Vulkaniten wechsellagern. Die Karbonate sind auch in einzelnen Lagerstätten verschiedener Fazies, so etwa in Jerissa Riff- und Beckenkalk. Eine tektonische Kontrolle der Vererzung ist häufig; in Bilbao sind das syndimentäre Störungen eines Rift-Beckens im Alb-Cenoman (MESCHÉDE 1987), am HüggeI Dehnungsbrüche der Ilse der Phase (Oberkreide) und in Nordafrika Störungen im Dach aufsteigender Salzdiapire triassischer Evaporite. Auffallend ist weiters die Häufung von Lagerstätten eines Distriktes in bestimmten stratigra-

*) Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Walter Pohl
Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität
Pockelsstr. 4, D-3300 Braunschweig

phischen Etagen, etwa die Zechsteinkalke am Hüggel und in Thüringen, Unterkreidekalke (Urgon) in Bilbao und Nordafrika, und überwiegend devonische Kalke im weiteren Umkreis des Erzberges.

Die Erzkörper sind gewöhnlich quergreifend stockförmig oder schräg bis parallel zur Schichtung liegende wolkige Linsen, oft auch mit Siderit-(Quarz-, Baryt-, Fluorit-, Pb-Zn-) Gängen verbunden, welche als wenig spätere Bildungen Erz und Nebengesteine durchschlagen (Nordafrika, Bilbao, Hüggel).

Grenzen zum unveränderten Karbonat sind immer metasomatisch, wobei etwa in Jerissa noch einige Meter im Siderit Rudisten, Schichtflächen und Styolithen deutlich erkennbar sind. Weiter innen allerdings findet man dort monomineralische, feinkörnige massige Siderite, die zum Teil in reichlich auftretenden Drusen grobkristallinen Kalzit enthalten. Anderswo (Erzberg) sind nach außen Ankerit-Dolomithalos entwickelt. Hangend- und/oder Liegendgrenze werden oft durch gering permeable und inkompetente Nebengesteine gebildet. Überall fehlt diesen Lagerstätten die Zonierung nach Oxyd-, Karbonat-, Silikat- und Sulfidfazies (JAMES 1954), die in synsedimentären Eisenlagerstätten sowohl horizontal wie auch vertikal die Regel ist. Die umgebenden Karbonate sind gewöhnlich sehr eisenarme, reine Kalke; nichts deutet darauf hin, daß das Eisen sedimentär vorangereichert gewesen wäre.

Geochemie

Außer den bergbaulichen Erzanalysen, die natürlich auf wenige wirtschaftlich wichtige Elemente beschränkt sind, gibt es für diese Lagerstättengruppe keine vergleichbare Datenbasis, insbesondere fehlen überall vergleichende Analysen von Erz und Nebengestein. Immerhin ergibt sich aus den Erzdaten, daß die Phosphorgehalte metasomatischer Siderite wie jene hydrothermalen Ganglagerstätten generell unter 0,1% liegen (Ausnahme Bilbao 0,2%), wogegen sedimentäre Eisenerze deutlich phosphorreicher sind (POHL 1986).

Neben- und Spurenelemente erlauben oft wichtige genetische Folgerungen. DOLEZEL & SCHROLL (1979) haben Mg, Mn, Ni, Co und Sc von Sideriten verschiedener Genese vergleichend untersucht. Daraus ergibt sich, daß Mg und Mn den Siderit des Erzberges nicht von sedimentären Sideriten unterscheiden; Co und Sc sind gegenüber durchschnittlichen Krustenwerten stark verarmt, was jedenfalls eine Ableitung aus basischen Magmatiten unwahrscheinlich macht. Gleiches gilt für die Ni-Gehalte. Eine klare Aussage zur Genese des Erzberges ist daraus aber nicht abzuleiten. SCHMIDT (mündl. Mitt. 1988) hat Erze und Nebengesteine im Bereich Hüggel untersucht und eine positive Korrelation von Fe mit Ni-Co-As-Sb festgestellt; auch hier aber sind genetische Schlußfolgerungen nicht unmittelbar möglich, da am Hüggel der Sideritbildung eine ausgeprägt epigenetische Buntmetallvererzung folgt und die erstere somit geochemisch überlagert.

BERAN & THALMANN (1978) und BERAN (1979) differenzierten die Karbonate des Erzberges durch Mikrosondenanalysen im System $(\text{Fe, Mn})\text{CO}_3\text{-MgCO}_3\text{-CaCO}_3$. Dabei wurden mehrere Ankeritgenerationen unterschieden. Feingebänderte Siderite der kleinen Lagerstätte Radmer, die als Schollen in grobkörnigen massigen Sideriten und Ankeriten schwimmen, wurden als sedimentäre Vorläufer interpretiert. Da im unmittelbaren stragraphischen Verband auch grüne (chloritisierte?) Tonschieferfragmente häufig sind, könnte es sich aber auch um Produkte einer im Ungleichgewicht verbliebenen Abbildungsmetasomatische pelitischer Karbonate handeln.

Verteilungsspektren der Seltenen Erden sind oft wertvolle petrogenetische Indikatoren. Zwei Sideritproben vom Erzberg ergaben eine Verteilung ähnlich jener der marinen Karbonate, allerdings mit starker Verarmung der leichten SEE (POHL 1986). Dies könnte auf hydrothermale Entstehung hindeuten.

Hier soll auch darauf verwiesen werden, daß in metasomatischen Sideritlagerstätten niemals Goldanreicherung festgestellt wurde, obwohl beide Elemente siderophilen geochemischen Charakter haben und eine solche Assoziation in vielen präkambrischen exhalativen Sideriten bekannt ist. Solche "sideritische Eisenformationen" werden mehrfach als Golderze abgebaut (Zimbabwe, Kanada).

Genetische Aussagen ermöglicht auch die Fraktionierung stabiler Isotope. Im Siderit kommen dafür vor allem O und C in Frage, obwohl natürlich in nicht-metamorphen Lagerstätten auch das Wasser der Flüssigkeitseinschlüsse untersucht werden sollte. Die O-Isotopen sollten erwartungsgemäß die Equilibrierung mit den Siderit-bildenden Wässern widerspiegeln; Das C könnte aus den Karbonaten, oder zum Teil aus anderen Sedimenten bzw. einer tieferen Quelle stammen. TIMOFEYEVA et al. (1976) haben gezeigt, daß die Sauerstoffisotopen metasomatischer Siderite der UdSSR jenen von hydrothermalen Ganglagerstätten entsprechen, wogegen sedimentäre und exhalative Siderite deutlich schweren Sauerstoff enthalten. Ähnlich sind die Ergebnisse von SCHRÖLL et al. (1986) für den Erzberg im Vergleich zu einer großen Zahl anderer Siderite; hier wurde auch festgestellt, daß die C-Isotopen von den Karbonaten gegen leichtere, durchschnittliche Krustenwerte im Siderit verschoben sind. Dies ist infolge des metamorphen Milieus des Erzberges allerdings schwer genetisch zu interpretieren. Vereinzelt Schwefelisotopendaten aus metasomatischen Sideritlagerstätten erlauben keine allgemein gültigen Aussagen. Vermutlich handelt es sich meist um Schwefel der umgewandelten Nebengesteine. SCHMIDT (mündl. Mitt. 1988) hat Pb-Isotopen der die Siderite des Hügels begleitenden bzw. überlagernden Sulfidmineralisation untersucht. Die Bleimodellalter liegen demnach zwischen 120-240 Ma, mit stark schwankenden μ -Werten. Dies läßt den Schluß zu, daß das Blei aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten im Liegenden der Lagerstätte stammt, jedenfalls nicht aus einer homogenen (magmatischen) Quelle.

Wichtig sind schließlich die Sr-Isotopenanalysen von FRIMMEL (in Druck), der an Sideriten des Erzberges gegenüber devonischem Meerwasser stark erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte mit großer Schwankungsbreite festgestellt hat. Dieser Befund läßt sich am besten durch eine hydrothermale Entstehung erklären.

Eisenführende hydrothermale Wässer

Interim sei hier festgestellt, daß neben den früheren, nicht entkräfteten geologischen Beobachtungen auch die Ergebnisse vieler moderner Methoden für eine epigenetisch, hydrothermalmetasomatische Entstehung der betrachteten Lagerstättengruppe sprechen. Was kann man dann zu Natur und Herkunft solcher Wässer aussagen?

Lange bekannt ist, daß Eisen in chloridischer Lösung besonders leicht transportiert wird. Zwar sind auch Fe-Karbonate löslich, doch sind solche Lösungen in der Natur viel seltener als jene im (vereinfachten) System $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. In solchen Wässern korreliert die Löslichkeit von Fe positiv mit der Salinität (KWAK et al. 1986) und der Temperatur, negativ aber mit pH und $f\text{O}_2$. FeCl_2 kann in Wasser bis 39,2% gelöst sein, doch führen natürliche Hydrothermen im Temperaturbereich bis 250° wohl nur wenige Zehntel Prozent Fe. Das Ausfällen des Eisens aus solchen Lösungen würde durch Temperaturab-

fall, rasche Abnahme der Salinität (etwa durch Mischung mit oberflächennahen Wässern), plötzliche Erhöhung des fO_2 (wohl ebenfalls oberflächennah) sowie durch schockartiges Ansteigen des pH-Wertes (in Reaktion mit Karbonaten) bewirkt.

Da Siderite für die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen mit thermometrischen Methoden nicht gut geeignet sind, gibt es vom eigentlichen Erz keine Daten. An begleitenden Quarz-Baryt-Fluorit-Gängen haben POHL et al. (1986) Bildungstemperaturen bis 210°C bestimmt; manche Einschlüsse waren durch NaCl-Tochterkristalle charakterisiert. Damit sind erhöhte Temperaturen und Salzgehalte auch für die Bildung der Siderite wahrscheinlich. Die Herkunft solcher Wässer könnte wie folgt sein:

- * magmatisch
- * diagenetisch-metamorph
- * meteorisch-marin tief-zirkulierend

Wie oben gezeigt, ist eine magmatische Entstehung der metasomatischen Siderite auszuschließen. Meteorische oder marine, tief-zirkulierende Wässer, die etwa an Riftstörungen absinken, mögen hier in Frage kommen. Infolge der großen Gesteinsvolumina, welche für die Bildung einer Eisenerzlagerstätte von mehreren 100 Millionen Tonnen Fe-Inhalt durchflossen werden müssen (POHL 1987), ist aber eine diagenetisch-metamorphe Herkunft der Eisenlösungen am wahrscheinlichsten. Auch die häufige Assoziation der metasomatischen Sideritlagerstätten mit evaporitführenden Sedimentfolgen (Nordafrika, Bilbao, Hüggel) bekräftigt diese Deutung. KULKE (1976) hat gezeigt, daß die Diagenese der nordafrikanischen Evaporite in den Diapiren und deren Dachgesteinen durch reduzierte, saure Lösungen erhöhter Temperatur gesteuert wird. Wo große Mengen solcher Lösungen fokussiert in Karbonate eintreten, kann die Bildung metasomatischer Siderite erfolgen.

Ist somit eine Herkunft der Eisenlösungen aus der "Beckenentwässerung" durch Diagenese und beginnende Metamorphose mächtiger Plattformsedimentserien wahrscheinlich, stellt sich die Frage nach Erklärung des unbedeutenden Buntmetallgehaltes. Schließlich werden die Pb-Zn-Lagerstätten des Mississippi-Typs ähnlich gedeutet. Die für diese verantwortlichen Erzlösungen sind gut bekannt (ROEDDER 1984); sie sind von eisenreichen Lösungen wohl vor allem durch niedrigere Temperatur (unter 150°C) und höheren pH unterschieden. Vor allem aber muß angenommen werden, daß für die Bildung von metasomatischen Sideritlagerstätten um ein Vielfaches größere Lösungsmengen anzunehmen sind, so daß die Buntmetalle darin stark verdünnt werden. Weiters bilden sich Buntmetallagerstätten natürlich dort, wo reduziert Schwefel für die Sulfidbildung zur Verfügung steht; da Siderite aber offenbar in sehr schwefelarmer Umgebung gebildet wurden, mußten die Buntmetalle mit den abfließenden Wässern abtransportiert werden.

Diskussion und Schlußfolgerungen

Die Bildung von Sideritlagerstätten in Karbonaten wird insgesamt als hydrothermal-metasomatisch bestätigt. Dabei ist es aber durchaus wahrscheinlich, daß einzelne Distrikte und Lagerstätten eine im Detail unterschiedliche Entwicklung genommen haben. Insbesondere gibt es wohl früh- und spät-diagenetische Vererzung, vielleicht sogar Übergänge zu exhalativen Eisen-Buntmetallerzen, falls ein Teil der Lösungen seinen Inhalt erst im Meerwasser über den Karbonaten ausgeschieden hat.

Die eisenreichen Lösungen stammen wohl vorwiegend aus der diagenetisch-metamorphen Entwässerung klastischer Sedimente, tiefe Zirkulation meteori-

schen oder marinen Wassers an großen Störungen ist aber ebenso denkbar. Die Herkunft des Eisens muß in den Sedimenten gesucht werden, magmatische Gesteine kommen nach den vorliegenden geochemischen Daten nicht in Betracht.

Metasomatische Sideritlagerstätten liegen in marinen Karbonaten, die auf epikontinentalen Plattformen abgelagert wurden. Dabei gibt es oft evaporitische Anteile des Sedimentstapels, sowie synsedimentären basischen Vulkanismus in Verbindung mit Bruchtektonik. In Norddeutschland (Hüggel) ist die zeitliche und räumliche Bindung an eine basische Tiefenintrusion (Bramscher Massiv) nachgewiesen (STADLER 1971).

Die geodynamische Position dieser Lagerstättengruppe liegt demnach im kratonischen Bereich, wo in epikontinentalen Sedimentbecken Dehnungstektonik (Rifting) und Sedimententwässerung durch starke Absenkung und/oder magmatische Aufheizung eintritt. Eine Fokussierung der aufsteigenden Lösungen durch tiefreichende Störungen oder Salzdiapire kontrolliert den Ort der Vererzung.

Literatur

- BERAN, A. & THALMANN, F. (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 25, 287–303.
- BERAN, A. (1979): Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 26, 217–233.
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens. – 202 pp., Verlag Glückauf, Essen.
- DOLEZEL, P. & SCHRÖLL, E. (1979): Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.* (1978), 3, 293–299.
- FRIMMEL, H. (in Druck): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – *Mineral. Deposita*.
- JAMES, H. L. (1954): Sedimentary facies of iron-formations. – *Economic Geol.* 49, 235–293.
- KULKE, H. (1976): Diagenese, beginnende Metamorphose und Mineralneubildungen der Karbonat-, Ton- und Sandsteinfolge im Trias-Salz des Diapirs Rocher de Sel de Djelfa (Algerien). – *Geol. Jb. D* 19, 3–73, Hannover.
- KWAK, T. A. P., BROWN, W. M., ABEYSINGHE, P. B. & TAN, T. H. (1986): Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: their relation to zoning in some ore deposits. – *Economic Geol.* 81, 447–465.
- MESCHÉDE, M. (1987): The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain. – *Geol. Rundsch.* 76/2, 567–577.
- PETRASCHEK, W. E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre. – 341 pp., Schweitzerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- POHL, W. (1986): Comparative metallogeny of siderite deposits. – *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.* 8, 271–282.

- POHL, W. (1987): Evaporite-related metalliferous mineralisation. - BHM Berg-Hüttenm. Mh. 132/12, 575-576.
- POHL, W., AMOURI, M., KOLLI, O., SCHEFFER, R. & ZACHMANN, D. (1986): A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits. - Mineral. Deposita 21, 228-233.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. - Reviews Mineral. 12, 644 pp., Mineral. Soc. America.
- SCHROLL, E., PAPESCH, W. & DOLEZEL, P. (1986): Beitrag der C- und O-Isotopenanalyse zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 78, 181-191, (Festschrift W. E. Petraschek).
- STADLER, G. (1971): Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 18, 439-500, Krefeld.
- TIMOFEYEVA, Z. V., KUZNETSOVA, L. D. & DONTSOVA, Y. I. (1976): Oxygen isotopes and siderite formation. - Geochem. International 13, 5, 101-112.