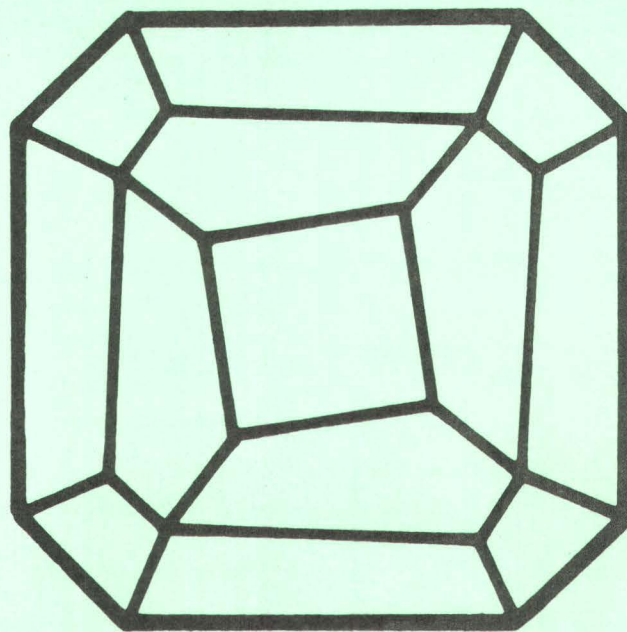


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 134

1989

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1988
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 134

1989

Vereinsjahr 1988

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: Dr. Kurt Mereiter, p.A. Institut für Mineralogie, Kristallographie und Strukturchemie, Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 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

INHALT

Originalarbeiten

Hammer, V.M.F.: IR-spektroskopisch bestimmte OH-Gehalte von Rutil und Titanit aus unterschiedlichen Paragenesen.	S.	7
Kiesl, W.: Geochemischer Beitrag zur Genese der Talk/Magnesit-Lagerstätte Rabenwald.	S.	17
Kirchmayer, M.: Das NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE'sche Prinzip in der Korngefügekunde.	S.	33

<u>Tätigkeitsbericht</u> über das Vereinsjahr 1988	S.	41
--	----	----

Vorträge

Grundmann, G.: Goldlagerstätten der NW-nubischen Wüste (Nord-Sudan).	S.	47
Petersen, O.V.: Der Narssarssuk-Pegmatit.	S.	63
Stalder, H.A.: Einschlüsse in Quarzkristallen aus alpinen Zerrklüften vom Südrand des Gotthardmassivs.	S.	73
Staněk, J.: Die Lithiumpegmatite Westmährens und ihre Minerale.	S.	85
Weber, W.: Tektonik und Metallogenie Antarktikas.	S.	91

MINPET-88, Kurzfassungen der Beiträge zur Tagung in Obergurgl, Tirol, 1988

Becherer, K.: Mineralien von Cornwall.	S.	107
Beran, A.: IR-spektroskopische Untersuchungen des "Wasser"-Gehalts von Feldspäten.	S.	108
Finger, F.: Die akzessorischen Zirkone als wichtige petrogenetische Indikatorminerale in den Geowissenschaften.	S.	109
Finger, F.: Bieten experimentelle Zirkonlöslichkeitsdaten eine neue praktikable Möglichkeit zur Granitgeothermometrie.	S.	110
Finger, F. und Matl, H.: Über drei kontrastierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na ₂ O-, mit CaO- und mit K ₂ O-Betonung.	S.	112
Godizart, G.: Geochemie von Amphiboliten aus dem Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters.	S.	113
Göd, R. und Koller, F.: Molybdän-führende Greisen im nördlichen Waldviertel, Niederösterreich.	S.	114
Hoinkes, G., Thöni, M. und Kostner, A.: Amphibol-Eklogite im südlichen Ötztalkristallin: Produkte der alpinen Regionalmetamorphose ?	S.	115
Kirchner, E.: Vulkanite der Hallstätter Zone - Zusammenfassung bisherigen Datenmaterials mit Hinweisen zu ihrer Platznahme.	S.	116
Koller, F. und Höck, V.: Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen.	S.	117

Kruhl, J.H.: Der deformierte Plagioklas: Ein Exkurs in Kristallographie, Gefügekunde, Petrologie, Plattentektonik und Ästhetik.	S.	118
Mogessie, A.: Geochemistry and Petrology of the Oetztal-Stubai Amphibolites.	S.	119
Neumair, A. und Troll, G.: Ganggesteine aus der Sesvennagruppe, Südtirol.	S.	120
Schulz, B.: Quarz und Mikrogefüge zonierter Kalksilikatgneis-Körper im ostalpinen Altkristallin (Deferegger Alpen, Österreich).	S.	123

ORIGINALARBEITEN

IR-SPEKTROSKOPISCH BESTIMMTE OH-GEHALTE VON RUTIL UND TITANIT AUS
UNTERSCHIEDLICHEN PARAGENESEN

von

Vera M.F. Hammer ⁺⁾

(eingelangt am 12.4.1989)

Einleitung

Alle Rutilen zeigen eine scharfe Absorptionsbande bei 3280 cm^{-1} die von der OH-Streckfrequenz herrührt (siehe auch BERAN & ZEMANN, 1971). Die Proben Nr.5 bis Nr.16 und Probe Nr.19, aus Tabelle 1 zeigen nur diese Bande. Bei Probe Nr.1 und Nr.3 bemerkt man ein zusätzliches Maximum bei 3360 cm^{-1} . Bei einigen Proben tritt, wie von SOFFER (1961) und VON HIPPEL (1962) an synthetischem Rutil beobachtet, eine aufgespaltene Bande mit unterschiedlich starken Maxima bei 3280 und 3320 cm^{-1} auf. Probe Nr.2 zeigt zusätzlich zur Bande bei 3280 cm^{-1} eine breite Schulter mit Maxima bei 3010 und 2920 cm^{-1} (HAMMER, 1988). Eine Auswahl an typischen IR-Spektren zeigt die Abb.1. Für die quantitative Hydroxylgehaltsbestimmung wurde nur die Bande bei 3280 cm^{-1} ausgewertet.

Bei Titaniten tritt eine charakteristische OH-Bande bei 3480 cm^{-1} auf (BERAN, 1970). Die Proben Nr.8 bis Nr.16 sowie die Proben Nr.18 und Nr.21 aus Tabelle 2 zeigen eine nahezu symmetrische Bandengestalt. Bei den Proben Nr.1 bis Nr.7, Nr.17 und Nr.19 wird die OH-Bande durch eine auf Einschlüsse zurückzuführende H_2O -Bande teilweise sehr stark überdeckt und verbreitert. Aus diesen Absorptionsspektren wurde, wie im folgenden beschrieben, sowohl der Hydroxylgehalt, als auch der Wassergehalt der Einschlüsse bestimmt. Bei Probe Nr.20 erkennt man bei 3480 cm^{-1} nur eine sehr undeutliche Absorption, die nicht quantitativ auswertbar ist. Eine Auswahl an typischen IR-Spektren von Titaniten zeigt die Abbildung 2.

Die Orientierung der OH-Gruppen in der Struktur des Rutils wurde von BERAN & ZEMANN (1971) mit polarisierter IR-Strahlung bestimmt. Die Untersuchung ergab eine Lage der OH-Dipole in der Ebene (001) ungefähr senkrecht auf die "Ti-Dreiecke" um den Sauerstoff. Für Titanit wurde die Lage des OH-Dipols von ISETTI & PENCO (1968) und von BERAN (1970) in der Weise bestimmt, daß die OH-Gruppen in der Ebene (010) ungefähr parallel zu α liegen und damit senkrecht auf die Oktaederketten stehen. Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Messungen mit polarisierter Strahlung bestätigen diese Ergebnisse. Die Zuordnung der Absorptionsbande bei 3480 cm^{-1} als OH-Bande konnte im Zuge dieser Arbeit durch Hydrothermalbehandlung mit D_2O bestätigt werden. Für die quantitative Hydroxylgehaltsbestimmung ist es notwen-

+) Anschrift des Verfassers
 Dr. Vera M.F. Hammer
 Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien
 Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

dig, mit orientierten Einkristallplatten zu arbeiten um möglichst vergleichbare Verhältnisse zu erhalten.

Experimentelles

Von allen Rutilproben wurden (hk0)-Platten angefertigt, bei Titaniten wurde, soweit es möglich war, mit (010)-Platten, bzw. mit Platten gearbeitet, die senkrecht zur spitzen Bisektrix stehen; in beiden Fällen ist eine starke Anregung des OH-Dipols möglich. Die Konzentration des Hydroxylgehaltes wurde durch die folgende Bestimmungsmethode ermittelt: Von freitragenden, kristallographisch oder optisch orientierten Mineraldünn-schliffen mit einer durchschnittlichen Dicke von 0,03 cm, wurde unter dem Mikroskop ein möglichst einschlußfreier Bereich mit einem Kreisdurchmesser von 1 mm, mit einer Lochmaske aus Aluminiumfolie abgedeckt. Mit einem computergesteuerten IR-Spektrophotometer (Perkin-Elmer 580B, Interdata 6/16) und einem in den Strahlengang eingesetzten 8x "beam-condensor" wurden die Spektren mit unpolarisierter Strahlung im Bereich der OH-Absorptionsbanden aufgezeichnet. Eine Akkumulierung dieser Spektren erfolgte für eine bestimmte Mineralart immer in gleicher Weise. Die Strahlungsintensität I_0 wurde nach dem Tangentenverfahren ermittelt. An der Stelle des Absorptionsmaximums selbst erhält man die durch den OH-Dipol verminderte Strahlungsintensität I . Beide werden in % Transmission angegeben. Den Zusammenhang zwischen dem angeregten OH-Dipol und den gemessenen Intensitäten erhält man aus dem Lambert-Beer'schen Absorptionsgesetz:

$$E = \epsilon \cdot c \cdot d$$

Die lineare Abhängigkeit zwischen der Extinktion E und der Schichtdicke d (vgl. DOERFEL et al., 1973) wurde an systematisch dünner geschliffenen Mineralplatten sowohl für den Rutil- als auch für den Titanitstandard überprüft. Für die quantitative Wasserbestimmung wird das Lambert-Beer'sche Gesetz in der integralen Form angewendet, die eine annähernde Beschreibung der gesamten Absorptionsbande ermöglicht (BRÜGEL, 1969).

$$E_i = \epsilon_i \cdot c \cdot d \quad \text{wobei} \quad E_i = \log(I_0/I) \cdot \text{HWB} \cdot \pi/2$$

Die Halbwertsbreite HWB wird an der halbierten Bandenhöhe in cm^{-1} gemessen. Die Konzentration c des Hydroxylgehaltes in Gew.% H_2O erhält man aus der Formel

$$c = E_i \cdot 1,8 / (\epsilon_i \cdot d \cdot D),$$

wobei D die Dichte des untersuchten Minerals in $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$, d die Plattendicke in cm und ϵ_i den integralen molaren Extinktionskoeffizienten in $\text{l} \cdot \text{Mol}^{-1} \cdot \text{cm}^2$ bedeuten. Durch ein thermochemisches Analyseverfahren (Perkin-Elmer elemental analyzer 240) wurde an einer jeweiligen Standardprobe der Hydroxylgehalt ermittelt. Für diese Methode wurden besonders große und klare Proben ausgewählt. Mit diesen Konzentrationsangaben (Rutil Nr.5, $c = 0,09$ Gew.% H_2O ; Titanit Nr.21, $c = 0,18$ Gew.% H_2O) wurden aus der oben angeführten Formel die Extinktionskoeffizienten ϵ_i berechnet.

Der Extinktionskoeffizient ϵ , für Rutil, mit einer charakteristischen Absorptionsbande bei 3280 cm^{-1} , beträgt $6540 \text{ l} \cdot \text{Mol}^{-1} \cdot \text{cm}^2$. Für Titanit, mit einer charakteristischen Absorptionsbande bei 3480 cm^{-1} , beträgt der Extinktionskoeffizient ϵ_i $6730 \text{ l} \cdot \text{Mol}^{-1} \cdot \text{cm}^2$. Diese Extinktionskoeffizienten werden als spezifische Stoffkennzahlen betrachtet

und einerseits allen Rutilen, bzw. allen Titaniten für die Konzentrationsbestimmung des Hydroxylgehalts zugeordnet. Um einen möglichst guten Überblick über die Variationsbreite der OH-Gehalte in Rutil und Titanit zu gewinnen, wurden die Proben aus unterschiedlichsten Paragenesen gewählt. Die bestimmten Wassergehalte sind zusammen mit den Mikrosondenanalysen für Rutil Tabelle 1 und für Titanit Tabelle 2 zu entnehmen.

Paragenetische Schlußfolgerungen

Rutil ist ein weitverbreiteter akzessorischer Gemengteil in vielen magmatischen und metamorphen Gesteinen. Größere Kristalle sind hauptsächlich auf Granitpegmatite, Apatit- und Quarzgänge beschränkt. In granitischen Gesteinen kommt wegen des großen Ca-Angebotes meist Titanit vor. In metamorphen Gesteinen tritt Rutil hauptsächlich in Gesteinen der Chlorit-Biotitzone, sowie der Glaukophanschieferfazies, der Granulitfazies und in Eklogiten auf (DEER et al., 1962; ELSDON, 1975). Unter niedrigen Metamorphosebedingungen kann sich Rutil nur bei sehr geringem Ca-Angebot bilden. Bei höheren Metamorphosegraden werden Ti-haltige Silikate wie Biotit und Hornblenden instabil, was zur Bildung von Ti-Oxiden führen kann (GOLDSMITH & FORCE, 1978; FORCE, 1980). Auch in hydrothermalen Klüften kann es zur Ausbildung größerer Rutilkristalle kommen. Die Paragenesen der untersuchten Rutilite sind Tabelle 1 zu entnehmen.

Die Fe_2O_3 -Gehalte von Rutilen aus pegmatitischen Gängen erreichen Werte um 0,5 Gew.%, während bei Rutilen aus Metamorphiten und alpinen Klüften die Fe_2O_3 -Gehalte durchschnittlich höher liegen (bis ≈ 1 Gew.%). Nach der Mössbaueruntersuchung der Probe Nr.5 ist für das Fe eine Valenz von 3+ zu erwarten. Nb kann in manchen Proben beträchtliche Gehalte erzielen, während Ta in keiner Probe nachgewiesen wurde, Cr und V sind mit wenigen Ausnahmen immer vorhanden. Da es bei röntgenspektroskopischen Methoden zur Überlagerung der Ti-K β und der V-K α -Linie kommt, war es notwendig, die Größenordnung der V-Gehalte mit Neutronenaktivierungsanalyse zu bestätigen (HAMMER, 1987). Die in Tabelle 1 angeführten V_2O_5 -Gehalte sind nach einem Korrekturverfahren rechnerisch ermittelt.

Probe Nr.19 zeigt den höchsten V-Gehalt, was in gutem Einklang mit dem erhöhten V-Gehalt der Graphitschiefer steht. Die Analysen von Probe Nr.18 bestätigen den nach CHOPIN (1984) typischen hohen Al-Gehalt sowie den niedrigen Fe-Gehalt und das Fehlen von Cr. Diese Probe zeigt vom natürlichen Material den geringsten OH-Gehalt, was ebenfalls in gutem Einklang mit der Paragenese steht (vgl. dazu auch ROSSMAN et al., 1989). Die Proben Nr.1 und Nr.3 weisen als einzige Zr-Gehalte auf, bei Probe Nr.8 und Nr.9 wurden Sn-Gehalte beobachtet.

Im Zusammenhang mit den Mikrosondenanalysen ergibt sich eine positive Korrelation der dreiwertigen Elemente mit dem Hydroxylgehalt. Den geringsten Wassereinbau zeigen Rutilite aus pegmatitischen Gängen (die Gehalte betragen rund 0,10 Gew.% H_2O). Die Wassergehalte der Rutilite aus metamorphen Gesteinen und alpinen Klüften liegen durchschnittlich höher (0,10-0,19 Gew.% H_2O). Bei Probe Nr.17 dürfte entsprechend, der von HEINRICH (1982) beschriebenen Umwandlung der Eklogite in Amphibolite, das Wasserangebot größtenteils von den Amphibolen in Anspruch genommen worden sein.

Nach DEER et al. (1982) kommt Titanit am häufigsten in Dioriten, Syeniten und Graniten vor. In Vulkaniten ist das Auftreten von Titanit sehr selten. Sphene kennt man

aus alpinen Klüften, wo sie meist gemeinsam mit Adular, Albit und Epidot auftreten. In metamorphen Gesteinen tritt Titanit hauptsächlich in Fe- und Mg-reichen Gneisen und Schiefen auf. An Hand eines Phasendiagrammes zeigen HUNT & KERRICK (1976), daß bei Drucken unter 5 kbar, H₂O-reichen Bedingungen und bei steigender Temperatur, Rutil die stabilere Phase ist, während mit steigendem X-CO₂ Titanit die stabilere Phase wird. Das System wird mit steigender Temperatur H₂O-ärmer. Finden Reaktionen über 5 kbar bei niedriger Temperatur und niedrigem X-CO₂ statt, so tritt eine Umwandlung von Rutil in Titanit auf. Eine Übersicht der Bildungsbedingungen der untersuchten Titanitproben ist Tabelle 2 zu entnehmen.

Die Mikrosondenanalysen umfassen die Spurenelemente Na, Al, Fe, Mg, Cr und F. An speziellen Proben wurde auch Ce und Nb gemessen (Tabelle 2). Da im Titanit ein chemisch polyvariantes System vorliegt, ist es praktisch nicht möglich, alle Elemente die am Ladungsausgleich beteiligt sind, zu bestimmen und in eine Rechnung miteinzubeziehen. Daß aber gewisse Korrelationen beobachtet werden können, geht nicht zuletzt aus der Literatur hervor (z.B. TABORSZKI, 1976; FRANZ & SPEAR, 1985). Bei den im Zuge dieser Arbeit analysierten Proben scheint augenfällig, daß meist mehr Al als Fe in den Titaniten vorhanden ist. Trotz der nur semiquantitativen F-Analysen kann man, wie zu erwarten, eine negative Korrelation zwischen dem Wassergehalt und dem F-Gehalt feststellen. Die positive Korrelation zwischen Aluminium und Fluor bestätigt sich, wegen der relativ geringen Gehalte in den untersuchten Proben, nur in einzelnen Fällen (z.B. Probe Nr.20). Der hohe Gehalt an Ce₂O₃ der wenigen daraufhin untersuchten Proben läßt den Schluß zu, daß auch noch weitere SEE anwesend sind.

Die quantitativen Hydroxylgehalte der Titanite aus sauren magmatischen Gesteinen liegen knapp über der quantitativen Nachweisgrenze. Die durchschnittlichen Gehalte der Sphene aus alpinen Klüften liegen wesentlich höher und reichen von rund 0,10 bis rund 0,30 Gew.% H₂O. Bei Probe Nr.14 wurde unter dem Mikroskop zweiphasiges Wachstum beobachtet. Der innere Bereich wird vom äußeren durch eine chloritführende Partie getrennt. Die Unterschiede der Absorptionsspektren der beiden Bereiche deuten darauf hin, daß bei der zweiten Kristallisationsphase wesentlich mehr H₂O zur Verfügung stand (siehe Tabelle 2). Auch der Al-Gehalt nimmt von innen nach außen zu. Der Einschlußwassergehalt der Proben Nr. 1-Nr.7, Nr.17 und Nr.19 wurde mit dem von SCHOLZE (1960) für H₂O (3400 cm⁻¹) angegebenen Extinktionskoeffizienten ξ von 22.000 l · Mol⁻¹ · cm⁻² berechnet. Wie Tabelle 2 zu entnehmen ist, liegen diese Wassergehalte zwischen 0,06-0,30 Gew.% H₂O. Die Schlußfolgerungen des Wassereinkbaus in Bezug zur Paragenese wird im Titanit dadurch erschwert, daß offensichtlich Fluor die dominierende Rolle beim Ladungsausgleich spielt. Es wäre hier sehr wichtig, auch die Muttergesteine genauer zu untersuchen, um spezielle Beziehungen ausarbeiten zu können. Die vorliegende Arbeit ermöglicht aber immerhin einen gewissen Überblick über die Variationsbreite der auftretenden Wassergehalte der Titanite aus unterschiedlichen Paragenesen.

Dank

Herrn Prof.Dr. J. Zemann und Herrn Prof.Dr. A. Beran danke ich für ihr stetes Interesse am Fortgang dieser Arbeit. Für die Mikrosondenanalysen bedanke ich mich bei Herrn Dr. H. Dietrich und Herrn Dr. F. Brandstätter. Herr Prof. Dr. G. Amthauer hat mich durch die Mössbaueruntersuchung unterstützt. Das Probenmaterial wurde mir in dankenswerter Weise vor allem vom Naturhistorischen Museum Wien, vom Institut für Mineralogie und Kristallographie und von Herrn Doz. F. Koller zur Verfügung gestellt.

Literatur

- BERAN, A. (1970): Messung des Ultrarot-Pleochroismus von Mineralen. IX. Der Pleochroismus der OH-Streckfrequenz in Titanit. *Tschermaks Mineral.Petrogr.Mitt.* 14, 1-5.
- BERAN, A., ZEMANN, J. (1971): Messung des Ultrarot-Pleochroismus der OH-Streckfrequenz in Rutil, Anatas, Brookit und Cassiterit. *Tschermaks Mineral.Petrogr. Mitt.* 15, 71-80.
- BRÜGEL, W. (1969): Einführung in die Ultrarotspektroskopie. Dietrich Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- CHOPIN, CH. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib.Mineral.Petrol.* 86, 107-118.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1962): Rock forming minerals. Vol.5. Non-silicates. Longman, New York-London.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1982): Rock forming minerals. Vol.1A. Orthosilicates. Longman, New York-London.
- DOERFEL, K., BEYER, D., BRUNN, J., HÖBOLD, W., KIRSCH, D., LUX, G. (1973): Strukturaufklärung - Spektroskopie und Röntgenbeugung. Verlag Chemie, Weinheim.
- ELSDON, R. (1975): Iron-titanium oxide minerals in igneous and metamorphic rocks. *Minerals Sci.Engng.* 7, 48-70.
- FORCE, E.R. (1980): The provenance of rutile. *J.Sed.Petrol.* 50, 485-488.
- FRANZ, G., SPEAR, F.S. (1985): Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone, south-central Tauern window, Austria. *Chem.Geol.* 50, 33-46.
- GOLDSMITH, R., FORCE, E.R. (1978): Distribution of rutile in metamorphic rocks and implications for placer deposits. *Mineral.Dep.* 13, 329-343.
- HAMMER, V.M.F. (1987): IR-spectroscopical and analytical investigations of natural rutile samples. II.Int.Workshop on activation analysis with short lived nuclides.
- HAMMER, V.M.F. (1988): Quantitative IR-spectroscopic determination of structural OH groups in natural rutiles of various occurrences. *Z.Kristallogr.* 185, 631.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. *Contrib.Mineral.Petrol.* 81, 30-38.
- HUNT, J.A., KERRICK, D.M. (1976): The stability of sphene; experimental redetermination and geologic implications. *Geochim.Cosmochim.Acta* 41, 279-288.

- ISETTI, G., PENCO, A.M. (1968): La posizione dell'idrogeno ossidrilico nella titanite. *Mineral.Petrogr.Acta* 14, 115-122.
- ROSSMAN, G.R., BERAN, A., LANGER, K. (1989): The hydrous component of pyrope from the Dora Maira Massif, Western Alps. *Eur.J.Mineral.* 1, 151-154.
- SCHOLZE, H. (1960): Über die quantitative UR-spektroskopische Wasserbestimmung in Silikaten. *Fortschr.Mineral.* 38, 122-201.
- SOFFER, B.H. (1961): Studies of the optical and infrared absorption spectra of rutile single crystals. *J.Chem.Phys.* 35, 940-945.
- TABORSZKY, F.K. (1976): Die Geochemie der Titanite. Habilitationsschrift, Universität Freiburg.
- VON HIPPEL, A., KALNASS, J., WESTPHAL, W.B. (1962): Protons, dipoles and charge carriers in rutile. *J.Phys.Chem.Solids* 23, 779-799.

Probennummer Lokalität	Nr.1 Saurin Norwegen	Nr.2 Rudbach Österreich	Nr.3 Mothus Norwegen	Nr.4 Jungmannschütz Österr.	Nr.5 Capeo de Lena Brasilien
Paragenese	Pegmatitgang	Pegmatit- und Quarz- gänge in Gneis- glimmerschiefern	Apatitgänge	lose Kristalle in Quarz gewachsen	lose Kristalle meist in Quarzgangen
F_{2O_3}	0.6(2)	0.57(5)	0.45(5)	0.43(5)	0.50(3)
Al_2O_3	<0.02	0.07(1)	<0.02	0.03(1)	<0.02
V_2O_5	0.3(1)	0.12(3)	0.30(5)	0.17(6)	<0.02
Cr_2O_3	0.06(3)	0.08(2)	0.23(2)	0.09(2)	0.13(5)
Nb_2O_5	0.08(6)	0.25(4)	0.13(3)	0.27(4)	0.32(6)
H_2O	0.09	0.10	0.13	0.09	0.08
Probennummer Lokalität	Nr.6 Capeo Brasilien	Nr.7 Milhelende/Mill N.-Carolina	Nr.8 S.-Afrika	Nr.9 Acheleia Österreich	Nr.10 Pregraten Österreich
Paragenese	Talk- und Sericit- schiefer	lose Kristalle in Gneisen	unbekannt	Phyllit	mit Q. und Zo. Amphibolitfacies
F_{2O_3}	0.75(7)	0.31(3)	0.61(5)	0.77(4)	0.85(6)
Al_2O_3	<0.02	0.07(2)	0.06(5)	<0.02	<0.02
V_2O_5	<0.02	0.22(8)	0.30(9)	0.12(3)	<0.02
Cr_2O_3	<0.02	0.09(3)	0.05(4)	0.25(3)	0.08(3)
Nb_2O_5	0.33(6)	0.11(9)	<0.02	<0.02	0.08(3)
H_2O	0.16	0.09	0.16	0.10	0.18
Probennummer Lokalität	Nr.11 Pregraten Österreich	Nr.12 Pregraten Österreich	Nr.13 Pfritschtal Österreich	Nr.14 Maurertal Österreich	Nr.15 Lisens Österreich
Paragenese	Glimmerschiefer	mit Amph., Q., Gr., Cy. und Karbonat Amphibolitfacies	Kluft im Chlorit- schiefer	Kluft im Grün- schiefer	Amphibolit
F_{2O_3}	0.86(6)	0.7(2)	0.7(2)	0.60(5)	0.98(8)
Al_2O_3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.05(4)
V_2O_5	0.07(4)	0.12(7)	<0.02	0.10(3)	0.18(7)
Cr_2O_3	0.12(2)	0.13(2)	0.10(2)	<0.02	0.14(2)
Nb_2O_5	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.4(1)
H_2O	0.18	0.14	0.15	0.11	0.21
Probennummer Lokalität	Nr.16 Tegernalmühl Österreich	Nr.17 Alpe Tracollan Schweiz	Nr.18 Gran Paradiso Italien	Nr.19 Amstall Österreich	Nr.20 synthetisch
Paragenese	Kluft im Amphibolit	umgewandelter Eklogit Amphibolit > 550°C/ > 15 kbar	in Pyrop: niedrige Temp./ > 20 kbar Blauschieferfacies	Graphitschiefer Amphibolitfacies	Vernauverfahren
F_{2O_3}	0.82(7)	0.23(4)	0.12(3)	<0.02	<0.02
Al_2O_3	0.05(3)	0.04(1)	0.21(4)	<0.02	<0.02
V_2O_5	0.12(7)	0.29(4)	0.26(6)	0.74(9)	<0.02
Cr_2O_3	<0.02	0.16(3)	<0.02	0.35(6)	<0.02
Nb_2O_5	<0.02	<0.02	0.44(4)	0.1(1)	<0.02
H_2O	0.19	0.08	0.04	0.16	<0.01

Tabelle 1: Mikrosondenanalysen, IR-spektroskopisch bestimmte Hydroxylgehalte, Vorkommen und Paragenesen der untersuchten Rutilite. Die Zahlen in runder Klammer bedeuten die aus fünf Punktmessungen ermittelte Standardabweichung. Nr.1: 0,15(6) Gew.% ZrO_2 ; Nr.3: 0,12(5) Gew.% ZrO_2 ; Nr.8: 0,06(5) Gew.% SnO_2 ; Nr.9: 0,09(3) Gew.% SnO_2 .

Probennummer Lokalität	Nr.1 Lendaberg/Aschach Österreich	Nr.2 Alpen/Schlägl Österreich	Nr.3 Kampfshil SLO	Nr.4 Passau BRD	Nr.5 Dirns/Siebersbürgen Rumänien	
Paragenese	Granodiorit, HD- Granit, HD-Diorit	Granite vom Maut- Hauser Typ; Titanit- Flackengranit	"Syenit"	"Syenit"	Nephelinsyenit	
Al ₂ O ₃	1.9(2)	2.1(2)	2.0(2)	2.1(2)	1.7(2)	
Fe ₂ O ₃	1.2(1)	1.3(2)	0.29(7)	0.66(7)	1.3(2)	
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
CaO	0.5(1)	0.5(1)	-----	-----	-----	
MgO	0.02(2)	<0.01	<0.01	0.03(2)	<0.01	
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
K ₂ O	0.2(1)	0.1(1)	-----	-----	-----	
F	0.2(1)	0.3(1)	0.3(1)	0.2(1)	<0.2	
H ₂ O*	0.01	0.02	0.04	<0.01	0.22	
H ₂ O**	0.06	0.13	0.09	0.07	0.15	
H ₂ O						
Probennummer Lokalität	Nr.6 Vitšes Gebirge Bulgarien	Nr.7 Arundel Marumgen	Nr.8 Probuscht CSSR	Nr.9 Teufelmühle Österreich	Nr.10 Kesselversaj Österreich	
Paragenese	grobkörnige Pegmatite	Fe-Skarne, Amph.- die Granulitfacies	Trachyt, Phonolit phonolitische Tephrite	Kluft im chloritisierten Amphibolit	Kluft im Amphibolit	
Al ₂ O ₃	1.32(5)	1.7(1)	1.38(5)	1.70(8)	0.7(3)	
Fe ₂ O ₃	2.21(6)	1.3(4)	2.25(6)	0.48(3)	0.2(1)	
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06(3)	
CaO	-----	0.7(1)	0.9(1)	-----	-----	
MgO	0.03(2)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
K ₂ O	-----	0.1(1)	1.3(1)	-----	-----	
F	<0.2	0.3(2)	0.3(1)	<0.2	0.2(1)	
H ₂ O*	0.21	0.07	0.22	0.20	0.17	
H ₂ O**	0.06	0.30	-----	-----	-----	
H ₂ O						
Probennummer Lokalität	Nr.11 Schläglgraben Österreich	Nr.12 Schläglgraben Österreich	Nr.13 Schläglgraben Österreich	Nr.14 Krausmurd Österreich	Nr.15 Krausmurd Österreich	
Paragenese	Kluftserie im Amphibolitschiefer	Kluftserie im Amphibolitschiefer	Kluftserie im Amphibolitschiefer	Epidotamphibolit	Epidotamphibolit	
Al ₂ O ₃	1.8(2)	1.22(5)	1.56(7)	1.06(i); 1.33(a)	1.77(6)	
Fe ₂ O ₃	0.21(5)	0.38(6)	0.22(8)	0.7(2)	0.74(5)	
Cr ₂ O ₃	<0.01	0.08(1)	<0.01	<0.01	0.06(3)	
CaO	-----	0.1(1)	-----	<0.01	-----	
MgO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	0.02(1)	<0.01	
K ₂ O	-----	<0.01	-----	<0.01	-----	
F	0.2(1)	0.2(1)	0.2(1)	<0.2	<0.2	
H ₂ O*	0.13	0.17	0.15	0.16(i); 0.36(a)	0.19	
H ₂ O**	-----	-----	-----	-----	-----	
H ₂ O						
Probennummer Lokalität	Nr.16 Pflaachtal Österreich	Nr.17 Murtelgraben Österreich	Nr.18 Prickler Welt Österreich	Nr.19 Amteall Österreich	Nr.20 Eoleky Peninsula Fazir	Nr.21 Capitula Brasilien
Paragenese	gemeinsam mit Chlorit v. Quarz in Kluft	Albit-Chlorit- Gesteine der Wechselgneissserie	Zoisitpegmatit in Eklogit	Kontaktsum zu Amphibolit und Marmor	grobkristalliner Marmor	lose Kristalle Paragenese unbekannt
Al ₂ O ₃	0.94(3)	2.25(5)	2.34(9)	1.72(5)	4.0(1)	1.3(2)
Fe ₂ O ₃	0.7(3)	0.41(1)	0.38(2)	0.26(2)	0.04(3)	0.62(3)
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	0.02(2)	<0.01	0.14(9)	<0.01
CaO	-----	-----	-----	0.9(1)	-----	-----
MgO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na ₂ O	<0.01	0.05(3)	<0.01	<0.01	0.02(1)	<0.01
K ₂ O	-----	-----	-----	0.2(1)	-----	-----
F	<0.2	<0.2	0.3(2)	0.2(1)	0.5(1)	0.2(1)
H ₂ O*	0.20	0.23	0.13	0.19	<0.01	0.18
H ₂ O**	-----	0.09	-----	0.12	-----	-----
H ₂ O						

Tabelle 2: Mikrosondenanalysen, IR-spektroskopisch bestimmte Hydroxylgehalte (H₂O*), Einschlußwassergehalte (H₂O**). Vorkommen und Paragenesen der untersuchten Titanite. Die Zahlen in runder Klammer geben die aus mindestens drei Punktmessungen ermittelte Standardabweichung an. Nr.14: (i)...innerer Bereich; (a)...äußerer Bereich.

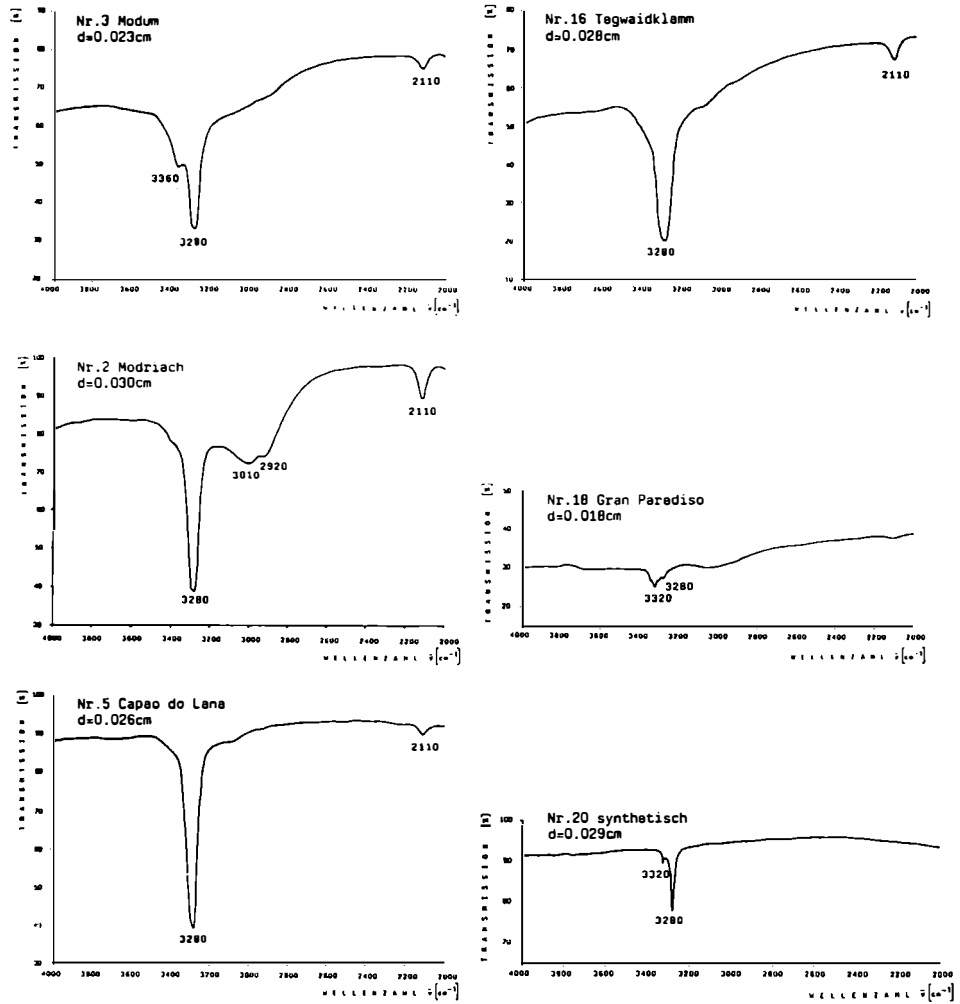


Abb. 1: Auswahl an typischen IR-Spektren der untersuchten Rutile. Die Spektren sind 5x akkumuliert aufgenommen.

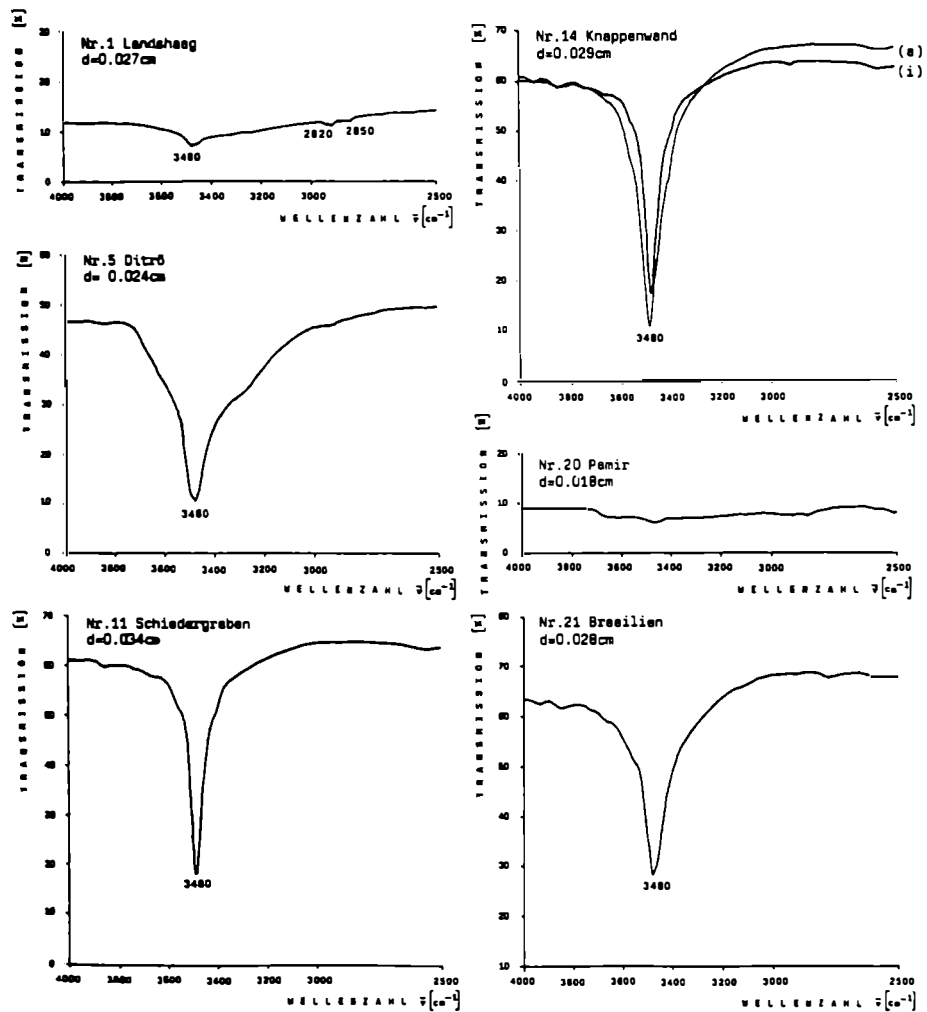


Abb. 2: Auswahl an typischen IR-Spektren der untersuchten Titanite. Die Spektren sind 3x akkumuliert aufgenommen. Probe Nr.14: (i)....innerer Bereich; (a)....äußerer Bereich.

GEOCHEMISCHER BEITRAG ZUR GENESE DER TALK/MAGNESIT-
LAGERSTÄTTE RABENWALD

von

W. Kiesel ^{*)}

(eingelangt am 14.6.1988)

Zusammenfassung

Die Diskussion der Genese der Talklagerstätte Rabenwald führt zur grundsätzlichen Diskussion der Bildung von Magnesit und Dolomit. Es wird gezeigt, daß im ostalpinen Bereich die Bildung der Spatmagnesitlagerstätten nur über eine Magnesiametasomose erklärt werden kann, wiewohl im Salinarbereich unter speziellen Bildungsbedingungen auch eine Ausfällung von Magnesiumkarbonat erfolgen kann, bzw. magnesiumreiche Porenlösungen eine diagenetische Umwandlung sedimentären Stoffbestandes (Kalzit) herbeizuführen in der Lage sind. Die Seltenen Erdelemente werden dabei als genetische Indikatorelemente herangezogen.

Für die Bildung der Lagerstätte Rabenwald wird danach die metasomatische Umwandlung eines sedimentären Stoffbestandes mit nachfolgender Vertalkung der dolomitischen bzw. magnesitischen Gesteinspartien durch kiesel-saure Lösungen als hochwahrscheinlich angesehen.

Zur Genese

Talk und Magnesit, zwei Minerale aus dem reichen Spektrum der Magnesium-Minerale, in geochemisch-genetischer Betrachtungsweise diskutiert bedeutet, daß die lagerstättenkundlichen Gegebenheiten sowie die zahlreichen bisher vorliegenden petrologischen, geologischen und auch die spärlich vorliegenden geochemisch orientierten Arbeiten in stark geraffter Form wiedergegeben werden müssen. Dies im Interesse einer eingehenden geochemischen Diskussion als Beitrag zur Genese dieser Lagerstätte, die nicht abgetrennt oder isoliert betrachtet werden kann von den zahlreichen Magnesitlagerstätten der Ostalpen.

Talk, Talk-Chlorit-Schiefer aber auch Magnesit sind die wichtigsten mineralischen Komponenten der Lagerstätte am Rabenwald, wo allerdings nur der Talkabbau von wirtschaftlichem Interesse ist.

Die Lagerstätten des Rabenwaldes sind insbesondere von FRIEDRICH (1947) eingehend untersucht worden, darüber hinaus sind Arbeiten von MOREAU (1981), PROHASKA (1984) und KIESL et al. (1986) zu erwähnen. Die Talkschiefer befinden

+) Anschrift des Verfassers
 Prof. Dr. Wolfgang Kiesel
 Institut für Geochemie der Universität Wien
 Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

sich mit Kornsteinen in einer mächtigen tektonischen Bewegungszone alpidischen Alters innerhalb der Strallegg-Formation. Im Talkschiefer selbst sind gelegentlich Linsen von Spatmagnetit enthalten. In der Abb. 1 ist dies stark vereinfacht dargestellt. Trotz des gegenüber anderen Lagerstätten komplexen Gebirgsbaues der Lagerstätten des Rabenwaldes kann deren Genese nicht isoliert betrachtet werden von der Anhäufung der Magnetitlagerstätten in den Ostalpen, insbesondere von jenen des altpaläozoischen Abschnitts der Grauwackenzone im Grenzgebiet Tirol und Salzburg sowie der östlichen Grauwackenzone um Trieben, Veitsch und Semmering etwa.

Aus den weiteren Betrachtungen soll vorerst die schon weitgehend aufgeklärte Bildung von dichtem oder kryptokristallinem Magnetit ausgeklammert werden, für die wohl, nach den von PETRASCHECK (1972) veranlassten Untersuchungen wässriger Einschlüsse der Meerschaum-Magnetitknollen von Eskisehir feststeht, daß der Magnesium-Stofftransport über Magnesiumbikarbonatlösungen erfolgte, die aus Serpentinmassiven stammten.

In dieser Arbeit soll die Bildung von Magnetit und Dolomit diskutiert werden, die zweifelsohne die Ausgangsmaterialien für die Talkmineralisation darstellen und zu den in den Ostalpen weitverbreiteten Talk-Magnetit-Paragenesen führen. Auch die für den Rabenwald so wichtige Talk-Chlorit-Paragenese ist auf der Basis eines mergeligen Ausgangssedimentes, das reich an Dolomit ist, nahezu problemlos zu erklären.

Die Entstehung von Spatmagnetit in den Ostalpen ist selbst heute noch sehr umstritten und auch SCHULZ (1986) kommt aus der Sicht neuer Untersuchungen zu keinem endgültigen Ergebnis. Im wesentlichen ist dies darauf zurückzuführen, daß sich nach wie vor zwei Hypothesen diametral gegenüberstehen, nämlich die der sedimentären Anlage und jene der metasomatischen Bildung der Spatmagnetite, wiewohl gelegentlich Vorschläge unterbreitet werden, um eine Annäherung der beiden so unterschiedlichen Ansichten zu erreichen. Als Verfechter der sedimentären Anlage sind insbesondere LEITMEIER und SIEGL, aber auch SCHULZ, VAVTAR sowie DE LLARNA zu erwähnen, während die metasomatische Bildung von FRIEDRICH, ANGEL, TROJER, CLAR und PETRASCHECK vertreten wird. Umfassende Literaturangaben diesbezüglich sind in den Arbeiten von SCHULZ (1986) bzw. HADITSCH und MOSTLER (1978) zu entnehmen. Die Vermittlerrolle übernahm etwa SIEGL und SCHULZ (1986) aber auch NIEDERMAYR et al. (1981) konnten sich keinem der Extremstandpunkte anschließen, wiewohl in deren Arbeit auch nicht abbauwürdige Magnetitbildungen angesprochen werden.

In seiner letzten Arbeit entzieht sich SCHULZ (1986) schließlich dem Spatmagnetitproblem durch die Feststellung, die primären Anreicherungsursachen des Magnesiumstoffbestandes vom heutigen Kristallisationszustand zu trennen und diesen nicht als unmittelbares Produkt des sedimentären Anlagerungsstadiums zu sehen.

Dieser Vorschlag wird sich als wesentlich für die Klärung der Entstehung von Spatmagnetitlagerstätten herausstellen, klammert damit jedoch gerade die so interessanten primären Anreicherungsursachen aus der Diskussion aus und verschiebt sie - nach wie vor ungelöst - zeitlich vor das Ereignis einer Metamorphose.

Wenn man allerdings aufmerksam die umfangreiche Literatur zu diesem Problem verfolgt, so fällt sofort auf, daß vorwiegend Gefügeuntersuchungen als Argumente für oder wider eine der beiden konträren Entstehungshypothesen angeführt werden. Sieht man von den allgemein theoretischen und durch Laborversuche gestützten Arbeiten von JOHANNES (1970) bzw. ROSENBERG und HOLLAND (1964) ab, steht als nahezu

einzigste geochemisch orientierte Arbeit jene von MORTEANI et al. (1981) zur Diskussion, der die Seltenen Erdelemente (SEE) als wichtige genetische Indikator-elemente erkannt hat. Arbeiten von MOREAU (1981) und PROHASKA (1984) bedienen sich zur genetischen Interpretation anderer Spurenelemente, deren Bedeutung nicht von so allgemeinem Interesse ist wie jene der SEE, die aber doch, speziell für die einzelnen Lagerstätten, in die Diskussion miteinbezogen werden müssen. Infolge der von MORTEANI et al. angewandten Analysenmethode der instrumentellen Neutronen-aktivierung war es ihm jedoch nicht möglich jenen Spurenbereich zu erschließen, der zur Bewältigung des Problems unbedingt erschlossen werden muß, nämlich den sub-ppb-Bereich.

Zunächst allerdings ist das Problem der Anreicherung des Magnesiumstoffbestandes ein rein chemisches, das von der überwiegenden Anzahl der oben genannten Autoren kaum berücksichtigt wurde.

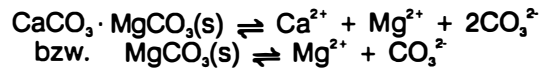
Nach DEGENS (1986) stellen die Karbonate rund 20% aller Sedimentgesteine dar. Zum größten Teil sind sie wohl authigen, also im Bereich der Sedimentation gebildet, doch schon bei DEGENS wird klargestellt, daß Dolomit und Magnesit nicht im Bereich der Sedimentation gebildet werden. Primärer Dolomit bzw. Magnesit sollten sich per Definition aus wässrigen Lösungen bilden, sich in der Lösung absetzen und somit sedimentieren. In BLATT et al. (1980) wird ausführlich die Schwierigkeit diskutiert insbesondere derartig gebildete Dolomite zu erkennen. Ein mir wesentlich erscheinender Faktor ist u.a. die Tatsache, daß eine nachträgliche Umwandlung von Kalksteinen in Dolomite beobachtbar ist, insbesondere wenn geschichtete Karbonatgesteine abrupt von Dolomit in Kalkstein übergehen, wobei die Grenze der beiden Gesteinstypen die Lagerungsrichtung senkrecht schneidet, woraus geschlossen werden kann, daß die Dolomitierung einem ursprünglichen Kalksteinsediment überlagert wurde.

Vielfach wird darauf verwiesen, daß es doch Hinweise auf die Bildung von Dolomit aus wässriger Lösung gibt, wie z.B. die rezenten Dolomite aus Kalifornien (Deep Springs Lake) oder Australien (Coorong Lagoon), die in der Arbeit von VON DER BORCH et al. (1967) besprochen werden. Doch werden die von CLAYTON et al. (1968) durchgeführten isopengeochemischen Untersuchungen nicht als Beweis für die Bildung primären Dolomits angesehen (BLATT et al., 1980). Obwohl nämlich der mit Kalzit koexistierende Dolomit aus Deep Springs Lake unterschiedliche Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse aufweist, kann dies auch mit der Hypothese konform gehen, daß Kalzit durch Wind und Zuflüsse in den See eingebracht wurde, oder daß früher abgeschiedener Kalzit in Dolomit umgewandelt wurde. Wenn also primärer Dolomit definiert wird als Dolomit, der in wässrigem Medium spontan gebildet wird, dann ist bis dato nach BLATT et al. (1980) kein primärer Dolomit bekannt.

Ähnliches gilt für die Bildung von primärem Magnesit und es soll im folgenden gezeigt werden, wieso es so schwierig ist, aus natürlichen Wässern primären Dolomit und Magnesit zu bilden. Die Problematik ist in der Literatur bekanntlich als sogenanntes Dolomit-Problem ausführlich diskutiert, wobei es vor allem um das Faktum geht, daß experimentell bei Temperaturen bis ca 40 °C (d.i. die Maximaltemperatur natürlicher stehender Wässer) aus wässrigen Lösungen Dolomit (Magnesit) nicht ausgefällt werden kann.

Zu der vielfach in der Literatur getätigten Löslichkeitsuntersuchungen bei Temperaturen < 100 °C ist zu bemerken, daß die damit im Zusammenhang stehenden Löslichkeitsprodukte für Dolomit und Magnesit mehr als fraglich sind. Das Problem ist einerseits

darin zu suchen, daß für die beiden Reaktionen



die Rückreaktion nicht abläuft; andererseits die Frage nach dem "Wie" des Lösungsvorganges bei Dolomit noch ziemlich unklar ist. Nach GARRELS (1960) nämlich erfolgt bei Temperaturen von 30 - 50 °C kongruente Lösung, bei T > 50 °C jedoch inkongruente Lösung nach



Noch unsicherer sind die Lösungsverhältnisse bei MgCO₃. Sie werden durch die Existenz stabiler Hydrate kompliziert. Bei Temperaturen von ≈30 °C entsteht aus karbonatischer Lösung bei Einwirkung auf Mg²⁺-Lösungen in Abhängigkeit von Temperatur und pH entweder Nesquehonit, MgCO₃·3H₂O, oder Hydromagnesit, Mg₄(OH)₄(CO₃)₂·3H₂O.

Im Prinzip sind zwei Gründe für das Ausbleiben primären Dolomits bzw. Magnesits anzuführen:

1) Die sehr hohe Hydratationswärme der Mg²⁺-Ionen. Werden nur die Wassermoleküle der inneren Koordinationssphäre berücksichtigt, so ist die Hydratationswärme der Mg²⁺-Ionen ca. 20% höher als jene der Ca²⁺-Ionen. Nachdem nur das dehydratisierte Mg²⁺-Ion in den Gitterverband eintreten kann, wird die Dehydration eine Funktion der Temperatur und der Ionenstärke. Nur in ganz extremen Fällen, also aus hochkonzentrierten Mg²⁺-Salzlösungen kann durch lösliche Karbonate MgCO₃ ausgefällt werden. Es ist schwer vorstellbar, daß dies ein häufiger, in der Natur ablaufender Vorgang ist, der übrigens als anorganische Fällung angesprochen werden muß. Dieser Vorgang kann darüber hinaus kaum zur Bildung abbauwürdiger Magnesit Lagerstätten geführt haben.

2) Reaktionskinetische Gründe. Diese liegen in der Struktur des Dolomits begründet. Es liegt bekanntlich dabei eine Kristallstruktur hoher Ordnung vor, für die ein gewisser Zeitraum benötigt wird, damit sie eingestellt werden kann. Kommt daher die wässrige Lösung in den Sättigungsbereich von Kalzit, so fällt dieser aus. Erst bei Temperaturen von ≈100 °C wird Dolomit gebildet. Die Bildung von Dolomit ist also im wesentlichen eine Funktion der Temperatur.

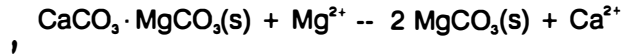
Aus thermodynamischen Berechnungen kann gezeigt werden, daß die Standardreaktionsenthalpie der Reaktion



-2,2 Cal/Mol beträgt, die Reaktion daher freiwillig abläuft. Durch entsprechende Berücksichtigung des Aktivitätsverhältnisses von Ca²⁺/Mg²⁺ im Meerwasser wird der Wert von -3,2 Cal/Mol berechnet, was bedeutet, daß die Dolomitierung durch Meerwasser thermodynamisch möglich ist. Trotzdem wird heute keine dolomitisierende Wirkung von Meerwasser beobachtet (z.B. in den pazifischen Atollen), obwohl auch eine andere Bedingung erfüllt wäre, nämlich die, daß große Mengen der dolomitisierenden Lösung durch die Porenräume gepumpt werden. Die kinetische Hemmung wird erst bei höheren Temperaturen beseitigt, während einer Diagenese beispielsweise.

In Weiterführung dieser Überlegungen folgt schließlich auch für die Magnesitbildung

der Reaktionsweg



Das ΔV für die beiden letztgenannten Reaktionen beträgt ca. -13%. Diese Volumenverminderung würde auch die Permeabilität der Gesteinskörper gewährleisten.

Wie ROSENBERG und HOLLAND (1964) zeigen konnten, vergrößert sich das Stabilitätsfeld von Magnesit mit steigender Temperatur stark auf Kosten der Stabilitätsfelder von Dolomit und Kalzit. Die Bildung von Magnesit wird also bei hohen Temperaturen (300-500 °C) stark begünstigt.

Aus diesen Angaben wird offensichtlich, daß dies (bei Drucken von ca. 2 kb, wobei der Druck keinen kritischen Parameter für die Dolomit- bzw. Magnesitbildung darstellt) der Bereich der "Grenze" zwischen Diagenese und Metamorphose (Metasomatose mit Stoffaustausch) im p-T-Feld ist. Nach CORRENS gibt es nun bekanntlich keine einfache Trennlinie zwischen dem diagenetischen und metamorphen Bereich, weshalb für den Fall der Diskussion der Bildung von Dolomit und Magnesit immer die T-(p-)-Bedingungen definiert werden sollten.

Die Genese der Spatmagnesitlagerstätten der Ostalpen sollte daher im Hinblick auf die eben gemachten Bemerkungen gesehen werden.

Von allen Magnesit/Talk-Lagerstätten der Ostalpen weist zweifelsohne die talkdominierte Lagerstätte am Rabenwald die komplexeste Genese auf. Wir klammern vorerst den Vorgang der Vertalkung eines dolomitischen bzw. magnesitischen Gesteinskörpers aus den weiteren Betrachtungen aus. Der Vorgang der Vertalkung dolomitischer bzw. magnesitischer Gesteinskörper durch SiO_2 -haltige Lösungen ist zweifelsfrei als geklärt zu betrachten.

Zieht man die SEE als Indikatorelemente einer Genese heran, dann hat man die folgende Ausgangslage vor sich:

Unter der Annahme der sedimentären Anlage von Kalzit mit nachfolgender Metasomatose in Magnesit drängt sich sofort die Frage nach der Herkunft der Mg^{2+} -haltigen Lösungen auf. Es wurde schon in einer früheren Arbeit (KIESL et al., 1986) darauf verwiesen, die Mg^{2+} -reichen Lösungen einem tiefliegenden (ultra)basischen Körper zuzuschreiben, da es deutliche Hinweise auf Serpentin im Untergrund des oststeirischen Gneisareals gibt. Diesbezüglich kann auch auf eine Arbeit von KIESL et al. (1983) verwiesen werden, in der zwar nicht unmittelbar Gesteine der Talklagerstätte auf dem Rabenwald geochemisch untersucht wurden, in der jedoch auf metasomatisch bedingte Umwandlungen von Grobgneisen in Leukophyllite im nicht weit von der Lagerstätte entfernten Miesenbachtal hingewiesen wird, die für Mg^{2+} -Zufuhr entlang von Störungszonen sprechen. Das Verteilungsmuster der SEE der Grobgneise bleibt dabei in den Leukophylliten erhalten, auch quantitativ ist nur eine unwesentliche Abnahme der Konzentration zu bemerken. Es hat faktisch nur eine Umlagerung der SEE in die Schwermineralfraktion der Leukophyllite stattgefunden. Die Abb. 2 verdeutlicht diesen Sachverhalt. Daraus kann jedenfalls der Schluß gezogen werden, daß Mg^{2+} -führende Lösungen aktiv waren, die das Bild der SEE-Verteilung nicht wesentlich beeinflußt haben.

Waren diese Lösungen auch für die metasomatische Umwandlung des Kalzitkörpers

verantwortlich, so sollte in etwa das Verteilungsmuster des Kalksteins im Magnesit wiedergefunden werden. Die Abb. 3 zeigt jedoch, daß dies nicht der Fall ist. Der Magnesit aus der Talk-Magnesit-Paragenese (Probe Rabenwald 1) hat entweder das SEE-Verteilungsmuster der vertalkenden SiO_2 -haltigen Lösung übernommen, womit das ursprüngliche SEE-Verteilungsmuster faktisch gelöscht wurde, oder es wurde das SEE-Verteilungsmuster des ursprünglichen Sediments übernommen. Bei den beiden Proben Julientagbau und Krughof handelt es sich um Talk-Chlorit-Paragenesen, wobei darauf hingewiesen werden soll, daß der von MOREAU (1981) vorgeschlagene Bildungsmechanismus der Umwandlung von Chlorit in Talk nicht abgelaufen sein kann, denn das würde in letzter Konsequenz bedeuten, daß zur Bildung von reinem Talk die gesamte Menge der immobilen Elemente, insbesondere Al und Ti, quantitativ abgeführt hätte werden müssen. Da auch die SEE unter entsprechenden p-T-Bedingungen vorwiegend immobil sind, ist es naheliegend, daß die SEE-Verteilungsmuster des Ausgangssediments sowohl während des metasomatischen Vorgangs als auch während der durch die SiO_2 -führenden Lösungen verursachten Vertalkung nahezu unverändert erhalten geblieben sind.

Die zweifelsfrei sehr komplexe Genese der Lagerstätte wird nicht nur aus der Analyse der SEE-Verteilungsmuster der bereits erwähnten Paragenese Magnesit-Talk ersichtlich, sondern auch aus einer Apatit-Talk-Paragenese (KIESL et al., 1986), wobei bei ersterer Paragenese nicht sichergestellt werden kann, ob der Talk nicht eine Hohlräumfüllung im Magnesit darstellt. Im Fall der Paragenese Apatit-Talk wird zudem der Einfluß einer Phosphatmetasomatose offenkundig. Talkproben aus beiden Paragenesen zeigen jedenfalls ein SEE-Verteilungsmuster zwischen 10^{-2} und 10^{-1} bei chondritischer Normierung.

Hinsichtlich der Veränderung der SEE-Verteilungsmuster während der Magnesium-metasomatose und einer ev. nachfolgenden Vertalkung soll auf zwei sehr aufschlußreiche Untersuchungen verwiesen werden. Aus dem Magnesit-Bergbau der Veitsch wurde eine Dolomit-Magnesit-Paragenese dermaßen getrennt, daß eine überwiegend dolomitführende und eine überwiegend magnesithaltige Fraktion erhalten wurden (Detailinformation in KIESL et al., in Vorbereitung). Es zeigte sich, daß das SEE-Verteilungsmuster des Magnesits nur in den LSEE gegenüber dem des Dolomits leicht abgereichert erscheint, ein Bild welches im wesentlichen mit den Untersuchungen von MORTEANI et al. (1981) übereinstimmt. Wenn man den Mittelwert der SEE-Verteilung in Kalksteinen von HASKIN et al. (1966) zum Vergleich heranzieht, so wird eine geringfügige Abnahme der LSEE während des metasomatischen Vorganges offenkundig (Abb. 4). Dabei ist allerdings weiter zu berücksichtigen, daß der absolute Gehalt an SEE in Abhängigkeit vom Al_2O_3 - und auch vom P_2O_5 -Gehalt an Sedimenten zu betrachten ist.

Dies zeigt sich insbesondere bei der SEE-Verteilung von magnesitführenden Gesteinen aus dem Salinar verschiedener Provenienz, die von G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum Wien) zur Verfügung gestellt wurden. Die Abb. 5 zeigt die Verteilungsmuster der SEE von fünf verschiedenen Gesteinen, wobei der Magnesit einer Konkretion aus Sandstein (Ellmau, Kaisergebirge) eine sehr ungewöhnliche SEE-Verteilung aufweist. Es ist nicht auszuschließen, daß in dieser Probe das Verteilungsmuster der SEE der eisenreichen Pigmentierung zugeschrieben werden kann. Eine Arbeit über diese Gesteine ist in Ausarbeitung.

Schließlich soll noch auf ein besonders schönes Beispiel einer Vertalkung von Magnesit durch kieselsäurereiche Lösungen hingewiesen werden. Es betrifft eine

Pseudomorphose von Talk nach Pinolithmagnesit aus der Lagerstätte Oberdorf/Laming. Bei dieser Probe konnte der rein weiße Talk von den durch Graphit grau gefärbten und tonerdereicheren Partien getrennt werden. Die Abb. 6 zeigt das SEE-Verteilungsmuster der "Gesamtprobe", des "weißen Anteils" aus reinem Talk sowie des "grauen Anteils" aus "verunreinigtem" Talk. Bei dem metasomatischen Vorgang wurde das Verteilungsmuster der SEE sowohl des "reinen" als auch des "verunreinigten" Magnesits nahezu unverändert übernommen. Beachtenswert jedoch eine deutlich ausgeprägte negative Eu-Anomalie, die auf reduzierende Bedingungen und damit verbundener Abfuhr von Eu^{2+} während der Vertalkung hinweist. Die Abbildung enthält übrigens auch die durchschnittliche SEE-Verteilung von Spatmagnesiten.

Aus diesen Beispielen wird offenkundig, daß die Bildung abbauwürdiger Magnesitvorkommen durch magnesiumführende Lösungen bewirkt wird, die auf ein kalkreiches Sediment eingewirkt haben. Greift man nun den Gedanken von SCHULZ (1986) auf, bei Spatmagnesiten die primären Anreicherungsursachen des Magnesiumstoffbestandes vom heutigen Kristallisationszustandes zu trennen, so kommen als Ausgangsprodukte von Spatmagnesiten, die nicht metasomatisch gebildet wurden, doch wohl nur kryptokristalline Magnesite in Frage, die nachfolgend metamorph überprägt wurden. Derartige Spatmagnesite, für die es in den Ostalpen jedoch keine Hinweise gibt, müßten das ursprüngliche SEE-Verteilungsmuster des kryptokristallinen Magnesites erhalten haben (KIESL et al., 1986).

Das Auftreten von Magnesit im salinaren Milieu kann sodann auf spezielle Bildungsbedingungen, etwa hochkonzentrierte Magnesiumlösungen, hindeuten, aus denen durch Karbonatzufuhr die Ausfällung von Magnesit erfolgt ist.

Für die ostalpinen Spatmagnesite wird also die Umwandlung eines ursprünglich sedimentären Stoffbestandes (Kalzit) durch Magnesiumlösungen in Dolomit bzw. Magnesit anzunehmen sein. An dieser Stelle sei auch darauf verwiesen, daß bereits PETRASCHECK (1972) die Ansicht äußerte, daß eine generelle sedimentäre Bildungstheorie zur Folge hätte, daß die Entstehung von Magnesitlagern dann ja keine ungewöhnliche Erscheinung sei, was aber mit der relativen Seltenheit dieses Rohstoffes auf der Erde nicht im Einklang stehe.

Die Herkunft der magnesiumhaltigen Lösungen in den Ostalpen kann aus ultrabasischen und basischen Tiefengesteinen abgeleitet werden, nachdem es Hinweise auf Serpentin im Untergrund der oststeirischen Gneisareale und des an Serpentiniten reichen südpenninischen Tauernfensters gibt.

Die Ausbildung einer Talklagerstätte wie jener des Rabenwaldes ist dann schlußendlich auf die Vertalkung eines Dolomit/Magnesit-Stoffbestandes durch Zufuhr kieselsäurereicher Lösungen zurückzuführen, wobei diese hochtemperierten Lösungen, die aus granitischen Gesteinen abgeleitet werden, die ursprünglichen SEE-Verteilungsmuster der Dolomite und Magnesite mit ihren charakteristischen Verteilungsmustern überprägen könnten.

Danksagung

Der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung der Österr. Akademie der Wissenschaften sowie dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung (Az 30.181) sei an dieser Stelle für die finanzielle Unterstützung der geochemischen und lagerstättenkundlichen Untersuchungen Dank ausgesprochen.

Literatur

- BLATT, H., MIDDLETON, G., MURRAY, R. (1980): Origin of Sedimentary Rocks. Prentice Hall, New Jersey.
- CLAYTON, R.N., JONES, B.F., BERNER, R.A. (1968): Isotope Studies of Dolomite Formation under Sedimentary Conditions. *Geochim.Cosmochim. Acta* 32, 415.
- DEGENS, E.T. (1986): *Geochemie der Sedimente*. F.Enke Verlag, Stuttgart.
- FRIEDRICH, O.M. (1974): Die Talklagerstätte des Rabenwaldes, Ost-Strmk. Berg- und Hüttenmänn.Mh. 92, 66.
- GARRELS, R.M., THOMPSON, M.E., SIEVER, R. (1960): Stability of some carbonates at 25 °C and one atmosphere total pressure. *Am.Journ.Sci.* 258, 402.
- HADITSCH, J.G., MOSTLER, H. (1978): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. *Verh.Geol.BA.*, 357.
- HASKIN, L.A., WILDEMAN, T.R., FREY, F.A., COLLINS, K.A., KEEDY, C.R., HASKIN, M.A. (1966): Rare Earths in Sediments. *J.Geophys.Res.* 71, 6091.
- JOHANNES, W. (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. *N.Jb.Mineral.Abh.* 113, 274.
- KIESL, W., KLUGER, F., WIESENER, H. (1986): Petrology and Geochemistry of Selected Talc Deposits in the Eastern Alps. In: *Mineral Parageneses, Theophrastus Publ. S.A. Athen*, 649.
- KIESL, W., WIESENER, H., KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselseifers. *Sitz.-Ber. Österr.Akad.Wiss.Mathem.naturwiss.Kl. Abt.I* 192, 1.
- MOREAU, Ph. (1981): *Le massif du Rabenwald (Autriche) et ses Mineralisations*. These de l'Université de Franche-Comté, Besancon, France.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A., SEEMANN, R. (1981): Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. *Verh.Geol.BA.*, 109.
- PETRASCHECK, W.E. (1972): Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spätigem Magnesit. *Radex-Rundschau*, 339.
- PROHASKA, W. (1984): Neue geochemische Aspekte zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald. *Strmk. Berg.u.Hüttenmänn.Mh.* 129, 457.
- ROSENBERG, P.E., HOLLAND, H.D. (1964): Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations in Solutions at Elevated Temperatures. *Science* 145, 700.
- SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. *Arch.f.Lagerst.Forsch.Geol. BA.*, 257.

VON DER BORCH, C.C., JONES, J.B. (1967): Spherular Modern Dolomite from the Caroong Area, South Australia. *Sedimentology* 23, 587.

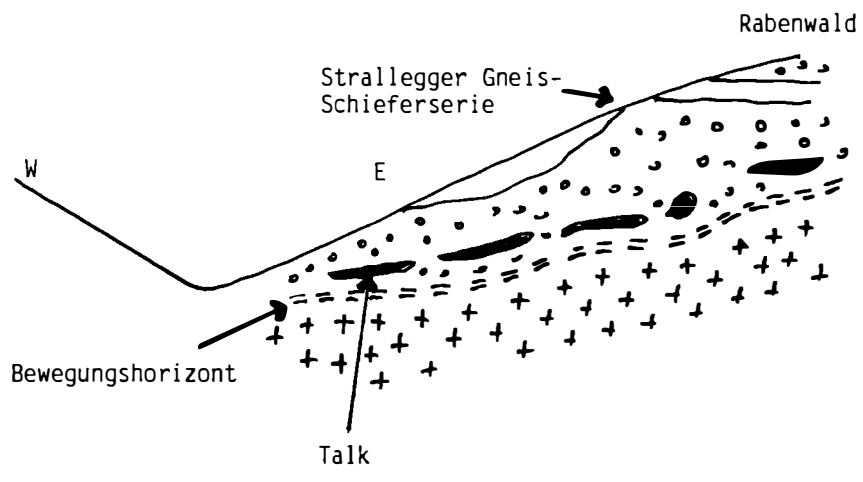


Abb. 1: Stark vereinfachtes Profil durch die Talklagerstätte Rabenwald. (Nach WIESENER).

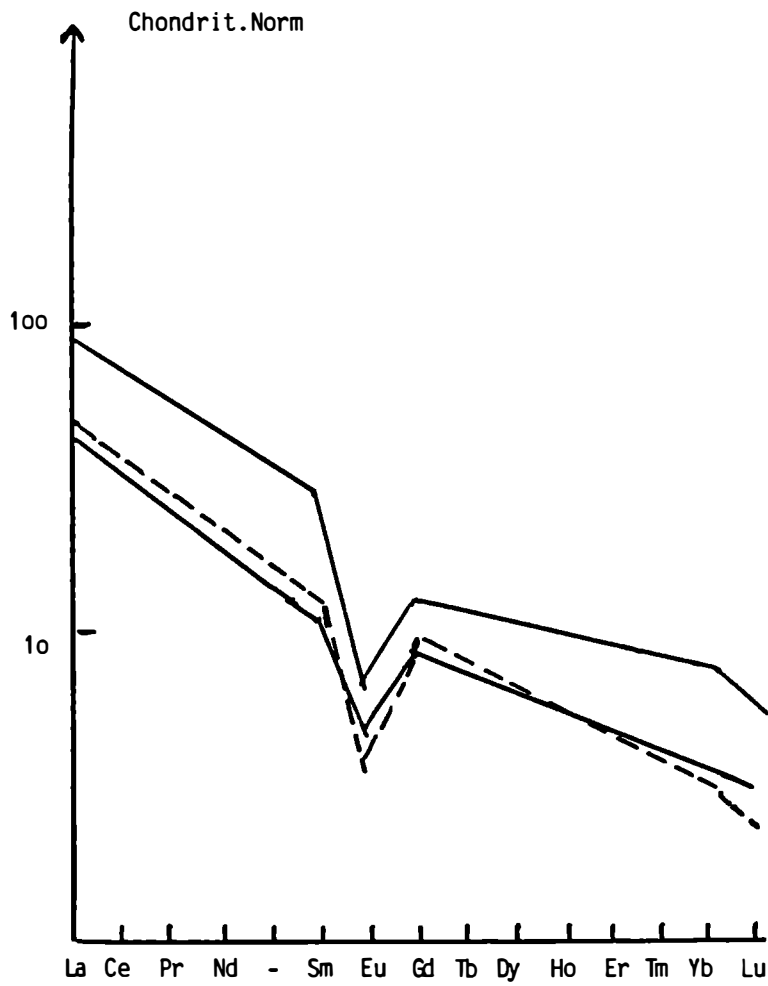


Abb. 2: SEE-Verteilung in Grobgnaisen (volle Linien) und diesen benachbartem Leukophyllit (strichlierte Linie) aus dem Miesenbachtal (Birkfeld) nach KIESL et al. (1983).

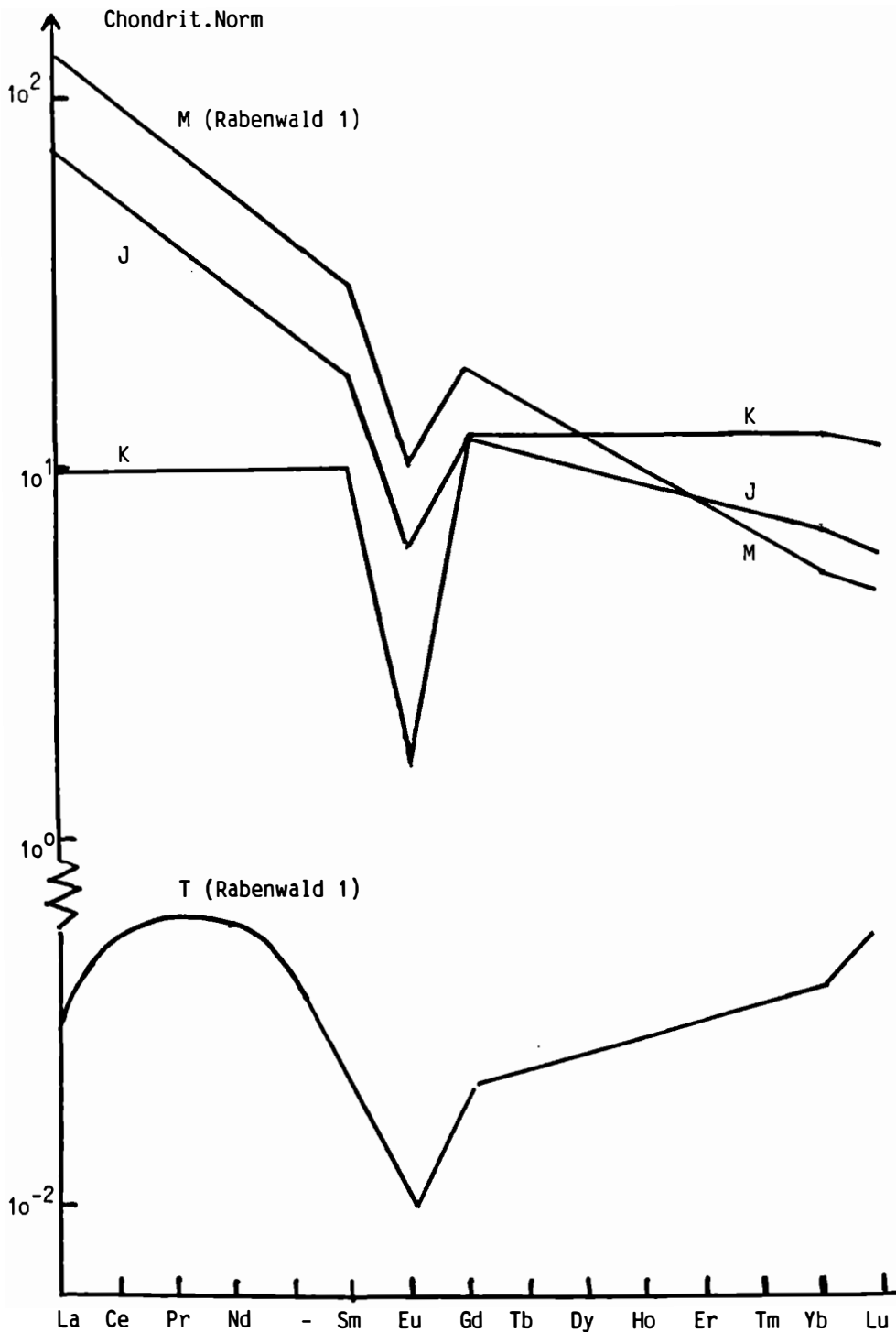


Abb. 3: SEE-Verteilungsmuster einer Magnesit-Talk-Paragenese [T (Rabenwald I) = Talk; M (Rabenwald I) = Magnesit] sowie zweier Talk-Chlorit-Paragenesen (J = Julientagbau; K = Krughof) aus dem Bergbau Rabenwald. (Aus KIESL et al., 1986).

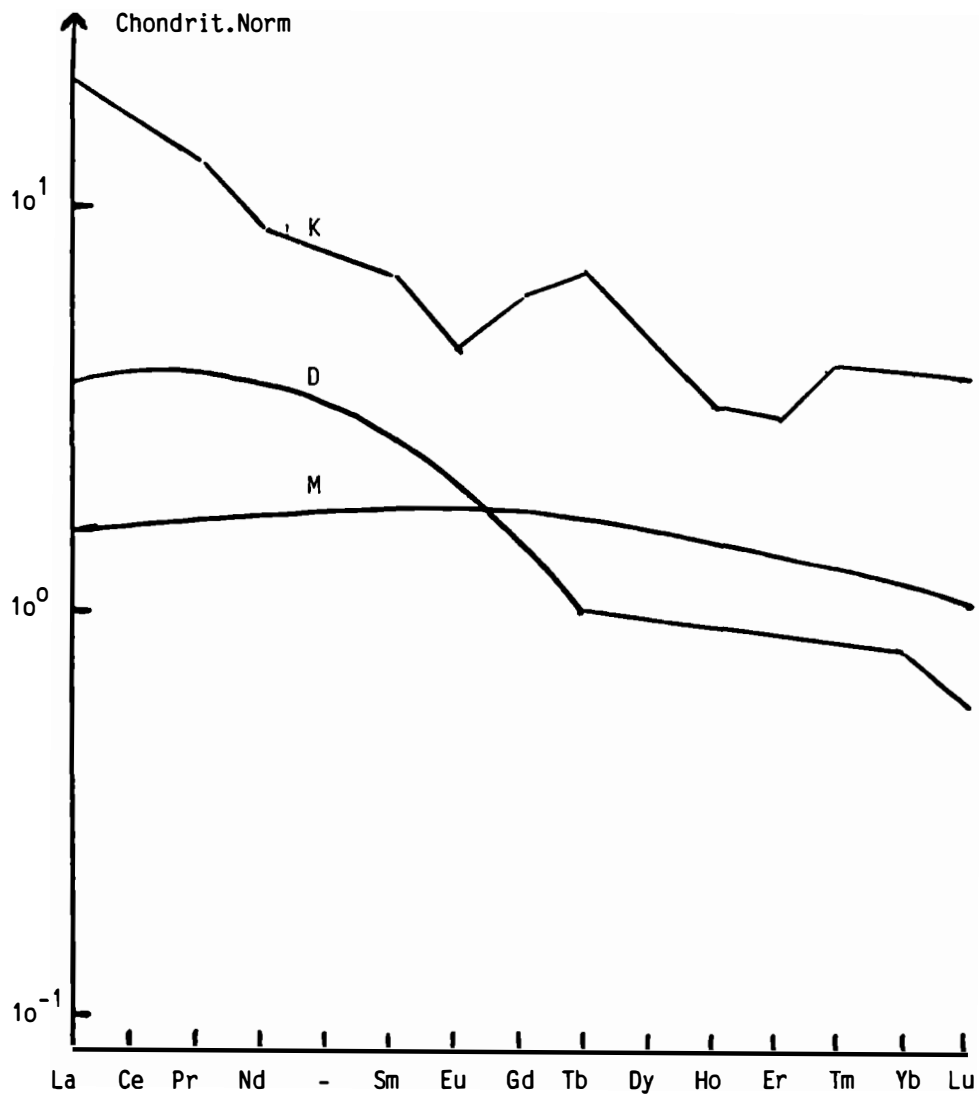


Abb. 4: SEE-Verteilung in einer Magnesit-Dolomit-Paragenese (M = Magnesit; D = Dolomit) aus der Lagerstätte Veitsch und der Mittelwert der SEE-Verteilung in Kalkstein (K) nach HASKIN et al. (1966).

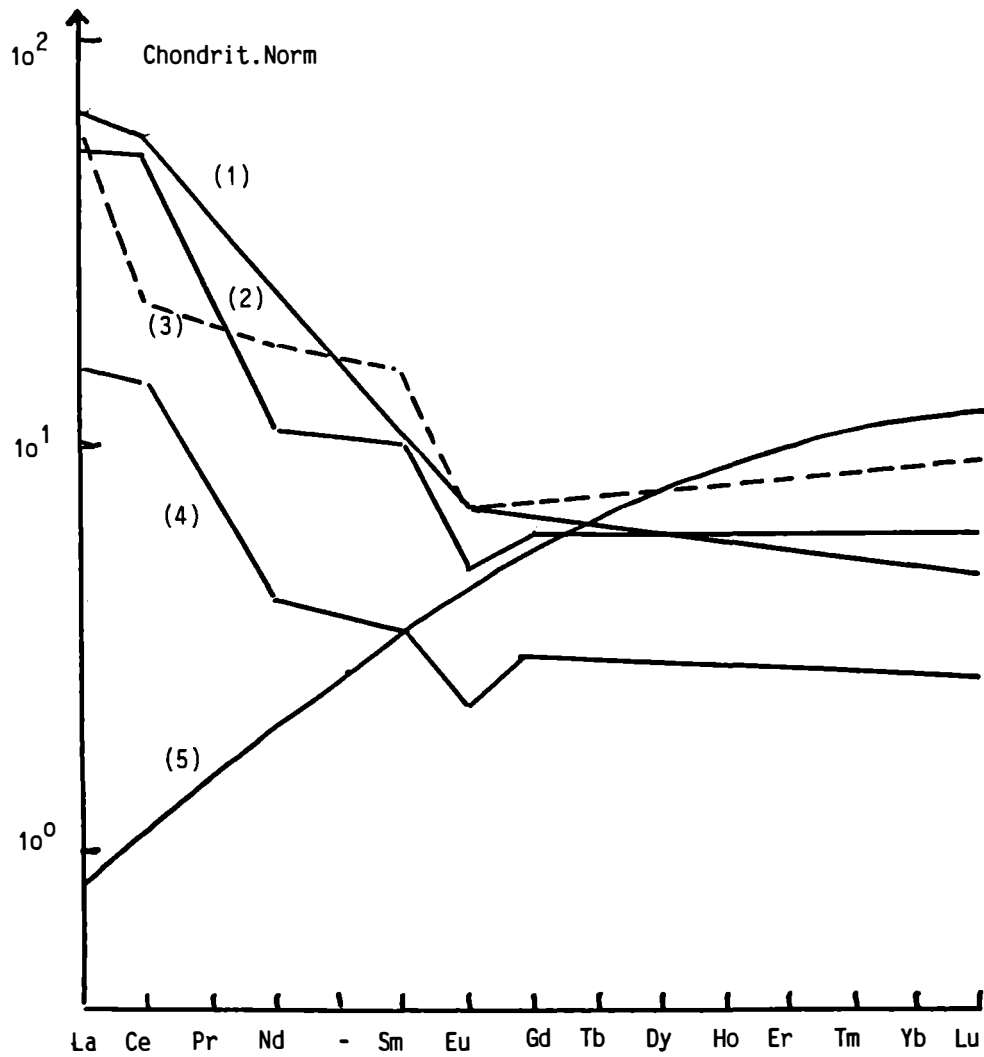


Abb. 5: SEE-Verteilung magnesitförender Gesteine. (1) Hundskarlgraben, (2) Lammertal, (3) Podlaningbach, (4) Dobratsch, (5) Ellmau.

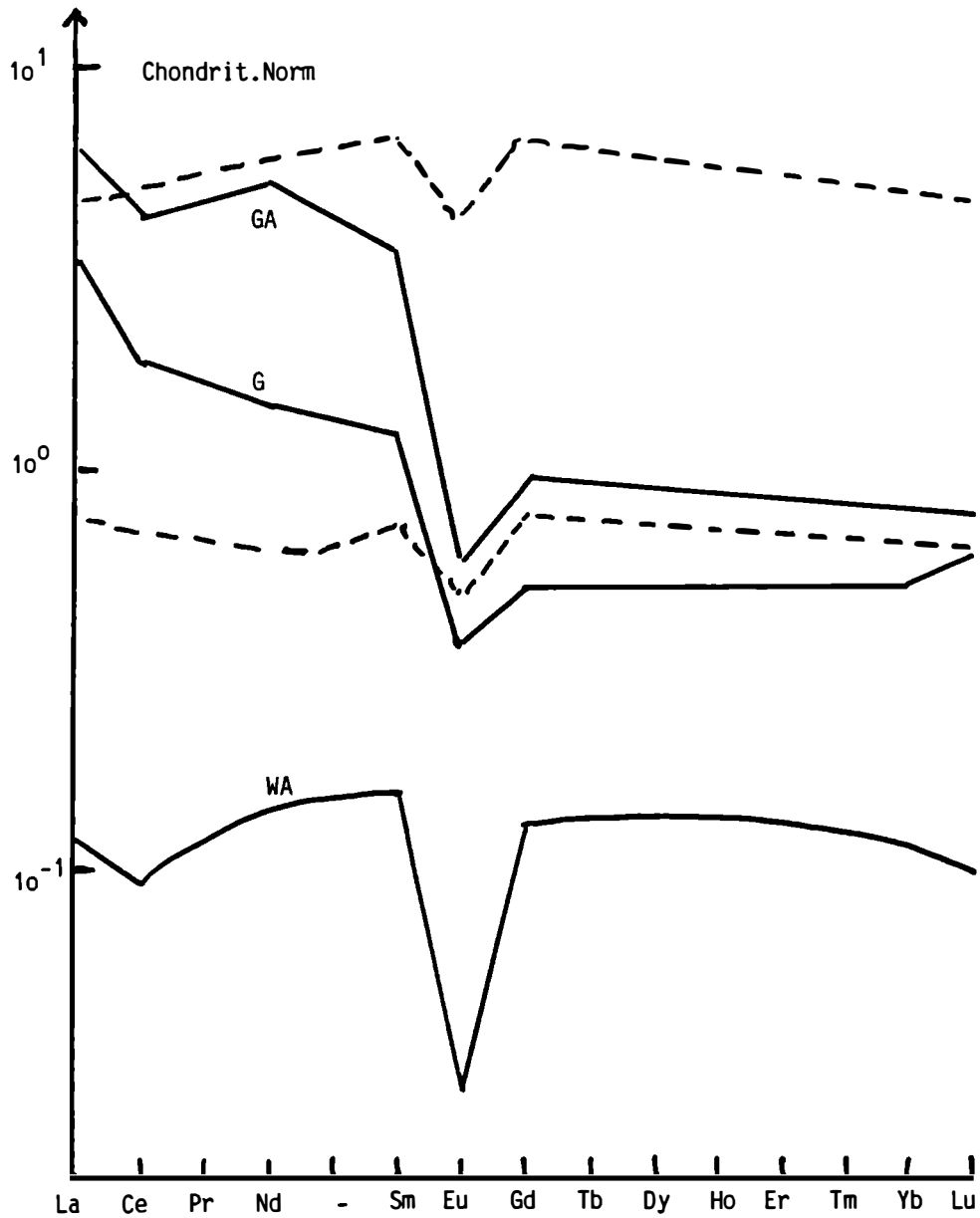


Abb. 6: SEE-Verteilung in separierten Anteilen einer Pseudomorphose von Talk nach Pinolitmagnetit. G = Gesamtprobe, GA = "grauer" graphitführender Anteil, WA = "weißer" reiner Talk-Anteil. (Mittelwerte der Spatmagnetite: Strichlierte Kurvenzüge).

DAS NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE'SCHE PRINZIP IN DER KORNGEFÜGEKUNDE

von

M. Kirchmayer ⁺⁾

(eingelangt am 12.11.1988)

Zusammenfassung

Das N-M-C-Prinzip beachtet die Symmetrie-Elemente der Ursache, des Mediums und der Wirkung. Es wurde von NEUMANN im Jahre 1885 und gleichzeitig von MINNIGERODE im Jahre 1884 und überlappend von CURIE in den Jahren 1884 und 1894 aufgestellt. Nimmt man an Stelle der ursprünglichen Medien das statistische Verteilungs- und das statistische Richtungsgefüge von Kristalliten und Kristallaggregaten im Korngefüge, so lassen sich ausgehend von der Wirkung, also der Korngefügestatistik, sehr sichere Aussagen über die Ursache, die über das Medium zur Korngefügestatistik führte, machen. Bei den Nicht-Tektoniten sind die Aussagen natürlich eindeutiger als bei den Tektoniten, weil bei letzteren die Entstehungsursachen bekanntermaßen sehr viel komplizierter sind. Erklärend hinzugefügt sei, daß das N-M-C-Prinzip mit den Symmetrie-Elementen arbeitet und nicht mit der Gesamtsymmetrie, die der Morphologie oder dem Regelungsbild der Korngefügestatistik verpflichtet ist.

Einführung

Es gibt neben der computerorientierten Gefügestatistik (z.B. WALLBRECHER, 1986) drei klassische Gefügestatistik-Systeme: 1) das gesamtsymmetrische, das sich auf die Gesamtmorphologie bezieht, von NIGGLI 1941; 2) das regelungsbildorientierte von SANDER 1930; und 3) das symmetrieelement-bezogene von NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE 1884, 1885, 1894 (vgl. KIRCHMAYER 1986, 221 ff.). Da sich das N-M-C-Prinzip insbesondere bei Nicht-Tektoniten erfolgreich anwenden läßt, aber das Konzept im Laufe der vergangenen 100 Jahre oft unbeachtet blieb, soll es hier besprochen werden.

Das N-M-C-Prinzip

Nach PAUFLER (1986) war F. NEUMANN der erste, der die physikalischen Eigenschaften der Kristalle nach den Symmetrie-Elementen, d.h. nach der Symmetrie, ordnete. Er stellte schon 1885 fest, daß die Materialgrößen zahlenmäßig nicht mehr an Symmetrie-Elementen als eine für die Punktgruppe oder sogar für das Kristallsystem typische Höchstanzahl unabhängiger Koeffizienten aufweisen. NEUMANN publizierte

+) Anschrift des Verfassers
 Univ.Prof.i.R. Dr. Martin Kirchmayer
 Kirchstraße 16, D-6900 Heidelberg 1

diese Kenntnis nie. Sein Schüler W. VOIGT jedoch führte im Jahre 1910 die Bezeichnung "NEUMANN'sches Prinzip" ein. Gleichzeitig, im Jahre 1884, arbeitete auch B. MINNIGERODE am selben Problem. Offenbar unabhängig fand P. CURIE bei seinen seit 1884 laufenden Studien die zum NEUMANN'schen Prinzip ergänzenden Ergebnisse:

Während NEUMANN die Symmetrie-Elemente-Beziehung
Ursache (C) und Medium (B)

abdeckte, erforschte CURIE die Symmetrie-Elemente-Beziehung
Ursache (C) und Wirkung (A),

welches Ergebnis unter dem Namen "CURIE'sches Prinzip" bekannt ist. CURIE zeichnete auch die 7 in die Literatur als CURIE'sche Punktgruppen eingegangenen Gefüge auf, die praktisch ohne Änderung in die Korngefügestatistik heutiger Kenntnis und Übung aufgenommen werden können.

Beide Prinzipien, das NEUMANN'sche und das CURIE'sche, überlappen sich also und fügen sich zu der für die Korngefügestatistik essentielle Dreierbeziehung:

Ursache (C), Medium (B) und Wirkung (A)

Ursprünglich angewendet auf den Kristall drückt sie somit aus:

Ein unter einer Einwirkung stehender Kristall

-- (A) Kristallsymmetrie-Elemente der Wirkung --

weist diejenigen Symmetrie-Elemente auf, die dem Kristall ohne diese Einwirkung

-- (B) Kristallsymmetrie-Elemente der des Mediums außerhalb des Ursachensfeldes --

und einer Einwirkung ohne dem Kristall

-- (C) Kristallsymmetrie-Elemente der Ursache --

gemeinsam sind.

Oder kurz gesagt: Die Wirkungsymmetrie-Elemente (A) setzen sich zusammen aus den kristallographischen Symmetrie-Elementen des Mediums (B) und den Ursachensymmetrie-Elementen (C).

Übertragen wir das jetzt von BRANDMÜLLER (1986b) so genannte N-M-C-Prinzip auf die Gefügestatistik, also auf die Geländegefüge-Statistik und auf die Korngefüge-Statistik, so müssen wir das Lagenkugeldiagramm oder das Korngefügediagramm so bearbeiten, daß wir die Wirkungsymmetrie-Elemente (A) ablesen können. Beim Medium (B) setzen wir entweder das Gefüge-Teilgefüge, also die Richtungs-Statistik oder/und die Verteilungs-Statistik ein, ein. Als Antwort erhalten wir dann die Ursachensymmetrie-Elemente (C), und bekommen damit Hinweise auf die Ursache. Bei Nicht-Tektoniten kann das N-M-C-Prinzip mit Erfolg angewendet werden, und zwar auch deshalb, weil die Ursache (C) bei Nicht-Tektoniten im allgemeinen gut überblickbar ist, was man bei der Ursache (C) von Tektoniten nicht immer sagen kann. Doch auch bei den Tektoniten ergeben sich mit einer Bearbeitung über das N-M-C-Prinzip straffere Hinweise über jene die Ursache (C) auszeichnenden Symmetrie-Elemente, und damit auch Hinweise über die Ursache selbst (vgl. auch ZOLTAI und STOUT, 1984).

Natürlich kann man das N-M-C-Prinzip auch auf andere, eigentlich auf alle naturwissenschaftlichen "Gefüge" anwenden. Für die Fächer Physik und Chemie hat das BRANDMÜLLER (1986a) schon getan. Auch bei botanischen Beispielen stellen sich verblüffend einfache Aussagen ein. Hervorzuheben ist dabei allerdings immer wieder,

daß das korrekte N-M-C-Prinzip nur und ausschließlich die Symmetrie-Elemente-Beziehung in dem Dreierzusammenhang herausarbeitet; oftmals finden sich nämlich in den einschlägigen Büchern und Publikationen auch Abbildungen und Besprechungen der Symmetrie von Blumen, Ornamenten, Gebäuden, etc. etc. Diese Symmetrieansprache hat nichts mit dem N-M-C-Prinzip zu tun! Die Symmetrieansprache ist eine Gesamtsymmetrie-Ansprache und entspricht dem Gesamtsymmetrie-Gefügestatistik-System nach NIGGLI (1941). Würde man die genannten symmetrie-herausstellenden Phänomene im Sinne des N-M-C-Prinzipes betrachten -- und das kann man -- so müßte man die Symmetrie-Elemente des Ursachenfeldes (C) und des Mediums (B) eruieren und aus den Erscheinungen die Wirkungssymmetrie-Elemente (A) aufzählen.

Beispiele aus der Korngefügekunde

In der Korngefüge-Statistik wird seit W. SCHMIDT (1925), einem BECKE-Schüler, die LAMBERT'sche Projektion als SCHMIDT'sches Netz verwendet, in welches in bekannter Weise die mit dem Universaldrehtische ermittelten Flächenpole der Kristallflächen und der Gesteinsrisse und die Durchstoßpunkte der optischen Achsen der Kristallite eingetragen werden. Dabei werden herkömmlicherweise die Verteilungs- und Richtungsgefüge über die Isolinien, auch Isopyknen, dargestellt. Damit man aber die Symmetrie-Elemente, die wir ja beim N-M-C-Prinzip haben müssen, auch bekommen, müssen wir darauf verzichten, die besetzten Diagrammbereiche durch Farb- und Grautönungen hervorzuheben. Diese Bereiche müssen frei bleiben, auch die Isolinien, auch Isopyknen, sind also als Linien zu belassen, als wären die Linien gleichsam Höhenschichtlinien. In diese Besetzungsbereiche trägt man entsprechend der Tendenz der Isolinien, auch Isopyknen, die Symmetrie-Elemente ein. Damit haben wir die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A). Die Symmetrie-Elemente des Mediums (B) sind gegeben durch die Teilgefüge, denn wir haben es ja mit bekannten Kristallen, wie Quarz, Glimmer, Feldspat, Hornblende, Olivin, Turmalin etc. zu tun. Bei Rissen und Fissuren sind (B) die Streß- oder Strain-Achsen der abgeleiteten Modelle. Mit Hilfe des N-M-C-Prinzipes, wonach die Symmetrie-Elemente der Ursache (C) (die wir suchen), mit den Symmetrie-Elementen des Mediums (B) (die wir kennen) zu den Symmetrie-Elementen der Wirkung (A) (die wir aus dem Korngefügediagramm ablesen) sich zusammenfügen, lassen sich die Symmetrie-Elemente der Ursache (C) erarbeiten. Und damit haben wir auch schon die Ursache selbst gefunden, oder zumindest die möglichen Ursachen eingengt.

Da Nicht-Tektonite überblickbarere Beispiele abgeben, sei damit begonnen; es liegen Beispiele vor von Schriftgraniten, von Chondriten in Chondriten und von durch rezente Atmosphärlinien und Gesteinsauflast deformierte Rippen auf Säulen an Gebäuden. Anschließend gebe ich dann noch ein Beispiel aus den Tektoniten.

Beispiel Schriftgranite

Bei diesen kann man die Ursache (C) der Entstehung herausfinden, nämlich, ob die Schriftgranit-Quarze sich in einer Schmelze oder über die Metamorphose gebildet haben. (Diese Unterscheidung war 1961 bei SCHNEIDERHÖHN eine sehr gesuchte; vgl. KIRCHMAYER, 1986). Wir müssen mit dem U-Tisch dazu die Verteilungs- und Richtungsgefügestatistik (A.V.A) der Schriftgranite ausmessen und darstellen; damit bekommen wir die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A): Die Schriftgranit-Quarze können entweder als Quarzdrillings-Aggregate oder als trigonale Anordnung -

Richtungsstatistik- innerhalb der FERSMAN'schen Konfiguration auftreten, oder sie sind entsprechend den Symmetrie-Elementen des Feldspates, des Wirtskristalles, verteilt. Die Symmetrie-Elemente des Mediums (B) sind, da wir ja Quarzkristalle haben, eindeutig. Über die Dreierbeziehung des N-M-C-Prinzipes können wir jene Symmetrie-Elemente ausfindig machen, die denen der Ursache (C) entsprechen. Das sind bei den Quarzdrillings-Aggregaten und bei der Richtungsstatistik der FERSMAN'schen Kreise Symmetrie-Elemente, die nur bei einer Ursache, die auf Schmelze hinweist, auftreten. Bei Feldspat-orientierten Quarz-Aggregaten sind es solche, die nur bei einer Ursache, die auf Metasomatose hindeutet, aufscheinen (vgl. KIRCHMAYER 1984, 1986, 1987).

Beispiel Chondren in Chondriten

Chondren in Chondriten zeigen oftmals eine Deformation, welche die ursprünglich sphärischen Aggregate zu elliptischen Gebilden affin, also homogen, umformt, die dann eine längere und eine kürzere Strainachse messen lassen. Auch werden Chondrite durch konjugierte und nicht-konjugierte (simple shear and pure shear) Risse mannigfachen Aussehens zertrennt. Die Risse können natürlich, sofern Dünnschliffe der Chondriten vorliegen, per U-Tisch eingemessen und so die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A) eruiert werden. Sofern ein Anschliff des Chondriten vorhanden ist, wird er mit Hilfe der Azimuth-Diagramm-Methode untersucht. Drei aufeinander senkrecht stehende an Gefügekoordinaten gebundene Azimuth-Diagramme ergeben ebenfalls die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A). Die Symmetrie-Elemente des Mediums (B) erhält man entweder aus der Sphärizitätsmessung an den Chondren oder aus dem statistischen Verteilungs- und Richtungsgefüge der konjugierten oder nicht-konjugierten Risse in Gestalt eines Streß- oder/und Strain-Modelles. Die genannten Deformationen lassen sich genetisch aneinanderreihen. Aus beiden, den Symmetrie-Elementen der Wirkung (A) und den Symmetrie-Elementen des Mediums (B) erhält man über das N-M-C-Prinzip die Symmetrie-Elemente der Ursache (C), und damit Hinweise auf die Entstehungsursache der Deformation der Chondren und Chondrite (vgl. KIRCHMAYER und WLOTZKA, 1986).

Beispiel Deformierte und aufgelöste Rippenbereiche an Gebäudesäulen

Oftmals werden Gebäude, meist öffentliche, mit Säulen verziert. Sie wurden aus mannigfachem Gestein gearbeitet; sie sind oftmals mehr oder weniger der Witterung ausgesetzt. Viele dieser Säulen haben herausgearbeitete Rippen, die dann besonders auffällig sind. Diese Rippenbereiche zu untersuchen, ist heutzutage eine besonders aktuelle Umweltschutzmaßnahme. Die Rippen sind nicht nur dem sauren Regen ausgesetzt, sondern sie tragen auch zusammen mit dem massiven Säulenkörper eine Auflast, zum Beispiel Dach des Gebäudes. Diese Risse in den Rippenbereichen haben maximal ein Alter, das höchstens dem Gebäudealter entspricht. Landläufig werden Witterungseinflüsse für die Deformation der Säulenrippen verantwortlich gemacht. Genauere Untersuchungen sind deshalb oft nicht möglich, weil von den Säulen ja kein Handstück dafür entnommen werden kann, aus welchem man Dünnschliffe herstellen könnte. Über die Azimuth-Diagramm-Methode und mit Hilfe des N-M-C-Prinzipes kann man aber diese Einschränkung umgehen: Man fertigt mit einer Kamera Stereo-Photos von den Rippenbereichen an, wertet die Deformation unter dem Stereoskop aus und zeichnet die Meßwerte in Gestalt eines Azimuth-Diagrammes, wie es in der Korngefügekunde auch üblich ist. Das Stereoskop allerdings rückt die Gefügestatistik weg von der reinen Zweidimensionalität, sodaß es nicht notwendig ist, drei senkrecht

aufeinander stehende Stereo-Photos zu machen. Die Azimuth-Diagramme ergeben dann die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A). Die Symmetrie-Elemente des Mediums (B) sind die des Gesteins, wobei unterschieden werden muß, ob das Gestein ein massiges, lineares oder ein flächiges Gefüge besitzt: Die Symmetrie-Elemente des Mediums (B) wären dann ja unterschiedlich. Es ist dann leicht auf die Symmetrie-Elemente der Ursache (C) zu schließen, die je nach Ursachen-Symmetrie-Elemente auf Auflast oder auf Witterungseinflüsse oder auf beides hinweist (vgl. KIRCHMAYER und WINKLER, 1988).

Beispiel Metamorphite

Hier bei den Tektoniten ist es naturgemäß schwieriger, eindeutige Ursachen-Aussagen (C) zu erhalten. Wir müssen uns weitgehend mit den möglichen Ursachen und den auswählend einengenden Hinweisen auf diese begnügen. Zudem ist die Anwendung des N-M-C-Prinzipes in der Korngefügekunde nicht sehr weit verbreitet, sodaß es der Sache auch nicht dient, mit den schwierigeren Tektoniten für das N-M-C-Prinzip zu werben. Wir versuchen ein Beispiel aus dem Plattengneis der Koralpe, Österreich, zu geben und auf die Komplexität der Tektonite hinzuweisen. Wir tun das mit den Feldspäten: Mißt man sie mit dem U-Tisch aus und stellt die optischen Bezugsrichtungen der Kristalle im SCHMIDT'schen Netz dar, so erhält man die Symmetrie-Elemente der Wirkung (A). Da es aber theoretisch 9 Zuordnungen der Feldspäte zu den Symmetrie-Elementen der Wirkung (A) gibt, muß die Richtungsstatistik der optischen Bezugsrichtungen zuerst dem CURIE'schen Symmetrie-System, wie es erweitert seit KIRCHMAYER (1965) vorliegt, zugeordnet werden:

Verteilungsgefüge im SCHMIDT'schen Netz (α , β und γ sind die optischen Bezugsrichtungen)	Symmetrie-Elemente der Wirkung (A)
1. Isotrope Verteilung von α , β und γ	$K_{\infty h}$
2. α bleibt in einem Maximum, β und γ rotieren auf einem Großkreis	$D_{\infty h}$
3. β bleibt in einem Maximum, α und γ rotieren auf einem Großkreis	$D_{\infty h}$
4. γ bleibt in einem Maximum, α und β rotieren auf einem Großkreis	$D_{\infty h}$
5. α rotiert auf einem Kleinkreis, β und γ rotieren zusammen auf demselben relativ größeren Kleinkreis	$C_{\infty v}$
6. β rotiert auf einem Kleinkreis, α und γ rotieren zusammen auf demselben relativ größeren Kleinkreis	$C_{\infty v}$
7. γ rotiert auf einem Kleinkreis, α und β rotieren zusammen auf demselben relativ größeren Kleinkreis	$C_{\infty v}$
8. α , β und γ formieren sich je zu einem Maximum	C_{2h}
9. α , β und γ bewegen sich auf zuordenbaren krummlinigen Konfigurationen, die angenähert oder tatsächlich archimedische Spiralen sind	(Litrisk-axiales Gefüge!) $(C_i; r = a \cdot \Phi)$

Im Sinne des N-M-C-Prinzipes haben wir damit die Wirkungs-Symmetrie-Elemente (A) erhalten; die Medien-Symmetrie-Elemente (B) sind vom Feldspat wohlbekannt. Daraus lassen sich unter Beachtung der Dreierbeziehung des N-M-C-Prinzipes die Ursachen-Symmetrie-Elemente, die auf die Ursache des Verteilungs- und Richtungsgefüges der Feldspäte in den Plattengneiskomplex-Handstücken hinweisen, ableiten. Sie wiederum können über die Genität den jeweiligen Plattengneis-Komplex ausgedehnt und extrapoliert werden.

Ausblick

Das NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE'sche Prinzip wird in der Korngefügekunde nur sehr selten angewendet. Es fehlen daher Beispiele über Beispiele. Ich wurde aber öfters nach dem N-M-C-Prinzip gefragt: Hier ist es.

Dank

Herrn Prof. Dr. H. WONDRATSCHEK, Karlsruhe, verdanke ich vertiefende Hinweise zum N-M-C-Prinzip. Herr HR Dr. P. BECK-MANNAGETTA, Baden bei Wien, stattete mich für diese Studie mit zahlreichen Handstücken aus den Plattengneiskomplexen der Koralpe aus (vgl. BECK-MANNAGETTA und KIRCHMAYER, 1987). Das Schleiflabor des hiesigen Mineralogisch-Petrographischen Instituts stellte mir die Spezial-Dünnschliffe her; die U-Tisch-Einrichtung stammte ebenfalls aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Heidelberg: Direktor Prof. DDR. G. C. AMSTUTZ.

Literatur

- BECK-MANNAGETTA, P., KIRCHMAYER, M. (1987): Zur Gefügekunde des Plattengneises in der Koralpe, Kärnten-Steiermark. Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl. 124, 29-33.
- BRANDMÜLLER, J. (1986a): Cento anni di gruppi limite di CURIE loro definizione, proprietà e applicazioni alla Fisica e alla Chimica. Atti dell 'Istituto Veneto di Scienze, Lettere e Arti, 144. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. 99-147.
- BRANDMÜLLER, J. (1986b): An extension of the NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE-principle. Computer & Mathematics with applications 12B, 97-100.
- KIRCHMAYER, M. (1965): Das Symmetrie-Konzept von CURIE 1884 in der Makrogefügekunde. N.Jb.Geol.Paläont. Abh. 122, 343-350.
- KIRCHMAYER, M. (1984): Über das P. CURIE'sche Symmetrie-Konzept und die Schriftgranit-Quarze. Mitt.Abt.Mineral. Landesmuseum Joanneum 52, 11(79)-17(85).
- KIRCHMAYER, M. (1986): Gefügekundliche Studien: Das Prinzip und seine Anwendung. Heidelberger Geowiss.Abhdl. 6, 221-232; 567-572.
- KIRCHMAYER, M. (1987): Das NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE-Prinzip und die Quarzkristallaggregate in Schriftgraniten. Newsletter Soc.Suisse Cristallogr. Abstracts (10.Febr. 1987), P014.
- KIRCHMAYER, M., WLOTZKA, F. (1986): Fabric statistics of Chondrules, Metal Grains, Clasts, and CAI's in Chondrites. Meteorics 21, 413-414 (Houston, Texas).
- KIRCHMAYER, M., WINKLER, E.M. (1988): Stress analysis from stereo-photos of disintegrated ribs on the entrance columns of the field museum natural history in Chicago, Illinois, USA. (In Vorbereitung).
- PAUFLER, P. (1986): Physikalische Kristallographie. VCH Verlagsgesellschaft Weinheim.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- ZOLTAI, T., STOUT, J.H. (1984): Mineralogy: Concepts and Principles. Burgess, Minneapolis, Minnesota.

Allgemeine Beispiele:

PETROGRAPHISCHES MIKROSKOP,	URSACHEN-SYMMETRIE + KRISTALLSYMMETRIE → WIRKUNG-SYMMETRIE		
LICHTQUELLE	$K_{\infty h}$ 3 18 3 18 3 18	$K_{\infty h}$ 4 3 2	$K_{\infty h}$ 3 18 3 18 3 18
LICHTQUELLE	$K_{\infty h}$ 3 18 3 18 3 18	D_{3h}, D_{4h}, D_{6h} ETC. $2Zm, \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3}$	$D_{\infty h}$ $\frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3}$
LICHTQUELLE	$K_{\infty h}$ 3 18 3 18 3 18	D_{2h}, C_{2h}, C_1 ETC. $\frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3}$	D_{2h} $\frac{2}{3} \frac{2}{3} \frac{2}{3}$

Korngefüge-Beispiele:

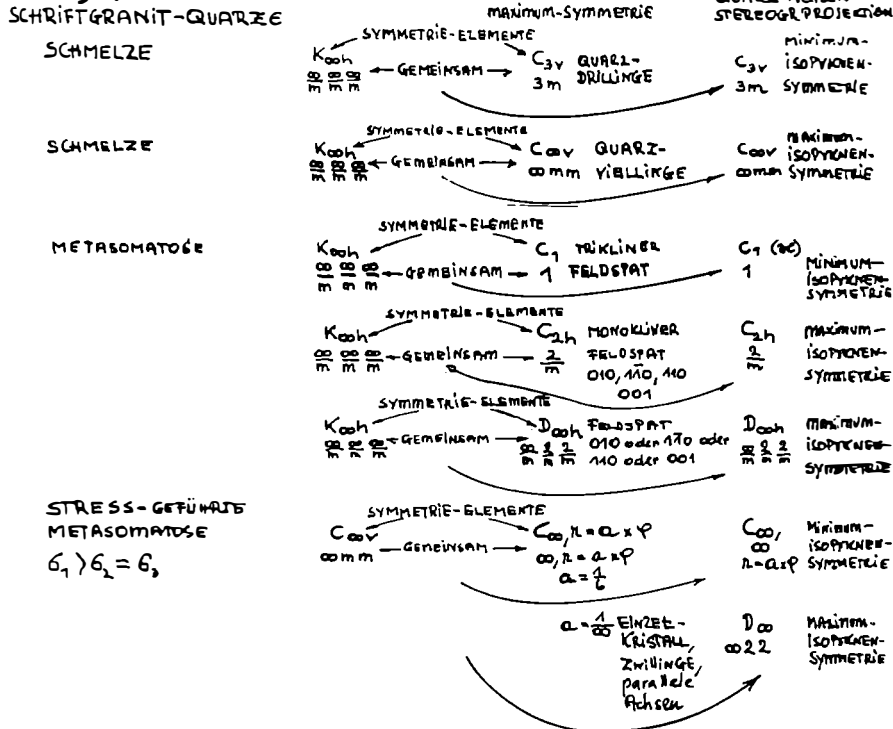


Abb. 1: Das N-M-C-Prinzip in der Korngefüge- und der Handstückgefügekunde. Das Wesensmerkmal ist nicht die Gesamtsymmetrie, sondern jene Symmetrie-Elemente, die von der Effekt-Symmetrie über die Medien-Symmetrie zur Ursachen-Symmetrie hindurch beständig auftreten (oder wesentlich verschwinden). Ein geologisches Beispiel: Ein Feldspat-Gang besitzt z.B. orthorhombische Symmetrie als Effekt-Symmetrie. Der Feldspat hat monokline Symmetrie als Medien-Symmetrie. Beiden gemeinsam ist eine Symmetrie-Ebene mit 2-zähliger Achse als Symmetrie-Element. Daher muß das für die Ursachen-Symmetrie zuständige physikalische Feld mit einer einzigen Symmetrie-Ebene und 2-zähliger Achse ausgestattet sein. Abzuleiten ist demnach eine Entstehung des Feldspat-Ganges als Einströmung; und daher ist das ursprüngliche Korn- und Handstückgefüge ein Einströmungsgefüge. Die bisher publizierten Symmetrie-Konzepte schildern lediglich die Gesamt-Symmetrie der Effekt-Symmetrie; aber nur die Hinzunahme der Medien-Symmetrie schält jene Symmetrie-Elemente der Effekt-Symmetrie heraus, die für die Auffindung der für die Ursachen-Symmetrie (physikalisches Feld) essentiellen Symmetrie-Elemente wesentlich sind.

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1988

1. Im Vereinsjahr 1988 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt:

Veranstaltungsort: Wien

- 11. 1. Prof. Dr. E. Jäger (Bern)
Die Bedeutung geochronologischer Resultate
- 7. 3. Prof. Dr. W. Pohl (Braunschweig)
Metasomatische Sideritlagerstätten heute
- 21. 3. Dr. M. Cornelius (Leoben)
Ultramafite im Western Gneiss Terrane, Australien
- 11. 4. Dr. W. Postl (Graz)
Neue Mineralfunde in der Steiermark
- 16. 5. Prof. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die Einschlüsse von Quarzkristallen aus alpinen Zerrklüften vom Südrand des Gotthardmassivs
- 30. 5. Prof. Dr. G. Amthauer (Salzburg)
Granate in Natur und Technik
- 6. 6. Prof. Dr. F. Hawthorne (Ontario)
Crystal structure: a key to mineral chemistry and paragenesis
- 3.10. Doz. Dr. W. Weber (Freiberg)
Geologische Evolution und metallogenetische Provinzen Antarktikas
- 14.11. Dr. O. Petersen (Kopenhagen)
Der Narssarsuk Pegmatit
- 28.11. Dr. B. Moser (Graz)
Mineralbestimmung im Wandel der Zeit
- 5.12. Dr. J. Stánek (Brünn)
Lithiumpegmatite Westmährens und ihre Minerale
- 12.12 HR. Prof. Dr. E. Schroll (Wien)
Isotopengeochemie des Bleis in den Ostalpen in Hinblick auf die Bleivererzungen im Mesozoikum

Die durchschnittliche Besucherzahl der Vorträge lag am Veranstaltungsort Wien bei 26. Weiters wurde noch ein Sammlerabend mit einem Referat von F. Schreiber (Wien) mit ebenfalls 26 Besuchern gehalten. Zusätzlich war die Gesellschaft zu 11 Vortragsveranstaltungen eingeladen.

Veranstaltungsort: Graz

- 17. 5. R. Rykart (Emmenbrücke/Schweiz)
Bildungsbedingungen von Quarzen
- 31. 5. Prof. Dr. E. Kirchner (Salzburg)
Vulkanite an der Basis der Kalkalpen
- 7. 6. Dr. K. Becherer (Wien)
Mineralvorkommen in Cornwall (England)
- 15.11. Dr. O. PETERSEN (Kopenhagen)
Grönland: Mineralogie, Geologie und Geschichte
- 6.12. Dr. J. Stanek (Brünn)
Die Mineralführung westmährischer Pegmatite

Weiters wurde die Gesellschaft vom 8. - 9. Oktober zur Herbstfachtagung des Joanneums, bei der 4 Vorträge und eine ganztägigen Exkursion abgehalten wurden, nach Graz eingeladen.

Veranstaltungsort: Salzburg

- 4. 2. Dr. H. O'Neill (Bayreuth)
Oxygene fugacity of the upper mantle
- 18. 5. Prof. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die Einschlüsse von Quarzkristallen aus alpinen Zerrklüften vom Südrand des Gotthardmassivs
- 18. 5. Prof. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die geschützte Mineralkluft an der Gerstenegg, Grimsel - ein Beispiel für angewandten Naturschutz in den Schweizer Alpen
- 19.10. Prof. Dr. G. Hoinkes (Graz)
Alpine Metamorphose des südlichen Ötztalkristallins
- 9.11. Prof. Dr. P. Metz (Tübingen)
Untersuchungen zum Mechanismus und zur Kinetik von Mineralreaktionen der Gesteinsmetamorphose
- 10.11. Dr. O. Petersen (Kopenhagen)
Grönland: Mineralogie, Geologie und Geschichte

Die Vorträge wurden gemeinsam mit der Abteilung für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde des Institutes für Geowissenschaften abgehalten, weiters war die Gesellschaft zu fünf Vorträgen eingeladen.

Veranstaltungsort: Innsbruck

- 15. 1. Dr. R. Göd (Gumpoldskirchen)
Die Spodumen-Lagerstätte "Weinebene"/Koralpe
- 26. 1. Dr. G. Niedermayr (Wien)
Magnesitbildung in permischen und skythischen Sedimenten der Alpen
- 28. 1. Dr. G. Niedermayr (Wien)
Mineraliensammeln und Naturschutz
- 19. 5. Prof. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die Einschlüsse von Quarzkristallen aus alpinen Zerrklüften vom Südrand des Gotthardmassivs
- 19. 5. Prof. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die geschützte Mineralkluft an der Gerstenegg, Grimsel - ein Beispiel für angewandten Naturschutz in den Schweizer Alpen
- 9.11. Dr. O. Petersen (Kopenhagen)
Grönland: Mineralogie, Geologie und Geschichte

Weiters wurde von Innsbruck aus vom 24. - 30. Juli die MINPET88 mit vier 60-min., acht 30-min. und acht 15-min. Vorträgen in Obergurgl organisiert sowie dabei zwei ganztägige Exkursionen durchgeführt.

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen.

3. Das Heft 133 wurde im Berichtsjahr ausgesandt, das nächste ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand 1. 1. 1988 = 297

Neue Mitglieder	+ 17	Acquisition Section, British Museum (London) Dr. M. Bernroider (Lamprechtshausen) Th. Bidner (Innsbruck) Dr. N. Bilek (Wattens) Dr. I. Hammerl (Wien) St. Hammerl (Wien) Dr. W. Hamilton (Deutsch Wagram) Institut für Mineralogie und Petrographie (Innsbruck) G. Kandutsch (Villach) Dr. Ch. Koeberl (Wien) J. Konzett (Nenzing) Doz. Dr. H. Müller (Wien) J. Pfister (Wien) A. Proyer (Linz) L. Seifert (Mödling) F. Treitl (Wiesen)
verstorben	- 6	Prof. Dr. G. Troll (München) Prof. Dr. C. Gottardi (Modena) G. Jäger (Wien) Prof. A. Jordan (Wien) MR. Prof. Dr. L. Otruba (Griffen) Doz. Dr. E. Purtscher (Wien) J. Walcher (Wien)
ausgetreten	- 9	
wegen Nichtbegleichung der Mitgliedsbeiträge gestrichen	- 2	Dr. R. Exel (Wien) M. Kleinhagauer (Steyr)
Mitgliederstand 31. 12. 1988	= 297	
Ehrenmitglieder	+ 11	
Träger der Becke-Medaille	+ 6	

Wien, 11. 1. 1989

F. Koller
(Schriftführer)

VORTRÄGE

GOLDLAGERSTÄTTEN DER NW-NUBISCHEN WÜSTE (NORDSUDAN)

von

G. Grundmann ¹⁾

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 12. Jänner 1987

Zusammenfassung

Am Nil zwischen Wadi Halfa und Dongola, NW-Nubische Wüste, N-Sudan befinden sich zahlreiche Goldlagerstätten, die schon zu Zeiten der Hochkulturen der Pharaonen und Kusch ausgebeutet wurden. Die Tiefbaue auf Gold-führende Quarzgänge werden zu den ältesten industriellen Bergbauanlagen der Weltgeschichte gerechnet.

Nach VAIL (1978) sind die Goldlagerstätten der Nubischen Wüste an regional E-W-streichende Störungssysteme gebunden, die als postorogen und postmetamorph eingestuft werden.

Nach eigenen Geländebefunden und petrographisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungsergebnissen zeigen zumindst die Vorkommen von Abu Sari, Duweishat und Umm Fahm, daß die Gold-führenden Quarzgänge als Lagergänge subparallel in Hauptschieferungsrichtung oder in Faltenscheiteln von Metapeliten und Grünschiefern mitdeformiert und z.T. stark boudiniert auftreten. In Goldquarz, dessen Korngefüge generell deutliche Spuren von syn- bis postkristalliner Deformation mit suturierten Korngrenzen und Rekrystallisation aufweist, wurden diagnostische Mineralparagenesen der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies festgestellt (erstes Auftreten von Staurolith in Duweishat). In Oberflächennähe tritt das Gold verwachsen mit Quarz und/oder Fe-Hydroxiden sowie in Poren oder auf Klufflächen in freien Körnern bis zu einigen mm Größe auf. Die primäre, nicht-oxidierte Goldmineralisation ist charakterisiert durch die Erzminerale Chalkopyrit, Pyrit, Arsenopyrit, Tetraedrit, Chalkosin, Galenit, Aurostibit, Almit und gediegen Gold bestehen.

Einleitung

In den Jahren 1984 und 1985 wurden in einem Teilprojekt der italienischen Entwicklungshilfe in Zusammenarbeit mit dem sudanesischen Ministerium für Energie und Bergbau die vier Vorkommen Abu Sari, Duweishat, Sarras und Umm Fahm beispielhaft für die Goldlagerstättenprovinz der NW-Nubischen Wüste, N-Sudan petrographisch-lagerstättenkundlich untersucht (MORTEANI et al., 1986).

+) Anschritt des Verfassers
 Dr. G. Grundmann
 Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie
 Technische Universität München
 Lichtenbergstr. 4, D-8046 Garching

Nach VAIL (1978) sind die Gold-führenden Quarzgänge der NW-Nubischen Wüste an ein regional E-W-streichendes Störungssystem gebunden. Die Platznahme der Quarzgänge und die Goldvererzung wird als postorogen und postmetamorph eingestuft (VAIL, 1978). Zumindest im Falle der Goldlagerstätten von Abu Sari und Duweishat kann gezeigt werden, daß die Gold-führenden Quarzgänge meist in Spalten subparallel der Hauptschieferungsrichtung mobilisiert, zum Teil mitverfaltet, boudiniert, und niedrig- bis mittelgradig regionalmetamorph überprägt wurden.

In der vorliegenden Arbeit wird ein zusammenfassender Überblick über die lagerstättenkundlichen Untersuchungsergebnisse gegeben.

Die Zielsetzungen des Forschungs- und Entwicklungsprojektes waren unter anderem:

- 1) Detailkartierung der unmittelbaren Umgebung der einzelnen Bergwerksgelände im Maßstab 1 : 10.000 unter Einbeziehung von: Hauptentwässerungsnetz, Ausbisse der Quarzgänge, Tagebaue, Schachtanlagen, Halden, Hauptverbindungswege, Gebäude (Ruinen). Tektonische Meßdaten: s-Flächen, B-Achsen, B-Lineationen, Boudinage-Achsen.
- 2) Probennahme von Golderzen und Nebengesteinen. Beziehungen der Gold-führenden Quarzgänge zum Nebengestein, Ausbildung der Kontaktzonen.
- 3) Mikroskopische Untersuchungen im Durchlicht und Auflicht.
- 4) Geochemische Analyse von Erzen und Gesteinen.
- 5) Diskussion der Ergebnisse: Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation, Metamorphosegrad, Vererzungstyp, Platznahme der Vererzung.

Historische Daten

In Ägypten und Nubien entwickelten die Pharaonen vor rund 3500 Jahren den ersten industriellen Bergbau der Weltgeschichte. Nubien, das "Land des Goldes", bildete den Nordteil des biblischen Kusch-Reiches, das von 500 v.Chr. bis 100 n.Chr. seine Blütezeit hatte. Hier lag eines der Goldbergbauzentren, die den Wohlstand und die Macht der altägyptischen Hochkulturen begründeten. Als Zeugnisse dieser Epoche finden sich am Nil zwischen Wadi Halfa und Dongola in der NW-Nubischen Wüste zahlreiche historische Goldbergbaue, von denen einige als die ältesten mit organisiertem Tiefbau gelten. Der letzte dort noch produzierende Goldbergbau wurde trotz noch vorhandener Vorräte um 1960 stillgelegt. Die meisten ufernahen Siedlungen und Transportwege im Niltal gerieten in dieser Zeit in die Rückstauzone des Nasser-Stausees und mußten zwangsläufig aufgegeben werden.

Topographie und Klima

Die geographische Karte von N-Sudan zeigt die Grenze zwischen Ägypten und Sudan mit der Ausdehnung des Nasserstausees nach Süden mit den Städten Wadi Halfa und Dongola (Abb.1).

Das gesamte Untersuchungsgebiet ist vollarid mit zeitweise extremsten Tag/Nacht-Temperaturschwankungen von 0° C Nacht- bis 50° C Tagestemperatur. Die Gesteinsoberflächentemperatur erreicht bis zu 85° C.

Das dominierende morphologische Element ist das Niltal. Die durchschnittliche Breite des als landwirtschaftliche Anbaufläche nutzbaren Nil-Uferstreifens beträgt im Bereich des Nubischen Sandsteins nur wenige hundert Meter, im Bereich des kristallinen Grundgebirges gar nur wenige zehner Meter. Die höchsten Erhebungen erreichen 1.100 m. Die Scheitelhöhe der Bergketten aus kristallinem Grundgebirge bildet eine

Rumpffläche auf der vereinzelt Inselberge aus Nubischem Sandstein aufliegen. Die generell zum Nil hin entwässernden Trockentäler (Wadis) sind meistens mit Flugsand und/oder unverfestigten Flußsedimenten gefüllt.

Regionalgeologischer Überblick

Die Hauptmasse des kristallinen Grundgebirges der NW-Nubischen Wüste ist Teil eines Jung-Proterozoischen Orogengürtels, der von Ägypten südwestwärts nach Sudan reicht. Dieser Gürtel, von KRÖNER (1979) als "Hijaz magmatic arc" bezeichnet, besteht aus grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten, Kalk-Alkali-Vulkaniten und Ophioliten, die von anorogenen Gesteinen granitischer bis gabbroider Zusammensetzung intrudiert wurden. Für den Bereich der Nubischen Wüste unterscheiden SATIR et al. (1987) ein tektonisch tieferes Stockwerk aus granitischen Migmatiten und meist ringförmigen granitischen Plutonen ("Basement Complex") von einem tektonisch darüberliegenden Stockwerk aus Basalten, Andesiten, Rhyolithen, Pyroklastika, pelitischen Sedimenten und Ophioliten, die meist grünschieferfaziell metamorph überprägt sind ("Greenschist Complex"). Die granitischen Migmatite definieren eine Rb/Sr Gesamtgesteinsisochrone von 581 ± 5 Ma, die als Alter der Migmatisation interpretiert wird. Die Granite innerhalb des Migmatit-Areals zeigen eine Rb/Sr Gesamtgesteinsisochrone von 511 ± 9 Ma, die als Intrusionsalter interpretiert wird (SATIR et al., 1987). Nach RIES et al. (1983) sind alle Gesteine des "Hijaz magmatic arc" im Zeitraum zwischen 1000 Ma und 500 Ma entstanden. Es gibt keine Hinweise auf ein noch älteres, tieferliegendes Grundgebirgsstockwerk. Junge Alkali-Olivin-Basaltvorkommen in der Nähe Dongolas wurden mit durchschnittlichen K/Ar-Altern um 62 ± 3 Ma datiert (MORTEANI et al., 1987). Bislang sind die tektonischen Beziehungen zwischen dem "Hijaz magmatic arc" und den amphibolit- bis granulitfaziellen Gesteinen des südlich anschließenden "Mozambique belt" ungeklärt (HUTH et al., 1984).

Beschreibung der Goldlagerstätten

Abu Sari

Abu Sari - Topographie

Die Goldlagerstätte Abu Sari befindet sich 6 km östlich der Ortschaft Abu Sari, die am Ostufer des Nil liegt (Abb. 1). Auf kleinen Hügeln nahe der Ortschaft sind die Grundmauern der ehemaligen Aufbereitung sichtbar. Von dort aus führt eine provisorische Piste zum Bergwerksgelände, wo auf einer Fläche von rund vier km² vier Schachtanlagen ("1" bis "4" genannt) und zahllose Pingenfelder auf einen vormals intensiven Bergbau hinweisen (Abb. 2). Der tiefste unbedeckte Schacht war mindestens 50 m tief angelegt. Die Böden der Schächte sind jedoch bereits mit Flugsand bedeckt. Zahlreiche kleinere Schurfgräben und Pingenzüge zeichnen die Ausbisse von meist langgestreckten Quarzkörpern nach, die jedoch teilweise auch von Flugsand verdeckt sind. Abb. 2 zeigt den Lageplan der vier Haupt-Schachtanlagen der Goldlagerstätte von Abu Sari. Nach den Aussagen ehemaliger Bergleute finden sich in der näheren und weiteren Umgebung noch zahlreiche weitere Bergbauspuren.

Abu Sari - Geologie und Vererzung

Die Gold-führenden Quarzvorkommen bestehen generell aus massigem Milchquarz, der im Gelände meist lagen- bis linsenförmige morphologische Härtlinge von cm bis mehrere m Mächtigkeit und einigen dm bis zu 500 m Längserstreckung bildet. Das Gefüge-Inventar des Nebengesteins, einer komplizierten Wechselfolge von Grünschiefern, Karbonat-Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten, zeigt intensive Transversalschieferung und Feinfältelung mit überwiegend steilstehenden Achsen. Lokal ist ein ausgeprägtes B-Tektonit-Gefüge entwickelt, das in den schiefrigen Gesteinen den stofflichen Lagenbau in Form von "pencil cleavage" überlagert.

Die Gold-führenden Quarzgänge liegen generell schieferungskonkordant bzw. subparallel im stofflichen Lagenbau und zeigen oft Formen von Boudinage und syn- bis postkristalliner Zerschering. Lokal treten Gold-führende Quarzlinsen in Faltenscharnieren auf, die im Kartengrundriß dementsprechend gekrümmte Formen haben (Abb. 2).

Im Oberflächenbereich der Oxidationszone der Vererzungen tritt das Gold in freisichtbaren dünnen Blättchen und unregelmäßigen Körnern bis zu mehrere mm Größe in Poren und auf Kluftflächen des Quarzes zusammen mit Fe-Hydroxiden auf. Nur sehr vereinzelt konnten in Quarz-Leseproben, die vermutlich aus Untertageaufschlüssen stammen, die Sulfide Arsenopyrit, Chalkopyrit und Pyrit neben gediegen Gold nachgewiesen werden.

Die Häufung von Bergbauspuren in der Übergangszone zwischen stehengelassenem massigem Quarz und dem schiefrigen Nebengestein weist auf eine lokale Anreicherung der Goldvererzung hin (Abb 3). Die Goldanalysen eines entsprechenden Proben-Querprofils bestätigen, daß hier ein selektiver Abbau des Randbereiches der Quarzkörper unter Einbeziehung von Teilen des Nebengesteins stattgefunden haben muß (Goldgehalte von 5.9 ppm bis 34.5 ppm). In massigem Quarz dagegen wurden maximale Goldgehalte von 0.8 ppm gemessen. Die Goldgehalte der Nebengesteine liegen unter der Nachweisgrenze von 0.1 ppm (limitiert durch die angewandte Analysenmethode).

Die Übergangszone im Randbereich der Quarzkörper ist durch überdurchschnittlich hohe Gehalte an Fe- und Mn-Hydroxiden (lokal auch As-Gehalte bis 920 ppm) gekennzeichnet, die wahrscheinlich die Produkte der primären Sulfidvererzung sind.

Abu Sari - Schlußfolgerungen

Der Geländebefund zeigt, daß regional weit verbreitete Lagen und Linsen aus massigem Milchquarz zusammen mit dem Nebengestein in meist steilstehende Falten gelegt und lokal stark boudiniert und zerschert wurden. Hohlräume und Klüfte im Randbereich des Quarzes sind meist mit Fe-Hydroxiden gefüllt und mit Freigold vererzt. Die Gold-armen massigen Quarzkörper blieben vom Abbau weitgehend unberührt und bilden heute morphologische Härtlinge, wogegen deren Gold-reiche Randzonen intensive Berbaus Spuren mit selektivem Abbau aufweisen (Abb. 3) und demnach als generell höffig einzustufen sind.

Duweishat

Duweishat - Topographie

Die Goldlagerstätte Duweishat befindet sich in der Nähe der verlassenen Ortschaft

Duweishat-Ost am Ostufer des Nil in hügeligem Gelände (Abb. 1). Die am Nil liegenden Siedlungen sind teilweise von Nilschlamm zugedeckt. Die Entfernung vom Abzweig des Nord-Süd-Verbindungsweges zwischen Wadi Halfa, Murrat und Ambikol beträgt rund 8 km. Das Bergwerksgelände umfaßt auf einer Fläche von rund drei km² vier Hauptschächte, die "1" bis "4" genannt werden (Abb. 4). Die tiefste Schachanlage soll nach Angaben ehemaliger Bergleute 170 m Teufe erreicht haben. Zahlreiche Stolleneingänge und Pingenfelder zeichnen, ähnlich wie in Abu Sari, die Ausbisse von lagen- bis linsenförmigen Milchquarzkörpern nach. Diese sind oft schon aus der Entfernung als morphologische Härtinge auf Hügelkuppen erkennbar. Nach WHITEMAN (1971) begann der neuzeitliche Bergbau im Jahre 1903. Den Berichten ehemaliger Bergleute von Duweishat zufolge, fand die Hauptabbauperiode im Bereich der vier genannten Schachanlagen von 1951 bis 1962 statt. Zeitweise waren bis zu 350 Beschäftigte über- und untertage tätig. Über die Gold-Produktion wurden vom Verfasser keine Angaben gefunden. Rund drei km westlich des Bergbaugeländes, auf einem Hügel unweit des östlichen Nilufers, befinden sich die Grundmauern und Fundamente der ehemaligen Aufbereitung von Duweishat. Vor den Fundamenten der Gesteinsbrecher wurden 1984 in den Resten einer Fördererzhalde Freigold-führende Reicherzproben gefunden. Darüberhinaus konnten aus dem Anstehenden der Schächte und Pingenzüge Freigold-führende Reicherzproben entnommen werden.

Duweishat - Geologie und Vererzung

Die Gold-führenden Quarzvorkommen bestehen aus massivem Milchquarz in Lagen und Linsen, die, bei einer Mächtigkeit von cm bis einige m, über einige dm bis zu 300 m Länge übertage aufgeschlossen sind. Lokal zerteilen sich die Quarzlagen in mehrere subparallele Trümer, die generell in die Hauptschieferungsrichtung des Nebengesteins eingebettet sind (Abb. 5). Die Nebengesteine sind eine komplizierte Wechselfolge gebänderter Marmore, Kalksilikatfelse, Biotitgneise, Staurolith-führender Granatglimmerschiefer, Amphibolite und granitischer Gneise. Der Gesteinsverband ist oft auf engstem Raum stark gestört, zum Teil intensiv verschuppt oder grob gefaltet und lokal von Mylonitzonen durchzogen. In diese Tektonik sind teilweise auch die Quarzlagen und Linsen mit einbezogen. In zwei Aufschlüssen wurden stark alterierte, aber undeformierte Basaltgänge kartiert. Darüberhinaus wurden in der Umgebung des Bergwerksgeländes Gänge von Quarzporphyr gefunden.

Die Hauptschieferungsrichtung der Metamorphite verläuft generell subparallel dem stofflichen Lagenbau ungefähr in Richtung Ost-West und fällt flach zwischen 30° und 40° nach NW ein. Einige Gesteinsarten, z.B. die granitischen Gneise, sind intensiv feingefaltet oder mit Amplituden im dm bis m Bereich isoklinal gefaltet. Die Faltenachsen oszillieren um ENE und WSW und fallen flach bis 30° nach SW und NW ein. Neben den SW-NE streichenden, Gold-führenden Quarzlagen tritt eine zweite Generation von erzfreien linsenförmigen Quarzkörpern auf, die meist zu flachen Haufen von grobkörnigem, kiesigem Grus zerfallen sind. Ihre Hauptstreichrichtung verläuft von SE nach NW mit Fallwinkeln zwischen 70° und seiger. Diese Richtung entspricht einem regionalen postmetamorphen Störungsmuster, das die Schieferung und Streichrichtung der Gold-führenden Quarzgeneration in ac-Richtung kreuzt.

In Oberflächen-Aufschlüssen des massigen Milchquarzes tritt Freigold unregelmäßig feindispers, meist im Zusammenhang mit einer komplexen, fein verteilten Cu-Fe-Pb-Sb-As-Sulfidvererzung auf. Die Sulfide zeigen nur geringe Spuren von sekundärer Umwandlung und Oxidation. Primäre Erzminerale in Paragenese mit Freigold sind: Pyrit, Chalkopyrit, Arsenopyrit, Galenit, Fahlerz, Chalkosin, Covellin, Aurostibit und

Scheelit. Lokal erscheint Freigold in Verbindung mit Fe-Hydroxiden und anderen Sekundärmineralien in der Oxidationszone der vererzten Quarzkörper. Das Freigold wurde in bis zu 4 mm großen Körnern gefunden. Die Randzonen der massigen Gold-führenden Quarzkörper zeigen oft deutliche Spuren von intensiver Schieferung und Scherung. Daraus ist abzuleiten, daß diese Quarzgeneration bereits vor der letzten regionalen Tektogenese und Metamorphose, wahrscheinlich in Form von s-konkordanten Mobilisaten im Gesteinsverband vorhanden war. Mikroskopische Befunde bestätigen die Geländebeobachtungen, wonach der Gold-führende Quarz lokal die für die Amphibolitfazies diagnostische Paragenese mit Almandin-betontem Granat, Biotit, Muskovit und Staurolith enthält. In den Randbereichen der Quarzkörper, insbesondere in Zonen starker Deformation des Nebengesteins, weisen postkristalline Deformationslamellen mit Subkornbildung und Rekristallisationsgefügen auf eine prä- bis synmetamorphe Platznahme der Vererzung hin.

Die Ergebnisse der Gold-Analytik von Nebengestein und Vererzung belegen, daß nur Sulfid-vererzte Proben aus dem Inneren und aus den Randbereichen der Quarzlagen Goldgehalte über der Nachweisgrenze von 0,1 ppm führen. Die Durchschnittsgehalte liegen zwischen 0,5 und 5 ppm Au. In einer einzelnen Freigold-führenden Reicherzprobe aus Haldenmaterial wurde ein Au-Gehalt von 350 ppm festgestellt.

Duweishat - Schlußfolgerungen

In einer kompliziert verschuppten Serie aus amphibolitfaziellen Metamorphiten treten schieferungs- und stoffkonkordante Gold- und Sulfid-führende Quarzgänge einer prä- bis synmetamorphen Generation auf. Die Vererzung wurde wahrscheinlich in einem initialen Stadium von Schieferung und Faltung in Druckentlastungsräume mobilisiert. Eine jüngere Gold- und Sulfid-freie Quarzgeneration füllte die spät- bis postmetamorphen ac-Klüfte des Nebengesteins.

Das Freigold ist primär an eine komplexe Sulfid-Paragenese gebunden, die unregelmäßig fein verteilt im Inneren und in den Randbereichen der Quarzkörper auftritt. Lokal findet sich Freigold zusammen mit sekundären Fe-Hydroxiden in den Oxidationszonen des Gangquarzes angereichert. In den Nebengesteinen wurden keine nennenswerten Erzanreicherungen festgestellt. Für eine weitergehende, repräsentative Beurteilung des Vererzungs-Potentials von Duweishat wäre eine detaillierte Untertage-Kartierung und Probennahme erforderlich.

Sarras

Sarras - Topographie

Die Goldlagerstätte Sarras umfaßt zahllose Ausbisse von Milchquarzgängen, die auf einer Fläche von rund zwei km² nördlich und südlich des Wadi Ahmed Sherif in hügeligem Gelände aufgeschlossen sind (Abb. 6). Die Lokalität liegt etwa 3 km östlich der Mündung des Wadi Ahmed Sherif am Nil. Sarras ist über eine Sandpiste erreichbar, die etwa 25 km nördlich des "Murrat Rest House" von der N-S-Verbindungsstraße zwischen Wadi Halfa und Akasha nach Westen in den Wadi Ahmed Sherif abzweigt (Abb. 1). Infolge der weiträumigen Überflutung durch den Rückstau des Nasser-Stausees und späteren Rückgangs des Wasserspiegels, ist der Wadi Ahmed Sherif und andere Trockentäler ähnlicher Größenordnung in Nil-Nähe von trockenengefallenen fluviatilen Lockersedimenten bedeckt und für Gelände-Fahrzeuge unpassierbar. Um in die Nähe des Bergwerksgeländes zu gelangen, muß auf eine nördlich des Wadi

parallel verlaufende Piste ausgewichen werden. Die Ausbisse Gold-führender Quarzgänge und Bergbauspuren von Sarras sind nur zu Fuß erreichbar. Das Bergwerksgelände weist bei mindestens fünf Gangquarzvorkommen eine Häufung von Bergbauspuren auf (Abb. 6). Lokal sind unverfüllte Kavernen mit Restpfeilern aus Freigold-führendem Quarz erhalten geblieben.

Sarras - Geologie und Vererzung

Die Gold-führenden Quarzgänge von Sarras sind überwiegend gang- bis linsenförmig mit Mächtigkeiten zwischen 1 cm und 1 m und mit Längserstreckungen von einigen dm bis etwa 50 m. Diese Gänge zeigen keine streng orientierte Raumlage. Eine zweite Quarzgang-Generation, die sich in den Oberflächen-Aufschlüssen als generell erzfrei erwies, tritt dagegen als konstant E-W-streichende Gangscharung in ac-Richtung des lithologischen Lagenbaus auf. Nebengesteine sind feinkörnige, meist plattige Biotitgneise und Grüngesteine, die als bunte Wechselfolge aus zum Teil tektonisch stark durchbewegten Metasedimenten und Metavulkaniten interpretiert werden. In undeformierten Grüngesteinen sind lokal porphyrische, magmatische Reliktgefüge mit gefüllten Feldspäten erhalten geblieben.

Die Hauptstreichrichtung der Schieferung und des stofflichen Lagenbaus der Metamorphite verläuft N-S, die auch aus dem gerichteten Entwässerungsnetz erkennbar wird (Abb. 6). Eine deutliche B-Lineation auf den s-Flächen pendelt um 60°/30° NW. Diagnostische Mineralparagenesen und das Korngefüge belegen eine regionalmetamorphe Überprägung in oberer Grünschieferfazies. Das gesamte Areal um Sarras ist von aplitischen Gängen und ründlichen Intrusionskörpern aus undeformiertem Granit durchsetzt. In Kontaktnähe zu den Intrusionskörpern zeigen Hornfels-artige Gesteine die Merkmale statischer Temperung.

Die Freigold-führenden Quarzproben bestehen aus mindestens zwei verschiedenen Quarz-Generationen: Eine ältere Generation ist generell mittel- bis grobkörnig, kataklastisch deformiert und einschlußreich, z.T. mit reliktsch erhaltenen Spuren von geschieferten Phyllosilikaten. Eine jüngere, undeformierte, sehr feinkörnige Quarz-Generation verheilt die Zwischenräume des zerbrochenen älteren Quarzes in wandständige, kryptokristallinen Chalcedon-artigen Massen.

In Freigold-führendem Quarz von Sarras wurde mit dem Mineral Altait (PbTe) das bislang einzige Tellurmineral der untersuchten Goldlagerstätten der NW Nubischen Wüste nachgewiesen. Altait bildet zusammen mit Pyrit, Chalcopyrit, Galenit, Arsenopyrit und Fahlerz die primär sulfidische Erzparagenese. In oxidierten Erzen tritt Freigold zusammen mit Fe-Hydroxiden und Malachit in Poren und als Kluffbelag auf. Im Porenraum einer oxidierten Erzprobe wurde ein frei aufgewachsener Goldkristall von 0,1 mm Größe gefunden.

Die Goldgehalte der Quarzproben schwanken zwischen 1 ppm und 64 ppm. In den Randbereichen der Quarzgänge und im Nebengestein liegen die Goldgehalte unter der Nachweisgrenze von 0,1 ppm.

Sarras - Schlußfolgerungen

Die Geländebefunde und petrographischen Untersuchungen deuten auf eine komplizierte mehrphasige Metamorphose-Entwicklung hin, mit mindestens einer Schieferung, einer kataklastischen Deformation und einer statischen Temperung eines niedrig-gradig regionalmetamorphen Stoffbestandes. Die generell auf unregelmäßig quergreifende Quarzgänge und Klüfte beschränkte Sulfid-Tellurid-Gold-Mineralisation ist einem syn-

bis postmetamorphen Vererzungsstadium zuzuordnen, das vor der Zerbrechung und statischen Temperung der Gesteinsserie stattgefunden haben muß.

Umm Fahm

Umm Fahm - Topographie

Die Goldlagerstätte Umm Fahm liegt ca. 5 km östlich des Jebel Umm Fahm, etwa 20 km östlich des Nil (Abb. 1). Das Bergwerksgelände umfaßt nur sehr kleinräumige Abbaue auf einen Quarzlagergang am Südhang einer Hügelkette. Intensiv blau und grün gefärbte Kupfer-Sekundärminerale auf kleinen Halden in der Nähe von Ruinen im Talgrund deuten darauf hin, daß hier wahrscheinlich eher Farbpigmente anstatt Gold oder Kupfer gewonnen wurden.

Umm Fahm - Geologie und Vererzung

Der Gold-führende Quarz bildet überwiegend lagen- bis linsenförmige Körper mit Mächtigkeiten zwischen 1 cm und 0,5 m und Längserstreckungen bis zu 100 m. Die vererzten Quarzlinen sind eingebettet in eine Serie aus gebänderten Marmoren, Quarziten, Granat-Glimmerschiefern, Granat-Chloritschiefern, gebänderten Amphiboliten und Biotitgneisen. Die metamorphen Mineralparagenesen zeigen die obere Grünschieferfazies bis beginnende Amphibolitfazies. Als Besonderheit wurde Al-Spinell in Paragenese mit Hellglimmer gefunden, die in Milchquarz eingeschlossen sind. Die Hauptstreichrichtung der stofflichen Bänderung und Schieferung verläuft generell E - W, mit Fallwinkeln zwischen 70° nach S und seiger.

Sowohl die Quarzlagen als auch das schiefrige Nebengestein aus Chlorit- und Glimmerschiefern sind intensiv mit Kupfer-Sekundärminerale imprägniert. Freigold konnte nicht nachgewiesen werden. In den überwiegend aus Cuprit, Malachit, Chrysokoll und Fe-Hydroxiden zusammengesetzten Erzproben fanden sich nur spärliche, von der Oxidation verschonte Relikte aus Pyrit, Chalkopyrit und Chalkosin. Die Gold-Analytik ergab in den Kupfer-Reicherzen (von bis zu 45 Gew. % Cu) Gehalte zwischen 1,3 und 2,5 ppm Au.

Umm Fahm - Schlußfolgerungen

Der relativ kleine Bergbau von Umm Fahm galt primär vermutlich nicht dem Gold, sondern eher den Farbpigmenten der Kupfersekundärerze, die noch heute auf kleinen Halden und als Imprägnationen im anstehenden Quarz und seinem Nebengestein zu finden sind. Die schieferungskonkordante Platznahme der Quarzlinen beruht wahrscheinlich auf einer synmetamorphen Mobilisation Kupfer-Gold-haltiger Lösungen aus dem Nebengestein in die Spalten der lithologischen Bänderung.

Literatur

- HUTH, A., FRANZ, G., SCHANDELMEIER, H. (1984): Magmatic and metamorphic rocks of NW-Sudan: A reconnaissance survey. Berliner Geowiss. Abh. (A) 50, 7-21.
- KRÖNER, A. (1979): Pan-African plate tectonics and its repercussion on the crust of northeast Africa. Geol.Rundschau. 68, 565-583.
- MORTEANI, G., GRUNDMANN, G., FUGANTI, A. (1986): Gold-bearing quartz veins in the Northwestern Nubian Desert, Northern Sudan. Geocongress '86, Johannesburg, Extended Abstracts, 571-572.
- MORTEANI, G., FUGANTI, A., SATIR, M.(1987): Origin of basaltic volcanism in the Nubian Desert (Northern Sudan): Evidence from REE contents; K-Ar Dating and Sr Tracer Chemistry. Terra Cognita 7, 335.
- RIES, A.C., SHACKLETON, R.M. GRAHAM, R.H., FITCHES, W.R. (1983): Pan-African structures, ophiolites and melange in the Eastern Desert of Egypt: a traverse at 26° N. J.Geol.Soc.Lond. 140, 75-95.
- SATIR, M. FUGANTI, A., MORTEANI, G. (1987): Isotopic development in the Nubian Desert, North Sudan. Terra Cognita 7, 332.
- VAIL, J.R. (1978): Outline of the geology and mineral deposits of the Democratic Republic of the Sudan and adjacent areas. Overseas Geol. Min. Res. 49, 1-66.
- VAIL, J.R. (1979): Outline of geology and mineralization of the Nubian Shield east of the Nile valley, Sudan. - In: AL-SHANTI, A.M.S.: Evolution and mineralization of the Arabian Nubian Shield. IAG Bull., No.3, V. 1, 97-107.
- WHITEMAN, A.J. (1971): The geology of the Sudan Republic. Clarendon Press London.

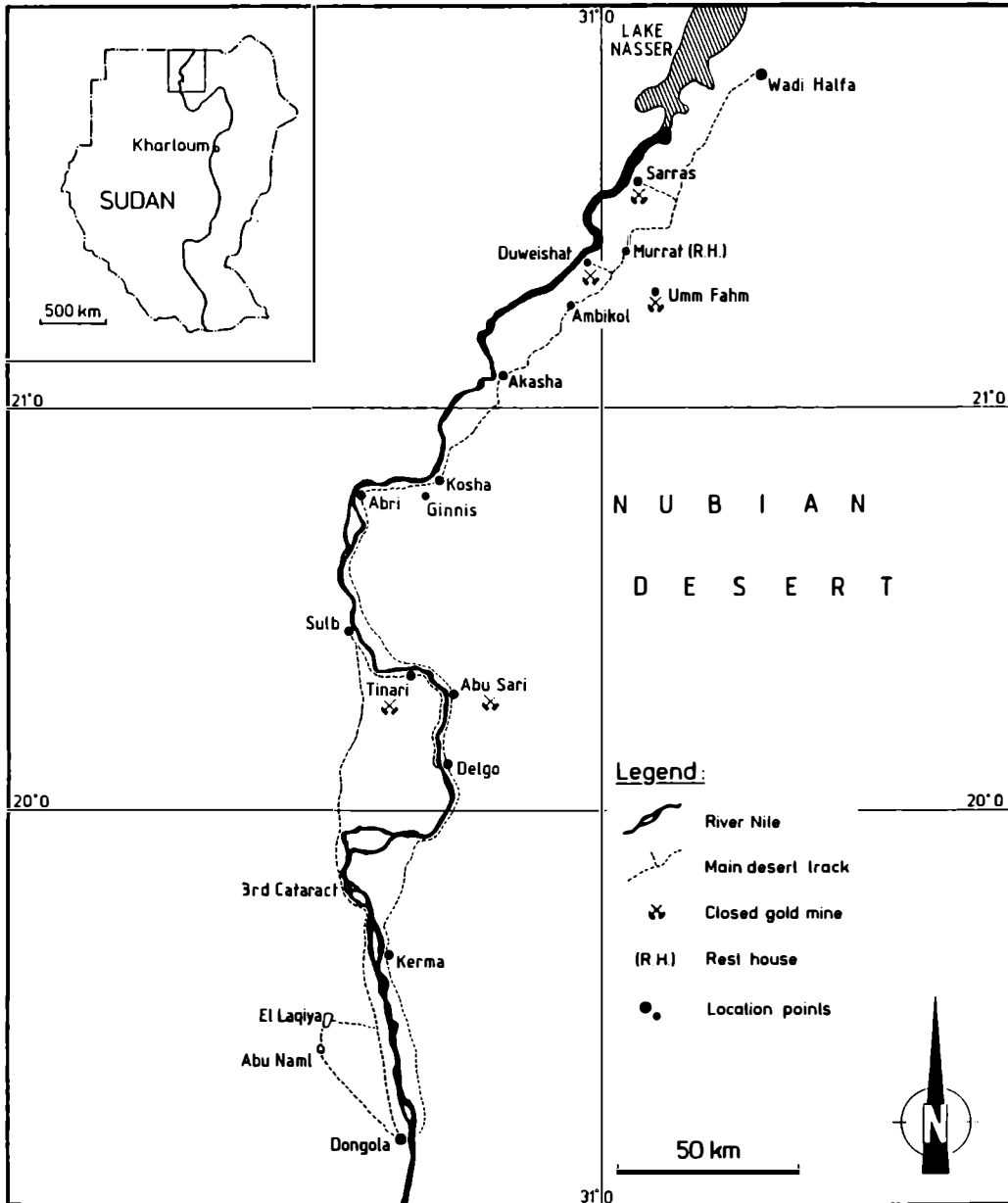


Abb. 1: Geographische Lage der Goldlagerstätten und Lokalitäten zwischen Wadi Halfa und Dongola in der NW Nubischen Wüste, N-Sudan.

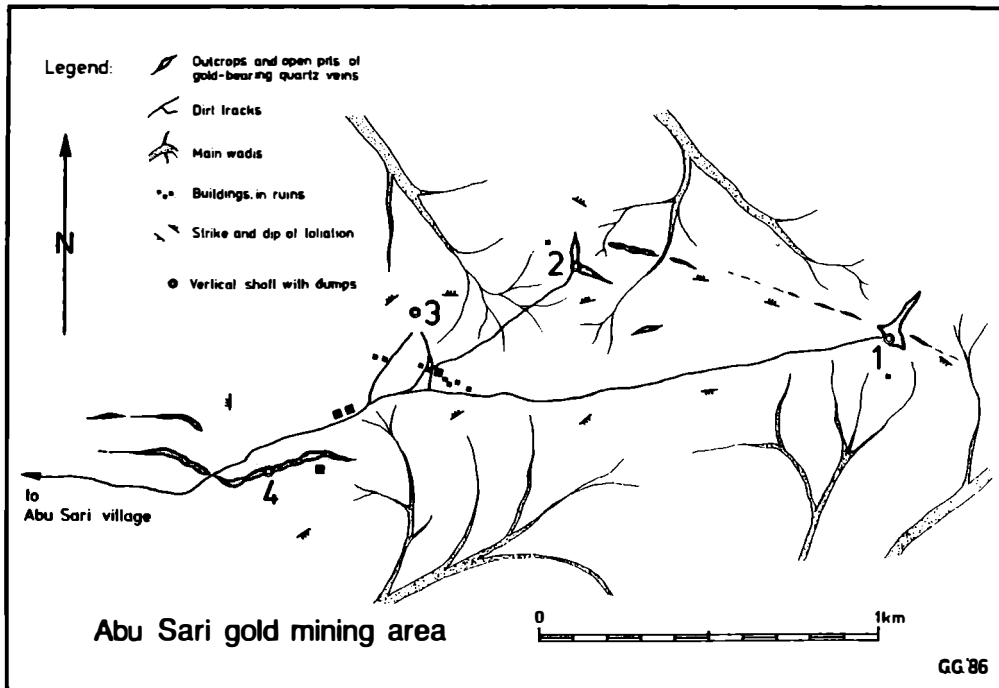


Abb. 2: Lageskizze des Bergwerksgeländes der Goldlagerstätte Abu Sari östlich von "Abu Sari village" am Nil.

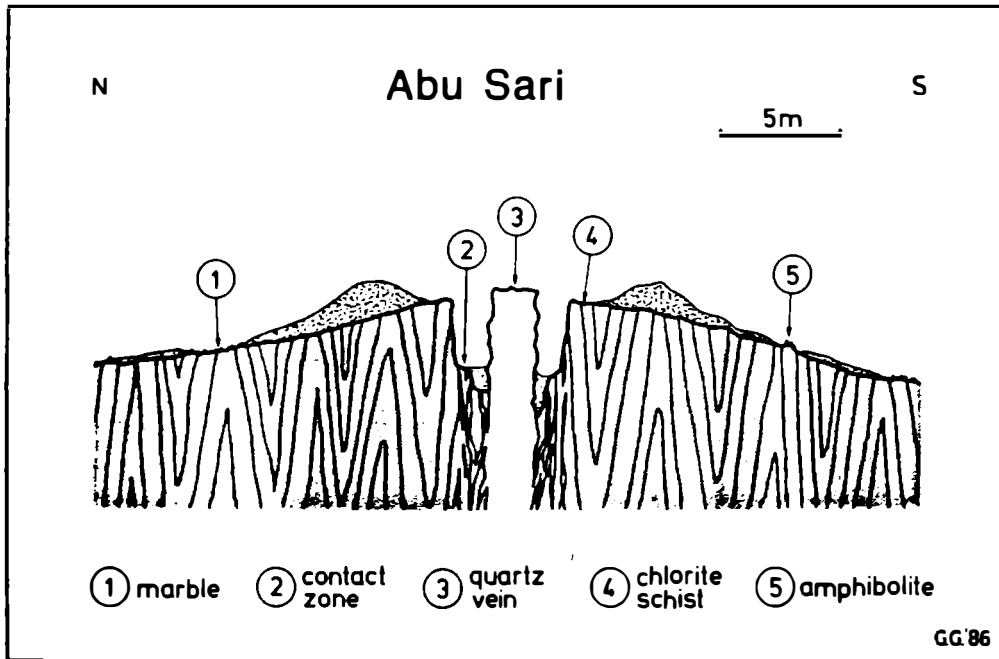


Abb. 3: Schematischer Profilschnitt durch einen Goldabbau der Lagerstätte Abu Sari. Die Randzone des Quarzganges wurde selektiv abgebaut. Der massige, taube Gangquarz blieb als Rippe stehen.

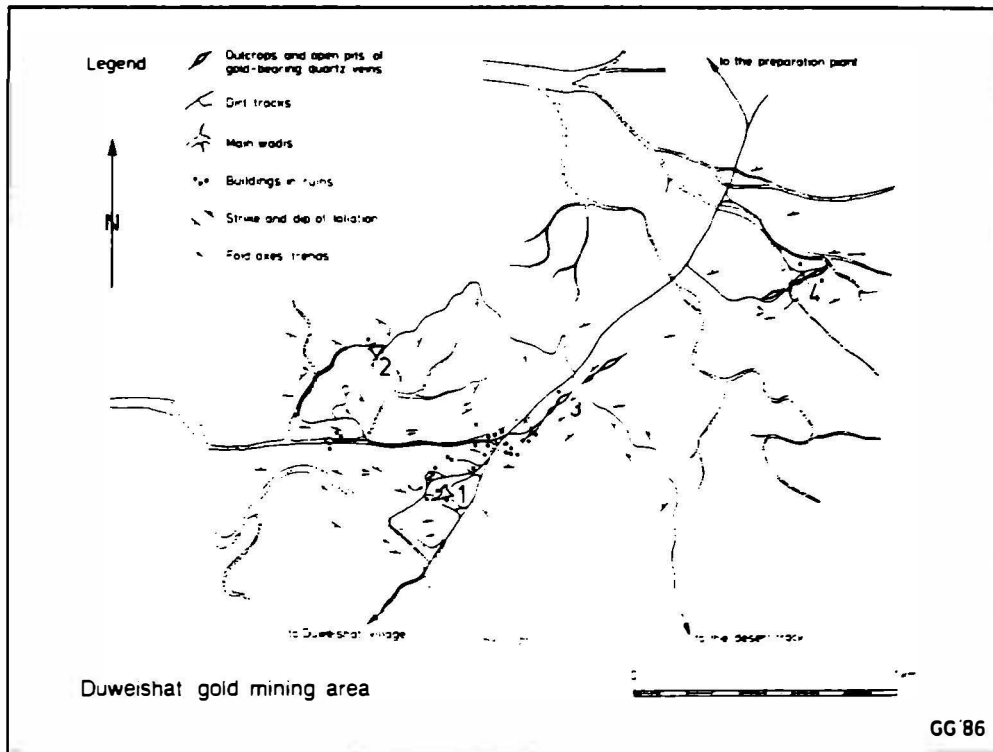


Abb. 4: Lageskizze des Bergwerksgeländes der Goldlagerstätte Duweishat östlich des Nil.

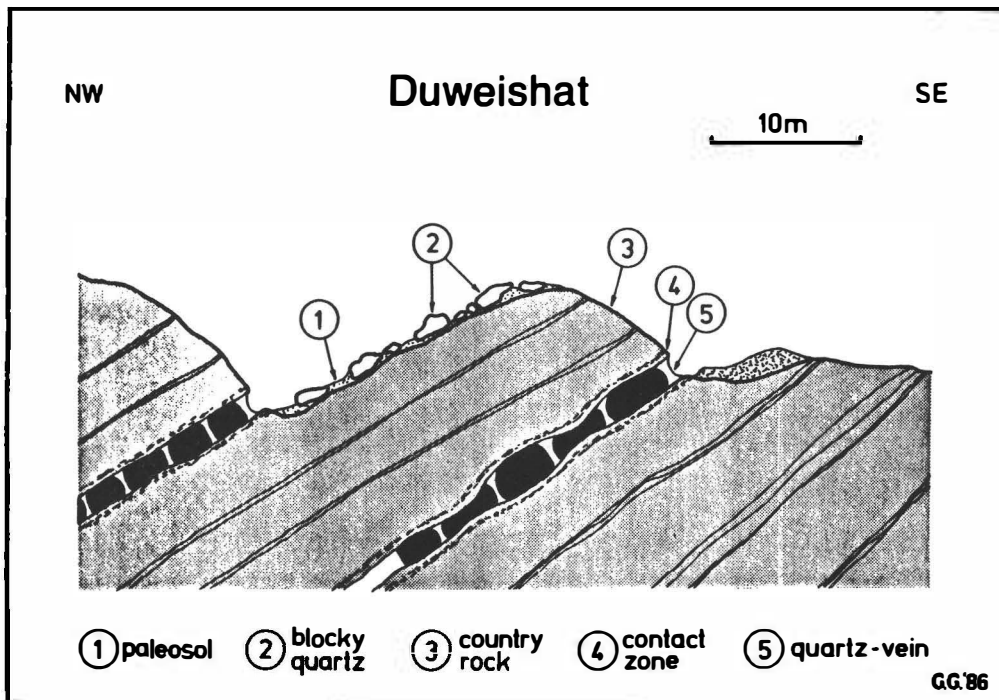


Abb. 5: Schematischer Profilschnitt durch die Goldabbau der Lagerstätte Duweishat. Die Gold-führenden Quarzgänge treten s-konkordant und subparallel im stofflichen Lagenbau auf. Obertage blieb erzärmer bis tauber, blockiger Milchquarz liegen. Untertage blieben Stützfeiler aus Gold-führendem Quarz zwangsläufig stehen.

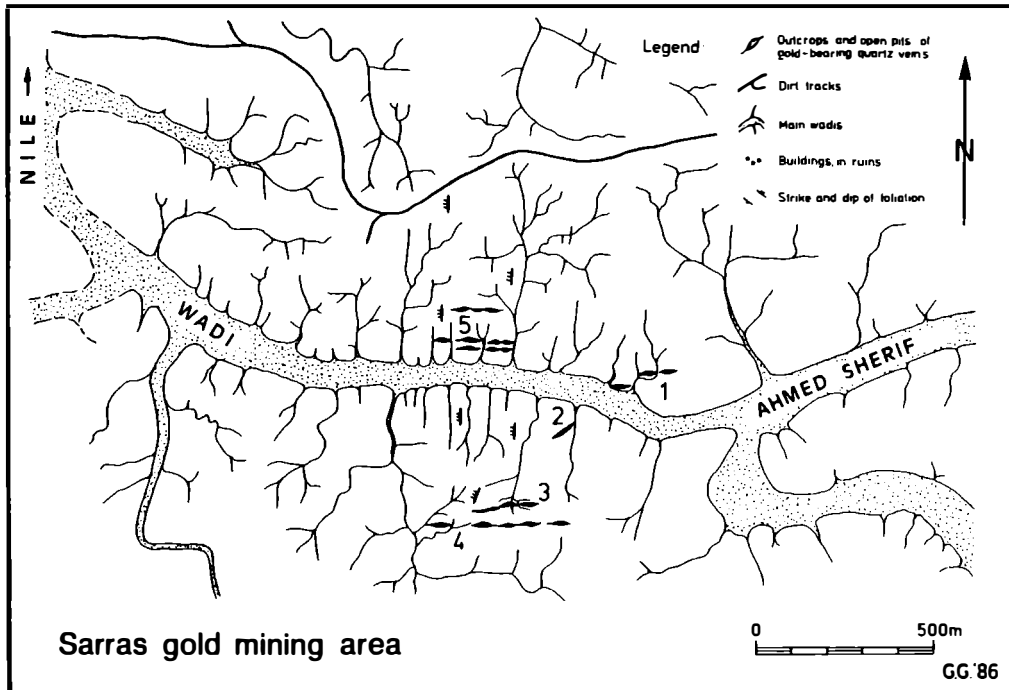


Abb. 6: Lageskizze des Bergwerksgeländes der Goldlagerstätte Sarras am Wadi Ahmed Sherif, östlich des Nil. Das regionale Streichen der metamorphen Gesteinsserien verläuft N-S. Das im Lagerstättenbereich deutlich gerichtete Entwässerungsnetz zeichnet die Streichrichtungen der Lithologie (N-S) und des regionalen Störungsmusters (E-W) nach.

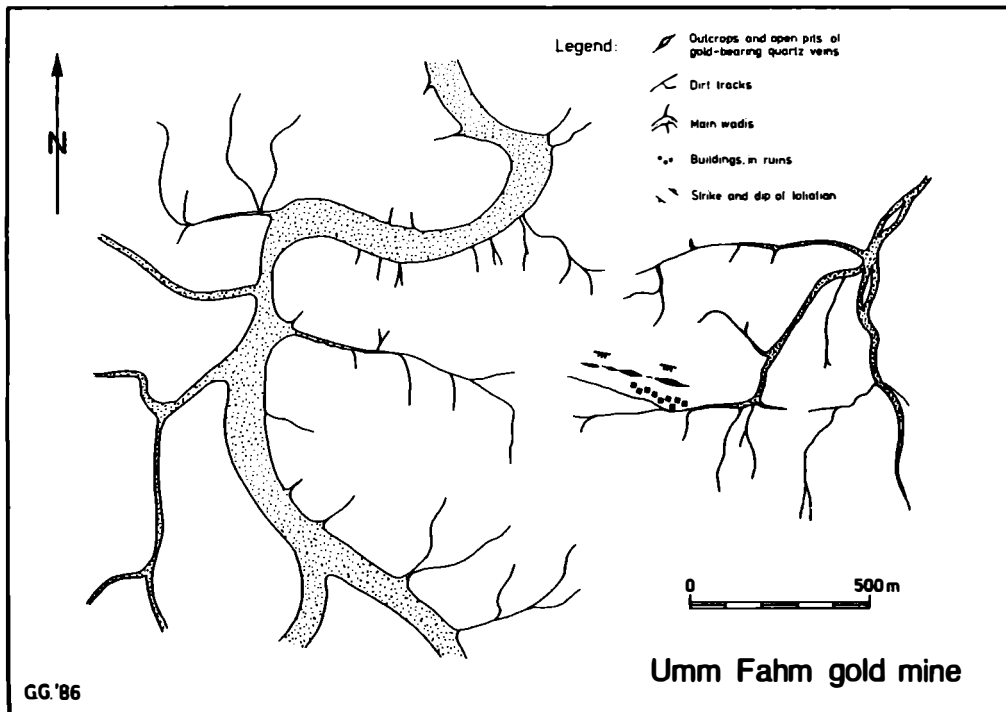


Abb. 7: Lageskizze des Bergwerksgeländes der Kupfer-Gold-Lagerstätte Umm Fahm etwa 5 km östlich des Jebel Umm Fahm. Die Skizze wurde nach einer Luftbildaufnahme ohne benannte geographische Bezugspunkte erstellt.

DER NARSSÂRSSUK-PEGMATIT

von

O.V. Petersen ⁺⁾

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 14. November 1988

Geologie und Geographie

In Südgrönland werden eingeebnete Migmatite und Granite durch eine mehr als 3000 Meter mächtige Serie von kontinentalem Sandstein überlagert, in die basaltische Laven eingedrungen sind. Die Förderung dieser basaltischen Gesteine wurde durch die Platznahme von Gängen und einer Reihe von Alkalimagmatitkomplexen begleitet. Das Entstehungsintervall dieser sedimentären und magmatischen Gesteine wird als die "Gardarzeit" bezeichnet, nach dem altskandinavischen Bistum Gardur, an dessen Stelle heute das Dorf Igaliko steht.

Es existieren ungefähr zehn bedeutende Intrusivkomplexe, deren Alter zwischen 1330 und 1140 Mio Jahre beträgt. Innerhalb eines Areals von 200 km Ost-West- und 70 km Nord-Süd-Erstreckung liegen folgende Intrusionen: Kûngnât, Ivigtut, Grønnedal-Ika, Nunarssuit, Puklen, der zentrale Tugtutôq-Komplex, Dyrnæs-Narssaq, Ilímaussaq, der Igaliko-Komplex und Klokken. Die verschiedenen Komplexe bestehen überwiegend aus alkalischen bis peralkalischen Gesteinen und lassen sich naturgemäß in zwei Klassen aufteilen: Solche, die übersättigte Gesteinstypen umfassen und solche, in denen nur untersättigte Gesteinstypen auftreten. Nur ein einziger Intrusiv-Komplex, nämlich der von Ilímaussaq, beinhaltet beide. Die verschiedenen Einheiten dieser Komplexe durchschlagen vorhandene Strukturen und bilden steilstehende Kontakte; magmatische Schichtung ist das Kennzeichen der Komplexe dieses Gebiets.

Der Igaliko-Komplex erstreckt sich über ein Areal von etwa 450 km² in dem Gebiet zwischen den Fjorden Tunugdliarfik und Igaliko im Westen und dem Inlandeis im Osten. Der Komplex beinhaltet vier deutlich getrennte Intrusionszentren, die von einer Anzahl von kleinen Satelliten-Syeniten begleitet sind. In jedem Zentrum haben die einzelnen Intrusionen steilstehende Kontakte und diskordante, intrusive Verhältnisse gegen frühere Strukturen. Magmatische Schichtung, im allgemeinen konzentrisch, in die Zentren einwärts abfallend, sind gewöhnliche interne Strukturen. Die Mineralogie der Syenite ist meistens einfach: Perthitischer Alkalifeldspat und Alkalipyroxen überwiegen und sind von fayalitischem Olivin, Alkaliamphibol, Biotit, Analcim, Natrolith und Apatit begleitet. Wenn nicht eine örtlich begrenzte Veränderung des Chemismus durch Assimilation des Nebengesteins stattgefunden hat, so enthalten alle Syenite Nephelin. Der gewöhnlichste Gesteinstyp ist der Foyait.

+) Anschrift des Verfassers
 Dr. Ole V. Petersen
 Geologisk Museum
 Oster Volgarde 5-7, DK-1350 Kopenhagen, Dänemark

Der weltberühmte, jetzt schon seit rund hundert Jahren bekannte Narssárssuk-Pegmatit liegt im äußersten Westen des Igdlerfigssalik Zentrums des Igaliko-Komplexes, und zwar völlig in der Einheit *SI 4* (EMELEUS und HARRY, 1970), scheint aber mit der post-*SI 4* Intrusion von porphyritischem Mikrosyenit nahe verwandt zu sein.

Historisches

1893 hatte der berühmte schwedische Mineraloge Gustav FLINK die Gelegenheit, eine umfangreiche und interessante Sammlung von grönländischen Mineralien zu untersuchen, die von Eskimos eingesammelt, von Dänen nach Schweden gesandt und hier anonym verkauft worden war. Als FLINK im Jahre 1893 seine erste Beschreibung der Mineralien veröffentlichte -- besonders hervorzuheben sind hier die zwei neuen Arten Neptunit und Epididymit, daneben Katapleit, Ägirin, Arfvedsonit, Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer, Epidot, Eudialyt, Kalzit, Fluorit und Graphit -- wußte er nicht mit Sicherheit, aus welcher Gegend Grönlands die Mineralien stammten. Wegen der Anwesenheit von Eudialyt, Arfvedsonit und Ägirin in der Sammlung schloß FLINK, daß die Minerale aus den Pegmatiten von Kangerdluarssuk oder Tunugdliarfik im bereits bekannten límaussaq-Komplex unweit von Julianehåb stammten, obwohl pegmatitische Drusen, wie jene, in welchen die Mineralien offenbar gewachsen waren, von diesem Komplex nicht bekannt waren.

Kurz nach der Veröffentlichung von FLINK's Publikation äußerten jedoch die dänischen Mineralogen N.V. USSING und K.J.V. STEENSTRUP die Ansicht, daß es sich um ein Vorkommen in der Nähe von Igaliko handeln könnte, welches STEENSTRUP schon 1888 besucht hatte. Es ist deshalb verständlich, daß FLINK daran interessiert war, die Lokalität zu besuchen von der diese reiche Mineralsuite stammte. Außer Neptunit und Epididymit war auch eine dritte neue Spezies in der Sammlung gefunden worden und 1884 von G. LINDSTRÖM Elpidit benannt worden.

Am 2. Juni 1897 reiste FLINK an Bord des Schiffes "Fox II" der Kryolit-Bergbau- und Handelsgesellschaft nach Grönland. Er gab später einen sehr interessanten Bericht darüber, wie er mit Hilfe von Grönländern aus Julianehåb und Igaliko ohne Schwierigkeiten die Stelle fand, welche die Grönländer als "den Ort, wo man große Ägirine findet" bezeichneten. FLINK (1898) selbst nannte diese Stelle das "Neptunit-Vorkommen".

FLINK's Begeisterung ist deutlich an den letzten Sätzen seines Berichtes zu erkennen, der übersetzt ungefähr folgendermaßen lautet: "Dieses so bemerkenswerte Mineralvorkommen ist sehr klein, man kann das ganze Gebiet in weniger als 20 Minuten umschreiten. Doch kaum ein anderes Mineralvorkommen zeigt so viel Interessantes, das frei auf dem Boden herumliegt. Welche Schätze müssen sich dann erst in der Erde verbergen?". Während seines verhältnismäßig kurzen Aufenthalts sammelte FLINK mit Hilfe von Grönländern sehr viel Material (FLINK, 1898; FLINK et al., 1899, 1901). Weiteres umfangreiches und teilweise sehr wertvolles Material wurde in den darauffolgenden Jahren, etwa bis 1910, von Grönländern gesammelt und nach Kopenhagen geschickt.

Viele Geologen und Mineralogen haben das Vorkommen nach FLINK besucht, der bekannteste unter ihnen ist wohl S.G. GORDON (1924) von der Academy of Natural Sciences in Philadelphia, der sich dort 1923 aufhielt.

Der Autor des vorliegenden Berichts besuchte im Jahre 1963 als junger Student Narssárssuk zum ersten Mal. 1968, 1969 und 1970 verbrachte er insgesamt rund vier Monate auf Narssárssuk und sammelte ein sehr umfangreiches Material, auf dem

später die zuvor von Grönland noch nicht bekannten seltenen Minerale Baryolith und Nordstrandit nachgewiesen wurden (PETERSEN und JOHNSEN, 1980; PETERSEN al. 1980). Sein bisher letzter Besuch erfolgte im Sommer 1988 als Leiter einer Expedition mit Teilnehmern aus Dänemark, Kanada und Australien. Der Hauptzweck dieser Expedition war es, die Verteilung und den Aufbau der Drusen, in denen die Minerale vorkommen, zu studieren, eine Kooperation zur Neubearbeitung ausgewählter Minerale einzuleiten, und schließlich die Mineralparagenese von Narssárssuk mit jener von Mt. St. Hilaire, Quebec, Kanada, zu vergleichen.

Die Minerale

Die Minerale findet man in einer großen Zahl pegmatitischer Drusen. Deren Form ist sehr unregelmäßig, gewöhnlich kann man sie aber als mehr oder weniger sphärisch bezeichnen; sie bilden jedoch keine Adern oder Schichten. Die Größe der Drusen reicht von wenigen Zentimetern bis über einen Meter. Kalifeldspat und Ägirin bilden die Hauptmasse der pegmatitischen Drusen. Der Kalifeldspat, der die äußerste Zone der Drusen bildet, kommt zumeist in Form unregelmäßig begrenzter Einzelkristalle vor. Ägirin ist neben Feldspat das einzige Mineral, das sets in den Drusen zu finden ist. Ägirine der ersten Generation sind als prismatische Kristalle auf oder zwischen den Feldspäten zu finden. Beide Minerale bilden oft sehr große Einzelkristalle.

Mit wenigen Ausnahmen kommen sämtliche weitere Minerale von Narssárssuk in den Zwischenräumen des Feldspat-Ägirin-Gerüsts vor oder wachsen in den zentralen Teil der Drusen. Die erste Kristallisationsabfolge ist typisch für normalen Nephelin-Syenit-Pegmatit und beinhaltet außer Feldspat und Ägirin noch Eudialyt, Elpidit, Astrophyllit, Eudidymit, Narsarsukit, Katapleit, Neptunit, Polyolithionit etc., möglicherweise auch noch Fluorit. Diese erste Abfolge dürfte mit der Bildung von Quarz in Form von Zwickelfüllungen und großen Kristalle im inneren Bereich der Drusen beendet worden sein. Anschließend wurden diese Ausscheidungen, besonders der Quarz, durch neue hydrothermale Lösungen von anderer Zusammensetzung wieder angegriffen. Die Mehrzahl der Kristalle zeigt demnach ausgeprägte Auflösungserscheinungen, wobei die weniger stark angegriffenen oft regelmäßige Ätzfiguren aufweisen. Die Ausscheidungen dieser Lösungen, welche hauptsächlich CO_3^{2-} neben F^- und OH^- führten, waren zunächst Kalzit und Rhodochrosit. Insgesamt umfaßt diese Kristallisationsphase eine große Vielfalt an Mineralien, wobei einige besonders selten sind und viele zuerst von Narssárssuk beschrieben worden sind. Zu dieser Abfolge gehören Fluorit, Synchronit, Kordylit, Ankyllit, Chalkolamprit, Endeolith, Apatit-(Y), Tetranatrolith-Gonnardit und Nordstrandit. Zum Teil gleichzeitig mit dieser Phase traten wiederum Lösungen auf, welche denen der ersten Abfolge vergleichbar waren. Der zuvor kristallisierte Kalzit und Rhodochrosit wurde zum Teil gelöst und in einer neuen Phase Ägirin, Astrophyllit, Epididymit sowie einige für die erste Abscheidungsfolge typische Minerale gebildet. Spätere Veränderungen von Kalzit und Rhodochrosit haben zu verschiedenen Produkten, wie Oxide von Mangan und Eisen, geführt, die meistens einen wesentlichen Teil des Druseninhalts darstellen, sofern sie nicht, wie in manchen Fällen, mehr oder weniger aus den Drusen ausgewaschen worden sind.

Aus den Untersuchungen des letzten Sommers ging nun hervor, daß es am Rand des Mikrosyenits, in dem diese Drusen zu finden sind, einen von den übrigen Bereichen deutlich abweichenden Pegmatit gibt, an dessen Bildung sich Kubikmeter-große, rekristallisierte und zum Teil aufgeschmolzene ehemalige Sandsteinblöcke beteiligten, die in den Mikrosyenit eingefallen sind. Die Pegmatite, welche diese Inklusionen

umschließen, sind sehr grobkörnig. Ihre Mineralogie ist einfach, und zwar bestehen sie aus Feldspat und Ägirin, enthalten reichlich Quarz und Eudialyt und führen schließlich als einziges seltenes Mineral den Narsarsukit. Diese ganze Paragenese gehört zur ersten Kristallisationsabfolge und scheint in keiner Weise von jener Weiterentwicklung beeinflusst worden zu sein, welche die oben genannten Drusen durchlaufen haben.

Mehr als 50 Mineralarten sind von Narssárssuk bekannt, von denen mehrere als selten angesehen werden können, d.h. sie treten nur noch in sehr wenigen weiteren Lokalitäten auf. Obwohl die Zahl 50 bereits verhältnismäßig groß ist, besonders wenn man den Umfang des Aufschlusses berücksichtigt, so beruht die Berühmtheit von Narssárssuk nicht nur auf der Vielfalt der auftretenden Minerale sondern auch darauf, daß 16 der etwa 50 Mineralarten hier zuerst entdeckt worden sind und daß die Mehrzahl der Minerale in sehr gut ausgebildeten kleinen Kristallen auftritt.

Tabelle 1 listet alle Minerale, die bisher von Narssárssuk bekannt geworden sind. Wenn man die chem. Elemente in diesen Mineralen betrachtet, so ist neben dem Auftreten von Ti, Zr, Be, Ca, Sr, Ba und Selten-Erd-Elementen vor allem ein Na-Reichtum zu konstatieren. Die Tabelle 2 listet alle Minerale, für welche Narssárssuk Typlokalität ist, unter Angabe relevanter Literatur.

Um einige der vielen interessanten Aspekte der Minerale von Narssárssuk zu zeigen, soll im Folgenden eine Auswahl von ihnen kurz vorgestellt werden. Zwei der Mineralarten, die 1893 von FLINK beschrieben wurden, nämlich Neptunit und Epididymit, waren damals neu.

Neptunit, $\text{KNaLi}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Ti}_2\text{Si}_6\text{O}_{24}$, kristallisiert monoklin. Sein Kristallhabitus variiert, fünf Typen sind beschrieben worden. Meistens findet er sich auf Ägirin oder Feldspat. Seine Flächen sind eben und glänzend. Die Größe der Kristalle variiert zwischen einigen mm und etwa 5 cm, ihre Farbe ist schwarz. Der Neptunit von Narssárssuk ähnelt dem dortigen Titanit, daneben bis zu einem gewissen Grad auch dem Ägirin, von dem er durch seine in dünnen Splintern und an Kanten erkennbare tief blutrote Farbe unterschieden werden kann. FLINK benannte das Mineral nach Neptun, dem römischen Gott des Meeres, in Anlehnung an Ägirin, der bekanntlich nach der Gottheit der nördlichen Meere benannt ist. Es ist bemerkenswert, daß trotz des Umstandes, daß die LYTZEN-Sammlung (nach dem früheren Handelsvertreter LYTZEN aus Julianehåb, dessen Sammlung FLINK in Stockholm untersuchte) wie auch FLINK's eigene Sammlung eine große Zahl von Neptunitproben enthielten (was FLINK zur Bezeichnung "die Neptunitlokalität" für Narssárssuk veranlasste), seitdem nur relativ wenig Neptunit gefunden worden ist.

Epididymit, die zweite neue Mineralart, die von FLINK in der LYTZEN-Sammlung entdeckt wurde, ist die orthorhombische Modifikation von $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$. Die monokline Modifikation, der Eudidymit, wurde 1887 von W.C. BROGGER aus der Umgebung von Oslo, Norwegen beschrieben. Die deutlich pseudo-hexagonalen Kristalle des Epididymits sind meist sehr gut ausgebildet und flächenreich. Der Habitus variiert sehr, häufig sind schlanke Prismen sowie sehr schöne Durchkreuzungsdrillinge. Das Mineral ist farblos, durchsichtig und glasglänzend. Die optischen Eigenschaften von Epididymit sind wegen gekreuzter Dispersion der Achsen sehr bemerkenswert. Der Achsenwinkel geht von $2V_\alpha = 26^\circ$ und (001)-Lage der Achsenebene in rotem Licht über $2V = 0^\circ$ bei 440 nm (blauviolett) nach $2V = 16^\circ$ und (010)-Lage der Achsenebene im tiefvioletten Licht (PETERSEN, 1966).

Elpidit, $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Schon ein Jahr nach FLINK's erstem Bericht über die LYTZEN-Sammlung entdeckten LINDSTRÖM und NORDENSKIÖLD in dieser eine dritte neue Mineralart, den Elpidit. Der aus dem Griechischen stammende Mineralname bedeutet "Hoffnung" und drückte aus, was sich die Bearbeiter der Sammlung von der damals noch unbekanntem Fundstätte der Minerale erwarteten. Elpidit kristallisiert orthorhombisch. Seine prismatischen Kristalle sind nur selten gut entwickelt und dann stets sehr klein. Größere Individuen, die bei einem Querschnitt von 2 cm bis 10 cm lang werden können, sind stets unvollkommen ausgebildet, oftmals verbogen oder zerbrochen, und besitzen ausgefrante, zu feinen Spitzen auslaufende Enden. Das Mineral ist durch seine ziegelrote Farbe gewöhnlich leicht erkennbar, sein Glanz seidig oder matt, sein Aussehen oft unansehnlich und an halbverfaultes Holz erinnernd. Elpidit findet sich auch als Bestandteil von Pseudomorphosen, besonders nach Eudialyt.

Narsarsukit, $\text{Na}_2(\text{Ti},\text{Fe}^{3+})\text{Si}_4(\text{O},\text{F})_{11}$, ist dem Namen nach auf das Engste mit Narssârssuk verbunden. FLINK bezeichnete es in seinem ersten Bericht als "gelbe Tafeln". Der spätere Name erscheint völlig berechtigt, weil das Mineral an dieser Lokalität in ziemlich großen Mengen gefunden worden ist. Es kommt in pegmatitischen Drusen mit Feldspat, Ägirin und zumeist auch zusammen mit Quarz vor. Narsarsukit kristallisiert tetragonal, und zwar überwiegend in schlecht entwickelten Kristallen bzw. Tafeln parallel (001). In frischem Zustand ist er Honiggelb, in verwittertem braungrün.

Astrophyllit, $(\text{K},\text{Na})_3(\text{Fe}^{2+},\text{Mn})_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{O},\text{OH})_7$, ist eines der am schönsten aussehenden Minerale von Narssârssuk. In Anbetracht seiner späteren Häufigkeit ist es erstaunlich, daß er sich weder in der LYTZEN- noch in der FLINK-Sammlung fand. Das erste Material, von Grönländern gefunden, wurde dem Geologischen Museum in Kopenhagen im Jahre 1905 zugeleitet. Oft bildet der Astrophyllit sehr dünne Nadeln oder linealförmige gestreckte Täfelchen, seine Hauptmenge findet sich in haar- und filzartigen losen Massen. Der Astrophyllit ist gelbbraun bis goldgelb, sein Glanz wirkt fast metallisch. Die optischen Eigenschaften des Minerals von Narssârssuk, von BØGGILD als zweiachsig negativ angegeben, wurden von Autor zu zweiachsig positiv berichtet und ergänzt (PETERSEN, 1982).

Katapleit, $\text{Na}_2\text{ZrSi}_5\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, war vor zuvor nur aus dem Langesund-Gebiet, Norwegen, bekannt. Alle aus Grönland stammenden Kristalle besitzen ausgesprochen hexagonale Gestalt, sind tafelig und von einem Prisma, einer oder mehreren Pyramiden sowie der Basis begrenzt. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als aus Lamellen von orthorhombischer oder monokliner Symmetrie aufgebaut. Dieser Lamellenbau verschwindet bei mäßiger Erwärmung. Diese Phasenumwandlung tritt bei verschiedenen Individuen im Temperaturbereich 8 - 40 °C auf. Bei Individuen mit höherer Umwandlungstemperatur kann die Umwandlung durch die Wärme der Mikroskop-Beleuchtung ausgelöst werden. Die Kristalle sind entweder farblos bis gelblich, durchsichtig und diamantglänzend -- besonders auf Basis --, oder grau bis graugrün und fast undurchsichtig und dann allseitig glänzend oder in verschiedenen Farben irisierend. GORDON, der, wie erwähnt, das Gebiet in den Zwanziger-Jahren besuchte, beschrieb einige Kristalle von Narssârssuk als vollkommen orthorhombisch und nicht im geringsten hexagonal und nannte dieses Mineral α -Katapleit. Diese Phase entspricht heute dem Mineral Gaidonnayit.

Zwei weitere Mineralarten, die zum ersten Mal von Narssârssuk beschrieben wurden, sind Leiffit und Leukosphenit. Beide sind selten und dadurch gekennzeichnet, daß in den ersten Analysen je ein wesentliches chemisches Element als Bestandteil über-

sehen wurde, bei Leifit Beryllium, bei Leukosphenit Bor.

Leifit, $\text{Na}_2(\text{Si,Al,Be})_7(\text{O,OH,F})_{14}$, wurde von BØGGILD 1915 in Unkenntnis des genauen Fundortes beschrieben. Das ganze Material, vier kleine Stücke von 20 bis 40 Gramm Gewicht, war von Grönländern gesammelt und zusammen mit anderen Mineralen von Narssárssuk dem Geologischen Museum in Kopenhagen zugesandt worden. Erst nach dem um 1970 geglückten Fund von zwei kleinen Stücken direkt auf Narssárssuk war die Typlokalität dieses Minerals erwiesen. Leifit bildet unvollkommen entwickelte Kristalle in Gestalt hexagonaler Prismen, die oft stark gestreift sind. Die Kristalle werden bis 2 cm lang und 0,5 cm dick, sie können auch haarförmig sein. Der Gehalt von 3,8% BeO , der Leifit zu einem Beryllium-Mineral macht, wurde erst im Rahmen einer Neuuntersuchung des Typmaterials und Vergleich mit dem Mineral Karpinskyit von Kola, UDSSR, entdeckt (MICHEESEN und PETERSEN, 1970). Diese Untersuchung führte zu einer Redefinition von Leifit und ergab weiters, daß der inzwischen diskreditierte Karpinskyit ein Gemenge von Leifit, Montmorillonit und Sauconit ist.

Leukosphenit, $\text{BaNa}_2\text{Ti}_2\text{B}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{30}$, monoklin, wurde 1898 von FLINK als "petalit-artiges" neues Mineral erkannt und drei Jahre später benannt sowie ausführlich beschrieben. Der Name, griech. "weißer Keil", weist auf zwei charakteristische Eigenschaften des Minerals. Die Kristalle von Narssárssuk sind linealförmig gestreckt parallel zu a und werden bis 5 mm lang. Das Mineral ist durchsichtig bis durchscheinend, seine Farbe weiß mit einem grau-blauen Ton. Es ist nur ganz lokal gefunden worden, oft in Begleitung von Elpidit-Nadeln. Seit dem Erstfund dieses schönen Minerals, ist von Narssárssuk kein weiteres Material mehr bekannt geworden. Andere Vorkommen von Leukosphenit wurden erst seit den Fünfziger-Jahren bekannt. Zunächst wurde er als authigenes Mineral in Sedimenten der Green River-Formation (Utah, USA) gefunden, später an vielen anderen Orten mit alkalimagmatischen Gesteinen, wie in Narssárssuk, beobachtet. Der Bor-Gehalt des Minerals wurde erst anlässlich des Fundes in der Green River-Formation erkannt, die korrekte chemische Formel an Material von Pegmatiten eines Alkaligesteinsmassivs bei Süd Jakutsch, UDSSR, bestimmt.

Den kurzen Überblick der Minerale von Narssárssuk sollen drei Fluor(hydroxy)-Karbonate mit Selten-Erd- und Erdalkali-Elementen beschließen, und zwar mit Ca der Synchronit, mit Ba der Kordylit und mit Sr der Ankyllit.

Synchronit, $(\text{Ce,L a})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2\text{F}$. Das von FLINK als Synchronit bezeichnete Mineral kommt in verhältnismäßig großen Mengen vor, überwiegend als ziemlich kleine spindelförmige Kristalle, ein bis zwei mm lang, 0,5 mm breit und von Rhomboeder und Basispinakoid begrenzt. Größere Kristalle besitzen eine recht ungewöhnliche Gestalt, indem sie an beiden Enden spitz zulaufen, während der mittlere Teil wie aufgebläht wirkt und durch einige andere Flächen begrenzt ist. Im Gegensatz zu den anderen Flächen ist die Basis stets klar und glänzend. Die Farbe der Kristalle variiert von grau nach braun, viele Kristalle, die um 1970 gefunden wurden, sind jedoch rötlichgelb. Synchronit ist in Narssárssuk in Vergesellschaftung mit Neptunit, Epididymit, Ägirin und Orthoklas -- alle älter als Synchronit -- sowie mit Albit, Elpidit, Fluorit, Kordylit und Polyolithionit -- alle syngenetisch oder jünger -- gefunden worden.

Bis 1953 befaßte sich die Literatur über Synchronit hauptsächlich mit der Frage, ob er mit Parisit identisch ist oder nicht. In den Abhandlungen von NORDENSKIÖLD (1894) und FLINK (1898) wird das Mineral einfach Parisit bezeichnet. In seiner zweiten Abhandlung kommt FLINK (1901) jedoch zu dem Schluß, daß Synchronit eine davon abweichende Art sein muß. Erst nach dem Erscheinen einer Neubeschreibung von Parisit legte FLINK das Mineral von Narssárssuk als neue Art fest und wählte den

Namen Synchisit nach dem griechischen Wort für "Verwechslung". Eine Erklärung des oben erwähnten eigenartigen Habitus der Kristalle brachte die Arbeit von G. DONNAY und J.D.H. DONNAY (1953). Deren eingehende Untersuchungen erbrachten den Nachweis über das Zusammenvorkommen von vier ähnlich gebauten Fluor-Karbonaten mit Seltenen Erden, nämlich Bastnäsit, Parisit, Röntgenit (ein neues Mineral) und Synchisit. Nach DONNAY und DONNAY kommen Einkristalle nur selten vor, zumeist bestehen die Proben aus gesetzmäßigen Verwachsungen zweier Minerale. Die Verwachsung findet zumeist und dann wiederholt auf den Basis-Flächen (001) statt und wird als Polysyntaxie bezeichnet.

Kordylit findet sich in Form kleiner hexagonaler Kristalle die durch Prismen, verschiedene Pyramiden und Basis begrenzt sind. Oft sind die Kristalle derart entwickelt, daß Prismenflächen nur am unteren Ende auftreten, während das obere Ende durch Pyramiden begrenzt und etwas dicker ist. Daraus ergibt sich eine keulenartige Gestalt, auf die auch der Mineralname hinweist. Kordylit bildet stets kleine, zumeist unter 1 mm lange Kristalle. Er ist häufig mit Synchisit, Ankyllit, Astrophyllit und Ägirin vergesellschaftet und scheint eines der am spätesten gebildeten Minerale von Narssárssuk zu sein.

Ankyllit, $\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$, findet man nur in Form ausgebildeter Kristalle. FLINK deutete diese als Kombination von zwei Domen, GORDON als eine Kombination von Prisma (001) und Pyramide (111). Die Flächen, besonders die der Pyramide, sind immer gekrümmt. Die größeren Kristalle, bis 4 mm messend, treten gewöhnlich in verfilzten Massen von haar- und nadelförmigem Ägirin auf. Die Farbe des Minerals ist bräunlich bis gelblich. Die Kristalle sind wegen vieler Ägirineinschlüsse nur teilweise durchsichtig. Die optischen Eigenschaften von Ankyllit sind bemerkenswert und deuten daraufhin, daß hier Pseudomorphosen vorliegen. Diesbezügliche Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen.

Literatur

- BØGGILD, O.B. (1953): The Mineralogy of Greenland. Meddr Grønland 149, 3, 442 pp.
- EMELEUS, C.H., HARRY, W.T. (1970): The Igaliko nepheline syenite complex, General description. Meddr Grønland 186, 3, 116 pp.
- FLINK, G. (1893): Om nagra mineral fran Grönland. Geol.Fören.Stockh.Förh. 15, 195-208.
- FLINK, G. (1894): Beschreibung eines neuen Mineralfundes aus Grönland. Z.Kristallogr. 23, 344-367.
- FLINK, G. (1898): Berättelse om en Mineralogisk Resa i Syd-Grönland sommeren 1897. Meddr Grønland 14, 221-262.
- FLINK, G., BØGGILD, O.B., WINTHER, C. (1901): Undersøgelser af Mineraler fra Julianehaab indsamlede af G. Flink 1897. Introductory remarks by N.V. USSING (in Dänisch). Part I. On the Minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfik in Southern Greenland by G. Flink. Meddr Grønland 24, 7-180.
- GORDON, S.G. (1924): Minerals obtained in Greenland on the Second Academy-Vaux expedition, 1923. Proc.Acad.nat.Sci.Philad. 76, 249-268.

- GORDON, S.G. (1924): The second Vaux-Academy mineralogical expedition: the Julianehaab district of Greenland. Yb.Acad.nat.Sci.Philad. 1923, 3-12.
- LINDSTRÖM, G. (1894): Mineralanalyser. Geol.Fören.Stockh.Förh. 16, 330-335.
- PETERSEN, O.V. (1966): Crossed axial plane dispersion in epididymite. Amer.Miner. 51, 916-919.
- PETERSEN, O.V. (1982): The optical properties of astrophyllite from Narssárssuk, South Greenland. Bull.geol.Soc.Denmark 30, 67-69.
- PETERSEN, O.V., JOHNSEN, O., LEONARSEN, E.S. (1976): Nordstrandite from Narssárssuk. Miner.Rec. 7, 78-82.
- PETERSEN, O.V., JOHNSEN, O. (1980): First occurrence of the rare mineral barylite in Greenland. Tschermaks Min.Petr.Mitt. 27, 35-39.

Tabelle 1: Übersicht über die Minerale von Narssárssuk

ELEMENTE	SILIKATE
Graphit	? Aenigmatit
	Ägirin
SULFIDE	Akmit
Galenit	Albit
Sphalerit	Analcim
	Arfvedsonit
HALOGENIDE	Ashcroftin
Fluorit	Astrophyllit
	Barkevikit
OXIDE und HYDROXIDE	Barylith
* Chalcocit	Biotit
* Endeolith	Elpidit
? Ilmenit	Epididymit
Magnetit	Epidot
Microlith	Eudialyt
Nordstrandit	Eudidymit
Pyrolusit	* Eukolit
Quarz	Gaidonnayit, siehe Katapleit
	? Gonnardit
KARBONATE	Hemimorphit
Ankylit	Katapleit
Kalzit	Krokydolith
Cerussit	Leifit
Kordylit	Leukophan
Parisit, siehe Synchisit	Leukosphenit
Rhodochrosit	Lorenzit
Röntgenit	Mikroclin
Synchisit	Narsarsukit
	Natrolith
PHOSPHATE	? Natronorthoklas
Apatit	Neptunit
Apatit-(Y)	Orthoklas
Xenotim	Polyolithionit
	Ramsayit = Lorenzit
	Riebeckit
	* Spodiophyllit
	Taeniolith
	Tetranatrolith
	Zirkon

* Zweifelhafte Spezies
 ? Identität/Lokalität unsicher

Tabelle 2: Verzeichnis der Minerale, für die Narssárssuk Typlokalität ist, mit Literaturhinweisen

Ankylit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 49.
Ashcroftin (früher Kalithomsonit)	GORDON, S.G. (1924): Proc.Acad.nat.Sci.Philad. <u>76</u> , p. 261.
Chalcolamprit	FLINK, G. (1901): Meddr.Grønland <u>24</u> , p. 160.
Elpidit	LINDSTRÖM, G. (1894): Geol.Fören.Stockh.Förh. <u>16</u> , p. 330.
Endeolith	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 166.
Epididymit	FLINK, G. (1893): Geol.Fören.Stockh.Förh. <u>15</u> , p. 201. FLINK, G. (1894): Z. Kristallogr. <u>23</u> , p. 353. PETERSEN, O.V. (1966): Amer.Mineral. <u>51</u> , p. 916.
Kordylit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 42.
Leifit	BØGGILD, O.B. (1915): Meddr Grønland <u>51</u> , p. 427. MICHEELSEN, H., PETERSEN, O.V. (1970): Bull.geol.Soc.Denmark <u>20</u> , 134.
Leukosphenit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 137.
Lorenzit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 130.
Narsarsukit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 154.
Neptunit	FLINK, G. (1893): Geol.Fören.Stockh.Förh. <u>15</u> , p. 196.
Röntgenit	DONNAY, G. (1953): Amer.Mineral. <u>38</u> , p. 868.
Spodiophyllit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 85.
Synchisit	FLINK, G. (1901): Meddr Grønland <u>24</u> , p. 29. FLINK, G. (1902): Bull.geol.Inst.Univ.Uppsala <u>5</u> , 1, 9, p. 81.
Taeniolith	N.N. (1900): Amer.Journ.Sci. <u>1900</u> , Ser.4, 10, p. 324 FLINK, G. (1901): Meddr. Grønland <u>24</u> , p. 115.

EINSCHLÜSSE IN QUARZKRISTALLEN AUS ALPINEN ZERRKLÜFTEN VOM
SÜDRAND DES GOTTHARDMASSIVS

von

H.A. Stalder ^{*)}

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 16. Mai 1988

Einleitung

Die Mineralien in den alpinen Zerrklüften sind während der alpinen Metamorphose entstanden. Das Alter der einzelnen Klüfte ist aber nicht einheitlich. Wie strukturgeologische und mineralogische Untersuchungen, sowie solche an Mineral-Einschlüssen ergeben, entstanden die Kluffmineralien zu einem relativ späten Zeitpunkt, sicher lange nach dem Überschreiten des höchsten Druckes. Es sind jedoch viele Beispiele beschrieben worden die belegen, daß die ältesten Kluffmineralien ungefähr zur Zeit der höchsten Temperatur entstanden sind. Im Bereich der Schweizeralpen sind es die Zerrklüfte am Südrand des Gotthardmassivs und in einer Region etwas südlich davon, die den längsten Weg einer Retrometamorphose dokumentieren. An Hand der Untersuchungen fester und fluider Einschlüsse in Kluffquarzen aus drei eng begrenzten Regionen soll dies aufgezeigt werden. Das Hauptgewicht soll dabei weniger auf genauen PT-Abschätzungen liegen, als auf dem Nachweis von relativen physikalischen und geochemischen Veränderungen.

Gotthard-Straßentunnel (STALDER et al., 1980)

Im Jahre 1969 wurde mit den Bauarbeiten am Gotthardstraßentunnel begonnen, im September 1980 konnte er dem Verkehr übergeben werden. Der 16,321 km lange Tunnel führt von Göschenen UR nach Airolo TI. Im Norden liegt er im Aaremassiv, im Süden im Gotthardmassiv, das er in seiner ganzen Breite durchquert. In seinem südlichen Teil gelangt der Tunnel aus grünschieferfaziell in amphibolitfaziell umgeprägte Gesteine. Zonenweise enthalten die Nebengesteine viele alpine Zerrklüfte (271 wurden untersucht), aus welchen 51 verschiedene Mineralarten bestimmt werden konnten. Auch die fluiden Einschlüsse in den Kluffquarzen wurden mikrothermometrisch untersucht, jedoch erst übersichtsmäßig, eine sorgfältige Bearbeitung steht noch aus.

Die vorläufigen Ergebnisse lassen zwei Schlüsse zu. Die Zusammensetzung der fluiden Phase in einer alpinen Mineralkluft hängt im wesentlichen von zwei Faktoren ab:

1. Von der mineralogischen Zusammensetzung des Nebengesteins (Abb. 1a, b) und
2. vom Grad der alpinen Metamorphose (vergl. Tab. 1).

+) Anschrift des Verfassers
 Prof. Dr. H.A. Stalder
 Naturhistorisches Museum Bern
 Bernstraße 15, CH-3005 Bern, Schweiz

Auf zwei spezielle Beobachtungen in der südlichsten Gesteinseinheit sei hier etwas näher eingegangen.

An zwei Stellen wurden in den Klüften der Tremolaserie Quarzkristalle gefunden, die neben sehr CO₂-reichen auch NaCl-reiche Einschlüsse enthielten. Vermutlich kam es schon sehr früh bei der Abkühlung zur Entmischung in zwei fluide Phasen ("Boiling"). (Diesbezüglich hat der Autor 1980 eine etwas andere Meinung vertreten, Abb. 1b, c). Mitten in der Tremolaserie sind große Mineralklüfte gefunden worden, die sich mineralogisch und auch bezüglich der fluiden Quarzeinschlüsse (Abb. 1d) wesentlich von den umgebenden Klüften unterscheiden. Statt großer Quarzkristalle von steil-rhomboedrischem Habitus enthielten die Klüfte viel milchige Quarzkriställchen. Die rein wässrigen Einschlüsse mit etwa einem Äquivalent Gew.% NaCl homogenisieren bei 198 °C. Es sind Klüfte, die viel später aufgerissen sind als die umgebenden, sie belegen die Retrometamorphose für PT-Bedingungen der Zeolith-Facies.

Camperio (WAGNER et al. 1972; STALDER und WAGNER, 1974; HOEFS und STALDER, 1977; BEHAR und PINEAU, 1979)

Camperio (1200-1300 m ü.M.) liegt am Lukmanierpass zwischen der Passhöhe und Olivone im Bleniotal TI. In Camperio und Umgebung sind zwei amphibolitfaziell metamorphosierte Gesteinseinheiten aufgeschlossen: die hellen Quartenschiefer (Keuper) und die schwarzen Bündnerschiefer (Stgir-Serie, Lias). Beides sind parautochthone Gesteine des südlichen Gotthardmassivs. Die Region Camperio ist relativ dicht von alpinen Zerrklüften mit artenreichen Paragenesen durchsetzt. Die Quarzkristalle (bis ca. 40 cm Länge) weisen normalerweise einen steilrhomboedrischen Habitus (=Tessiner Habitus) auf. In einzelnen Klüften sind die "normalen" Kristalle von einer viel jüngeren Quarzgeneration überwachsen (Zepter- und Fensterquarze). Oft sind in der gleichen Klüft Quarzkristalle mit protogenetischen Skapolith-Einschlüssen und Laumontit-Aufwachsungen gefunden worden. Dies alles zeigt an, daß die Mineralausscheidungen bei ganz unterschiedlichen PT-Bedingungen vor sich gingen. Die Sukzession der einzelnen Mineralien kann am genauesten an Hand der syngenetischen Einschlüsse in den Quarzkristallen bestimmt werden. Im Quarz sind öfters auch Mineralphasen konserviert, die im übrigen Kluftraum wieder abgebaut worden sind. Auf diese Weise konnte z.B. die zeitliche Abfolge der folgenden Titan-Mineralien eruiert werden: Schon sehr früh bildete sich Titanit, gefolgt von Anatas und/oder Rutil, und am Schluß der Auskristallisation bildete sich wiederum Titanit als stabile T-Phase. Während der erste Titanit sich in Anatas oder Rutil umwandelte, zeigten die Titanoxide keine Umwandlungserscheinungen.

SCHUILING und VINK (1967) haben die Reaktion Kalzit + Quarz + Anatas - Titanit + CO₂ untersucht (Abb. 2). Sie kamen dabei zum Schluß, daß in vielen metamorphen Bildungen Titanit deswegen so stark überwiegt, weil der CO₂-Partialdruck zu gering war, um Anatas (oder Rutil) entstehen zu lassen. Für die Bildung der ersten Titanite von Camperio war allerdings nicht der niedrige Partialdruck von CO₂ schuld, sondern die relativ hohe Bildungstemperatur. Später, bei abnehmender Temperatur, verschoben sich die PT-Bedingungen hinein in das Anatas- (bzw. Rutil-)Feld, um gegen Ende der Mineralbildungsperiode wieder ins Titanitfeld zurückzukehren. Dieser Erklärungsversuch wird durch die Untersuchung der fluiden Einschlüsse in den Klüftquarzen untermauert (Abb. 3).

Die fluiden Einschlüsse der Klüftquarze sind mikrothermometrisch untersucht worden. Die allgemeinen Resultate sind in Abb. 4 zusammengestellt. Die Homogenisationstem-

peraturen sind natürlich nicht identisch mit den Bildungstemperaturen, diese liegen ganz wesentlich höher, für die ältesten Klufthbildungen dürften sie um etwa 550 °C betragen. Gaschromatographische Bestimmungen haben ergeben, daß der Gehalt an CO₂ in den ältesten Fluiden etwa 40 Gewichtsprozent beträgt. In den jüngeren Quarzeinschlüssen nimmt der CO₂-Gehalt ab, und in den jüngsten Einschlüssen kann CO₂ mikrothermometrisch nicht mehr nachgewiesen werden. An den Fundstellen mit Fenster- und Zepterquarzbildungen ist jeweils ein spätes CO₂ feststellbar, das bis über 80 Gewichtsprozent einer Einschlußfüllung ausmachen kann. Es scheint, daß während einer kurzen Zeit zwei verschiedene, nicht mischbare, fluide Phasen vorhanden gewesen sind. Mikrothermometrische Messungen ergaben, daß dieses späte CO₂, mit einem um 2 °C herabgesetzten Schmelzpunkt (-58,7 °C statt -56,7 °C), nicht rein ist, sondern CH₄ enthält.

Die Bestimmung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sollte aufzeigen, woher der Kohlenstoff in den fluiden Einschlüssen stammt. Petrographisch ist in der Region eine Dekarbonatisierung der Sedimente leicht nachzuweisen. Eine reine Dekarbonatisierung hätte für das CO₂ in der fluiden Phase einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert um etwa +2 ‰ (± 4 ‰) ergeben sollen. Wie aus Tabelle 2 zu ersehen ist, liegen die gefundenen Werte aber fast durchwegs tiefer. Es scheint, daß das CO₂ der fluiden Einschlüsse aus einer anderen Quelle stammt. Juveniles CO₂ ($\delta^{13}\text{C}$ um -7 ‰) ist möglich und wahrscheinlich. Die Freisetzung von juvenilem CO₂ zu Zeiten tiefgreifender tektonischer Aktivitäten, wie dies für Camperio während der Entstehung der Mineral-Klüfte zutrifft, kann erwartet werden. Nicht ganz auszuschließen ist auch die Herkunft von CO₂ aus dem organischen Gehalt der Sedimente, etwa nach der Formel:



Diese Herkunft scheint für das späte, CH₄-verunreinigte CO₂ dort direkt nachgewiesen zu sein, wo am Ende der Klufthbildung die organische Substanz rund um eine Zerrkluff quantitativ abgebaut worden ist. Dies ist z.B. bei der Zepterquarzkluff der Fall (Tab. 2).

Lengenbach (STALDER, 1976; HÜGI, 1988)

Die Mineraliengrube Lengenbach liegt im Binnental, einem südlichen Nebental des obersten Rhonetales, VS. Geologisch befindet sich die Grube im zuckerkörnigen Trias-Dolomit der penninischen Monte-Leonedecke, unmittelbar südlich des Südrandes des Gotthardmassivs. Die Gesteine des Lengenbachs sind alpin grünschieferfaziell überprägt. Nur wenige km südlich des Lengenbachs setzen die amphibolitfaziellen Gesteine ein. Die Grube Lengenbach ist wegen ihrer artenreichen, hydrothermalen Vererzung weltbekannt. Das besondere sind die z.T. nur hier nachgewiesenen Arsen-Sulfosalze der Elemente Pb, Tl, Ag und Cu.

Schon vor Jahren hat der Autor festgestellt, daß in den Kluffquarzen fluide Einschlüsse vorhanden sind, die einerseits etwa denjenigen des umgebenden Dolomits entsprechen, andererseits aber auch signifikante Unterschiede erkennen lassen. Vor allem wurde die Existenz eines nicht identifizierbaren gelben, runden Körpers in den erzbildenden Lösungen festgestellt (Abb. 5). In einer Diplomarbeit hat M. HÜGI vor kurzem die Quarzkristalle vom Lengenbach neu untersucht. Die folgenden Angaben entsprechen einer Zusammenfassung dieser Arbeit.

Die fluiden Quarz-Einschlüsse wurden u.a. mikrothermometrisch, in einigen Fällen sogar Raman-spektroskopisch und elektronenmikroskopisch untersucht. Sie lassen sich in drei Typen gliedern (vergl. Abb. 6.):

Typ I: CO₂-reiche Einschlüsse

Direkt mit der Vererzung im Zusammenhang stehen Einschlüsse (Typ Ia), die neben CO₂ und H₂O auch H₂S (bis zu 2 Mol.%) und ein As-Sulfid als Tochtermaterial besitzen. Die Homogenisationstemperaturen (ohne Auflösung des Tochterminerals) betragen 280° bis 330 °C. Das As-Sulfid besteht meist aus einem Arsensulfid-Glas (der wahrscheinlichen Zusammensetzung von AsS₃), z.T. aus Auripigment (As₂S₃) und ausnahmsweise aus Realgar (As₄S₄). Diese Einschlüsse sind für die Interpretation der Erzgenese von großer Wichtigkeit, sie zeigen, daß As und Se Bestandteile der erzbildenden Lösungen waren.

Typ I Einschlüsse ohne H₂S und As-Sulfid (Typ Ib) kommen in Kluff-Quarzen nichtvererzter Trias-Dolomite aus dem Lengenbach und der umliegenden Region vor.

Typ II: Salzreiche Einschlüsse

Die seltenen und nur im Lengenbach nachgewiesenen Typ-II-Einschlüsse enthalten nur wenig CO₂, eine gesättigte Salzlösung mit ausgeschiedenen Salzkristallen, darunter immer und vor allem NaCl. Die Homogenisationstemperaturen (ohne vollständige Auflösung des NaCl) betragen 240 bis 270 °C. Die Entstehung der Typ II-Einschlüsse kam vermutlich durch eine Entmischung des hydrothermalen Fluids in eine CO₂-reiche und eine salzreiche Phase zustande.

Typ III: Wässrige Einschlüsse

Der CO₂-Gehalt nahm während des Quarzwachstums kontinuierlich ab. Die 2-phasigen Typ III-Einschlüsse stellen deshalb die jüngsten Bildungen dar; sie homogenisieren bei 170 °C.

Auf Grund der vorliegenden Messdaten darf gefolgert werden, daß die Bildungsbedingungen der Typ I-Einschlüsse und somit auch der erzbildenden Hydrothermalphase bei ca. 400 °C und 2 kb lagen, während die Typ II-Einschlüsse bei etwa 250 °C und 1 kb entstanden. Wegen den unsicheren Berechnungsgrundlagen dürfen die angegebenen PT-Bedingungen allerdings nur als approximative Abschätzungen verstanden werden.

Ausblick

Die Untersuchung fluider Einschlüsse in Quarzkristallen aus alpinen Mineralklüften hat wesentlich mitgeholfen, die Temperatur- und Druckbedingungen während der alpinen Metamorphose, sowie die geochemische Zusammensetzung der syngenetischen fluiden Phasen in den einzelnen Regionen genauer festzulegen, wenigstens für den Zeitpunkt der höchsten Temperatur und der anschließenden retrograden Phase (POTY et al., 1974; FREY et al., 1980; MULLIS 1976a/b, 1979, 1983a/b). Die Feststellung gilt vor allem für das Aar- und Gotthardmassiv und die nördlichen (helvetischen) Kalkalpen, nur bedingt aber für das Penninikum. Es scheint, daß vor allem zur Zeit der höchstgradigen Metamorphose gar keine alpinen Mineralklüfte entstanden sind. Die meisten Mineralklüfte, die man in den diesbezüglichen Regionen heute findet, sind erst zu einem relativ späten Zeitpunkt aufgerissen, bei Bedingungen, die etwa der Grünschieferfazies entsprechen.

Literatur

- BEHAR, F., PINEAU, F. (1979): Analyse de CO₂, H₂O, hydrocarbures des inclusions fluides par chromatographie en phase gazeuse: application aux fentes alpines et aux roches metamorphiques. Bull.Mineral. 102, 611-621.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasse - a review. Eclogae geol.Helv. 73, 527-546.
- HOEFS, J., STALDER, H.A. (1977): Die C-Isotopenzusammensetzung von CO₂-haltigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen der Zentralalpen. Schweiz. mineral.petrogr.Mitt. 57, 329-347.
- HÜGI, M. (1988): Petrographie und Mineralogie der Lercheltini-Zone (Monte-Leone-decke, Binnatal, VS). Die Quarze der Mineraliengrube Lengenbach (Binnatal, VS) und ihre Einschlüsse. Diplomarbeit, Universität Bern.
- MULLIS, J. (1976a): Die Quarzkristalle des Val d'Illeiz - Zeugen spätalpiner Bewegungen. Eclogae geol.Helv. 69, 343-357.
- MULLIS, J. (1976b): Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illeiz (Wallis, Schweiz). Schweiz.mineral.petrogr.Mitt. 56, 219-268.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. Bull.Mineral. 102, 526-536.
- MULLIS, J. (1983a): Einschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen und ihre mineralogisch-geologische Bedeutung. Bull.Soc.Frib.Sc.Nat. 72(1/2), 5-19.
- MULLIS, J. (1983b): Festkörper-, Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen als Zeugen der Entstehung alpiner Kluftmineralparagenesen. Mitt. der Österr. Mineral. Gesellschaft. 129, 46-53.
- POTY, B., STALDER, H.A., WEISBROD, A.M. (1974); Fluid inclusion studies in quartz from fissures of Western Central Alps. Schweiz.mineral.petrogr.Mitt. 54, 717-752.
- SCHUILING, R.D., VINK, B.W. (1967): Stability relations of some titanium-minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta 31, 2399-2411.
- STALDER, H.A., WAGNER, A. (1974): Skapolith, ein Kluftmineral von Camperio. Mineralienfreund 12, 41-56.
- STALDER, H.A. (1976): Inclusions fluides des cristaux de quartz des Alpes Suisses: Bitsch (Valais), Camperio (Tessin) et Lengenbach (Valais): Bull.Soc.fr.Mineral-Cristallogr. 99, 80-84.
- STALDER, H.A., SICHER, V., LUSSMANN, L., SCHENKER, F. (1980): Die Mineralien des Gotthardbahntunnels und des Gotthardstrassentunnels N2. Repof AG, Gurtellen, 160 Seiten.

WAGNER, A., FREY, M., QUADRIO, F., SCHWARTZKOPFF, J., STALDER, H.A.
(1972): Die Mineralfundstellen von Camperio und Campo Blenio, Kanton
Tessin. Jahrbuch. Naturhist.Mus.Bern, 1969-1971, 277-360.

(berücksichtigt sind nur die höchst temperierten fluiden Phasen)

km von N nach S	Nebengestein Massiv	Grad der alp. Metamorphose	Maximale Homo- genisationstemp. °C	Salzgehalt in Aequiv.Gew. % NaCl	CO ₂ -Gehalt in Gew.%
0,135- 3,235	Zentr. Aaregranit Aarmassiv	GSF	193-224	7-10	2-3
3,235- 4,069	Südl. Gneise Aarmassiv	GSF	194-209	4- 6	2-3
4,069- 4,287	Mesozoikum Gotthardmassiv	GSF	307	7	-25
4,287- 5,712	Permokarbon Gotthardmassiv	GSF	262-300	6- 7	13-24
5,712- 7,102	Gurschengneis Gotthardmassiv	GSF	205-289	5- 7	3-21
11,837-12,666	Fibbia-Granitgneis Gotthardmassiv	GSF	248-254	7-11	5-8
13,306-16,261	Tremolaserie s.l. Gotthardmassiv	AG	317 bis über 400 (G)	1- 4	50-70

Im südlichen Teil des Tunnels enthalten verschiedene Gesteinseinheiten praktisch keine mineralführenden Zerrklüfte, deshalb ist nicht der ganze Tunnel durch Untersuchungen abgedeckt. GSF = Grünschieferfazies, AF = Amphibolitfazies. Die Homogenisation erfolgt meist in die flüssige Phase, nur in der südlichsten Gesteinseinheit in die Gasphase (G). Der Grad der alpinen Metamorphose ist von N nach S allgemein zunehmend.

Tab. 1: Mikrothermometrische Untersuchungen von fluiden Einschlüssen in Kluf Quarzen aus dem Gotthard-Straßentunnel.

	Fluide Quarzein- schlüsse		Kluftkarbonate	
	$\delta^{13}\text{C}$ CO_2 o/oo	$\delta^{13}\text{C}$ C-gesamt o/oo	$\delta^{13}\text{C}$ o/oo	$\delta^{18}\text{O}$ o/oo
Acquarossa (etwas west. Camperio) Quarzader	-2,4	-10,8	-	-
Camperio (Nr. 70) Grosse Kluft (1. Quarzgen.)	-4 bis -6,1*	-10,1	-5,5(A)	16,0(A)
Camperio (Nr. 40) Kleine Kluft (1. Quarzgen.)	-8,5	-12,3	-7,2(Cc)	12,0(Cc)
Camperio, Fensterquarzkluft 1. Quarzgeneration	-6,1	-14,1	-	-
2. Quarzgeneration (Zepter)	?	-21,8	-	-

- * -4,0 = Messung fluider Einschlüsse aus dem Kristallkern
 -6,1 = Messung fluider Einschlüsse aus dem äusseren Bereich des
 gleichen Kristalls.

A = Ankerit

Cc = Calcit

Tab. 2: Stabile Isotopen. Messungen von $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus fluiden Quarz-Einschlüssen und von Kluftkarbonaten (aus HOEFS und STALDER, 1977).

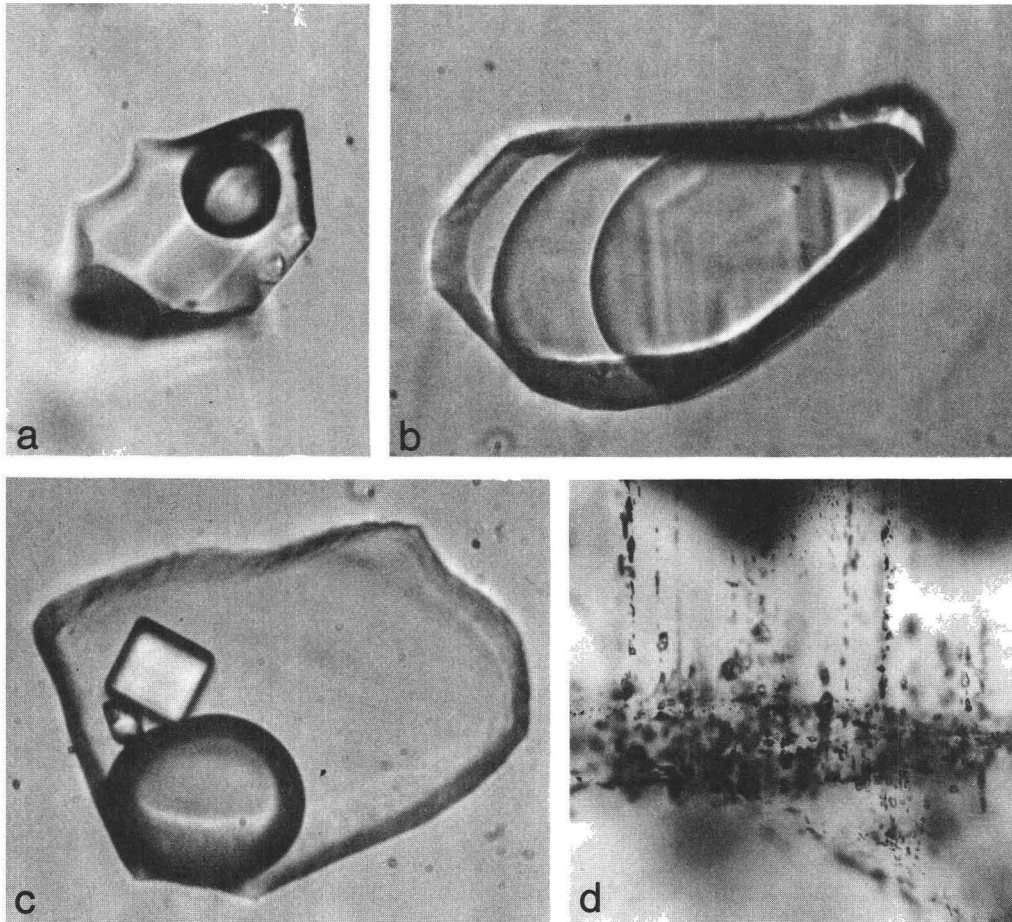


Abb. 1: Fluide Einschlüsse in Kluffquarzen aus dem Gotthardstraßentunnel, südliches Gotthardmassiv.
 (a) Zweiphasiger Einschluß mit wässriger Lösung und gasförmigem CO₂, 65 µm lang, aus steilrhomboedrischem Kristall, Fibbia-Granitgneis
 (b) Dreiphasiger Einschluß mit wässriger Lösung (ganz links), flüssigem und gasförmigem CO₂, 215 µm lang, aus steilrhomboedrischem Kristall, Tremola-Serie s.l.
 (c) Vierphasiger Einschluß mit gesättigter Salzlösung, NaCl-Kristall, unbestimmtem festem Körper und gasförmigem CO₂, 110 µm lang, aus dem gleichen Kristall wie Einschluß b.
 (d) Kleinste zweiphasige Einschlüsse mit Wasser und Gasblase, Bildbreite = 660 µm, aus "Nadelquarz". Tremola-Serie. Fotos P. Vollenweider, Naturhist. Museum Bern.

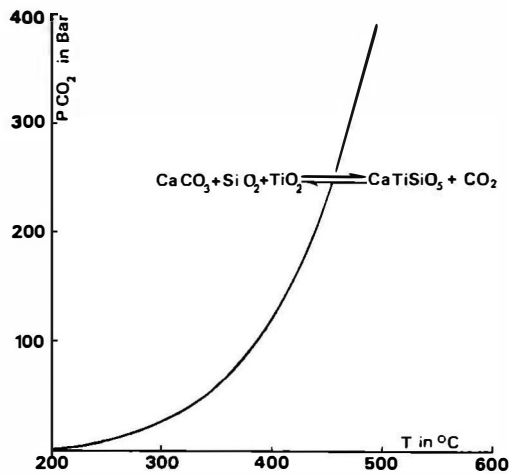


Abb. 2

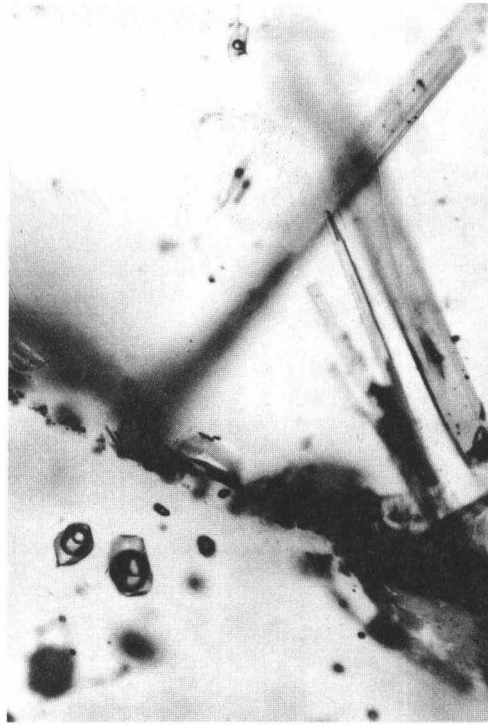


Abb. 3

Abb. 2: Titanit-Anatas-Gleichgewicht in Abhängigkeit vom CO_2 -Partialdruck und der Temperatur. Experimentell erarbeitete Kurve von SCHUILING und VINK (1967).

Abb. 3: Feste und fluide Einschlüsse in einem Quarzkristall mit alter Wachstums-oberfläche von Camperio. Unter der alten Oberfläche sind CO_2 -reiche, dreiphasige fluide Einschlüsse zu erkennen, auf der Fläche sind Turmalin-Nadeln (und nicht erkennbare Karbonate) aufgewachsen, darüber kommen nur noch zweiphasige fluide Einschlüsse vor, Bildhöhe entspricht 700 m. Foto Std.

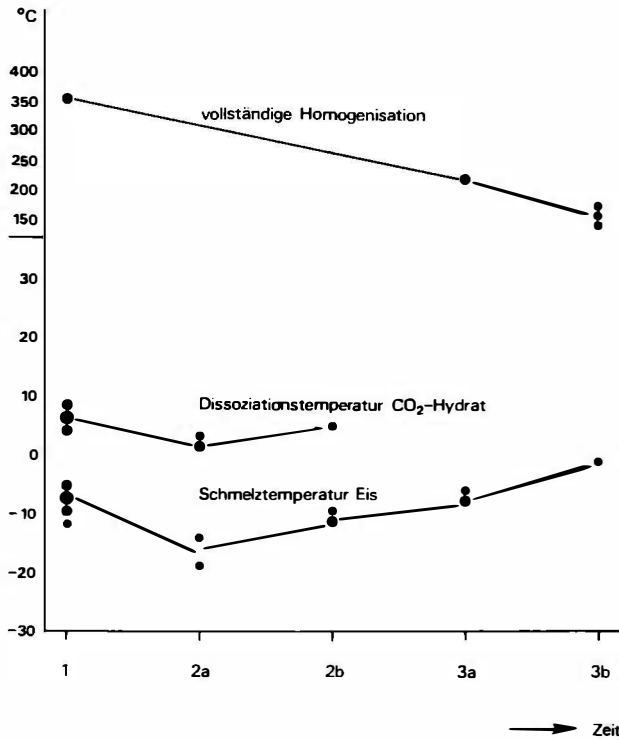


Abb. 4

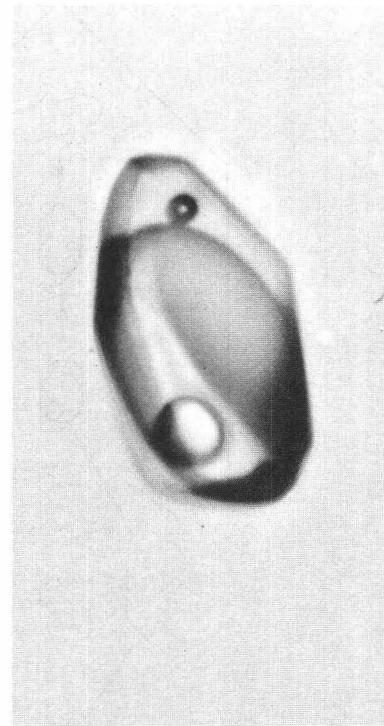


Abb. 5

Abb. 4: Resultat einiger mikrothermometrischer Untersuchungen fluider Einschlüsse in Klufthquarz-Kristallen von Camperio. Die Kurve der "vollständigen Homogenisation" ist heute durch mehr Messungen belegt.

Abb. 5: Fluider Einschluß (vom Typus Ia, 160 μm lang) in einem Klufthquarz der vererzten Zone vom Lengenbach. Foto Std.

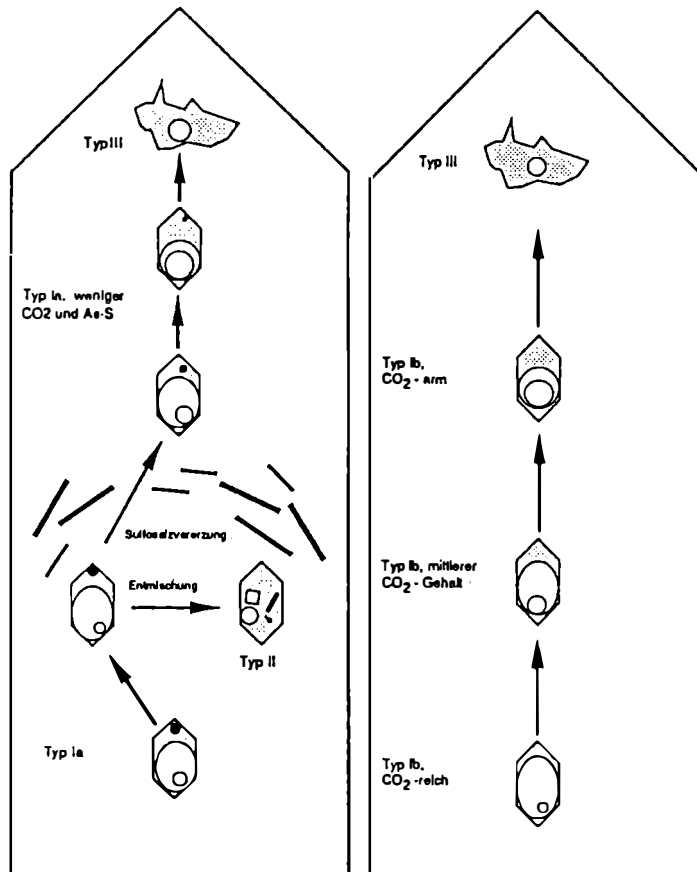


Abb. 6: Entwicklung der fluiden Einschlüsse in einem Kluftquarz der vererzten (links) und der nicht vererzten (rechts) Zone vom Lengenbach. Erklärung siehe Text. Aus HÜGI (1988).

DIE LITHIUMPEGMATITE WESTMÄHRENS UND IHRE MINERALE

von

J. Staněk ⁺⁾

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 5. Dezember 1988

Einleitung und geologische Verhältnisse

Für Westmähren sind Lithium-Pegmatite charakteristisch, 25 Vorkommen sind bekannt. Zu diesen gehören Drahonín, Rožná, Tři Studně, Dolní Rožínka, Strážek, Pikarec, Dobrá Voda, Dolní Bory, Laštovičky, Řečice, Rudolec, Bradlo, Jeclov, Puklice, Komárovice, Panská Lhota, Rychlov, Radonín, Vystrenovice, Krasonice, Vratěín, Ctidružice, Radkovice, Biskupice, Zárubice (Abb. 1). Alle genannten Lokalitäten kommen im Moldanubikum vor. Trotz großer Ähnlichkeit gibt es zwischen ihnen doch gewisse Unterschiede, z.B. in der Form und Größe der Körper, der Zonalität, der Zahl der Mineralien und ihrer Assoziationen usw. Ihre Erforschung ist vor allem von SEKANINA, STANĚK, ČECH, ČERNÝ und NĚMEC durchgeführt worden (s. BERNARD et al., 1981).

Li-Pegmatite bilden Gänge von einigen hundert Metern Länge und sind etwa einen bis einige Meter mächtig. Die größte Mächtigkeit, um 30 Meter, hat der Pegmatitkörper von Rožná, der jedoch in der Tiefe schnell auskeilt. Er ist mit einer Erstreckung von beinahe 1 km der längste Körper. Bedeutend kleiner sind die Li-Pegmatite bei Dobrá Voda, Dolní Bory, Jeclov und Radkovice. Die anderen bilden nur geringe Körper. Li-Pegmatite kommen vor allem in der Nachbarschaft von verschiedenen Gneisen, Migmatiten, Granuliten, oft zusammen mit Amphiboliten und Serpentiniten, oder in deren Nähe vor. Nur vereinzelt wurden sie in Granit- und Durbachitkörpern festgestellt (Puklice, Radonín).

Petrographische Charakteristik der Li-Pegmatite

Li-Pegmatite weisen meist einen sehr komplizierten Zonalbau auf. Sie werden von einigen Zonen oder Nestern gebildet, die sich voneinander durch ihr Gefüge und ihre Mineralisationen unterscheiden. Jede Zone, die unter bestimmten physikalisch-chemischen und thermodynamischen Bedingungen entstanden ist, entspricht einer bestimmten Entwicklungsphase des ganzen Pegmatitkörpers. An der Zusammensetzung dieser Zonen beteiligen sich vor allem gesteinsbildende Minerale - Feldspäte und Quarz, in geringeren Mengen Glimmer, Turmalin, und sehr selten auch Petalit. Die weiteren Minerale kommen akzessorisch vor. Die Gänge weisen oft einen symmetrischen Zonalbau auf, vom Rand zur Mitte sind folgende Zonen vorhanden: aplit-

+) Anschrift des Autors
 Dr. Josef Staněk
 Lehrstuhl für Mineralogie und Petrographie der J.E.Purkyně-Universität
 Kotlářská 2, Brunn - Brno, ČSSR

granitische, graphische und Kalifeldspat-Zone, ausnahmsweise Petalitzzone, im Zentrum dann der Quarzkern (bei Dobrá Voda kommen in ihm größere Amblygonitknollen vor). Immer ist hier eine Albit- und Lepidolithzone anwesend. Oft sind nicht alle Zonen vertreten. Die Zonen entstanden in der Folge wie sie angeführt sind, d.h. von aplit-granitische Zone bis zu dem Quarzkern durch allmähliche Kristallisation, die übrigen bei hydrothermalen metasomatischen Prozessen. Alle älteren Zonen einschließlich des Quarzkernes wurden von einer starken Albitisation ergriffen, manche Zonen sind nur in Relikten erhalten. Die Albitisation befiel vor allem Kalifeldspäte, durch deren Hydrolyse ein Quarz-Muskovitaggregat entstanden. In der Albitzone ist Schörl sehr häufig. Ihr Kristallisationsintervall war länger, und es entstanden in ihr auch weitere Minerale, z.B. Granat, Muskovit II, Kassiterit I und Columbit. An der Stelle des ursprünglichen Quarzkernes und der Kalifeldspatzone sind die Nester von Lepidolith-Quarzaggregaten vorhanden, die zu der metasomatischen Li-Mineralisation gehören. In ihrer Nähe entstehen in manchen Pegmatiten Drusenräume, die mit Quarz- und Elbaitekristallen sowie weiteren Mineralen aufgefüllt sind. Nur in zwei Pegmatitkörpern wurde Pollucit entdeckt, der wahrscheinlich jünger als Lepidolith ist. Zu den jüngsten Phasen gehören Adular und Cookeit, dem alpinen Typ nahestehende Minerale. Cookeit entstand durch die Umwandlung ältere Li-Mineralen.

Aus geochemischer Sicht spielten in der Entwicklung dieser Pegmatite und deren Zonen vor allem die Alkalimetalle K, Na, Li und Cs die Hauptrolle. Dabei wurde Alkalimetall einer Zone durch ein anderes Metall der nachfolgenden Zone ersetzt. Bei den am besten differenzierten Pegmatiten, welche die meiste Zahl von Zonen aufweisen, war der Austausch von Alkalimetallen in den einzelnen Zonen folgende: aplit-granitische Zone - I K; graphische und Kalifeldspatzone - II K; Petalitzzone (ev. Amblygonitknollen) - I Li; Albitzone - I Na; Lepidolithzone - II Li; Pollucitmineralisation - I Cs; Adularisation - III K.

An die Mineralisierungsphase II Li, die in diesen Pegmatiten vor allem durch Quarz-Lepidolithnester repräsentiert wird, sind Elbaite, Amblygonit-Montebrasit II, Topas, Zirkon, Nb-Ta Minerale, Kassiterit II, in Drusenräumen Quarz, Elbaite, Lepidolith, Apatit und andere Minerale gebunden.

Charakteristik der Minerale der westmährischen Li-Pegmatite

Kalifeldspäte sind durch Orthoklas und Mikroklin vertreten. Orthoklas überwiegt, Mikroklin findet man oft in der Nähe der metasomatischen Li-Mineralisationen. Beide sind perthitisch, der Gehalt der Albitkomponente schwankt zwischen 20 und 50%. Mikroklin entstand durch die Mikroklinsierung von Orthoklas. Auf einigen Lokalitäten ist auch Adular anwesend; er gehört den jüngsten Mineralen an und verdrängt ältere Minerale einschließlich Lepidolith.

Plagioklase. Die Basizität der Plagioklase nimmt gesetzmäßig von der granitischen Zone an den Kontakten zu der Mitte der Körper ab, von Ab_{85} bis Ab_{10} , bei Serpentinitt durchquerenden Pegmatiten ist Oligoklas anwesend. Albit der Albitzone verdrängt Kalifeldspäte der älteren Zonen.

Quarz ist in allen Zonen, in Drusenräumen als Bergkristall und Rauchquarz vertreten.

Biotit kommt in der granitischen Zone vor. In den Pegmatiten, die Serpentinite durchqueren ist Phlogopit vertreten.

Muskovit ist laufend in der Albitzone verbreitet, wobei er hier einerseits größere Blätter, andererseits Quarz-Muskovit-Verwachsungen bildet. Die Li₂O-Gehalte der Muskovite sind in der Regel umso höher, je mehr Lepidolith im Pegmatit vorhanden ist.

Lepidolith ist ein typisches Mineral der westmährischen Li-Pegmatite. Er fehlt hier nur selten (Řečice, Rudolec). Rožná ist seine Typlokalität; er wurde hier im Jahre 1792 von Klaproth beschrieben. Lepidolith kommt in verschiedenen Formen vor. Der älteren grobblättrigen Lepidolithe haben den niedrigsten Li-Gehalt, die jüngsten feinschuppigen den höchsten Li-Gehalt und auch den höchsten Quantitäten von Cs₂O und Rb₂O. Sie stehen dem Polyolithionit und dem Trilithionit nahe. Für den Pegmatit bei Dobrá Voda war ein Lepidolith-Quarz-Topas-Aggregat charakteristisch. Nach NĚMEC sind für Lepidolithe aus manganreicheren Pegmatiten höhere Mn-Gehalte charakteristisch, für Lepidolithe aus Pegmatiten, die mit Serpentiniten verknüpft sind, dann erhöhte MgO-Gehalte (Radkovice, Biskupice).

Zinnwaldit wurde nur selten in einigen Lokalitäten festgestellt, er bildet Säume um Granate herum (NĚMEC, 1983a).

Masutomilit, ein Mn-Analog von Zinnwaldit beschrieb NĚMEC (1983b) von der Lokalität Ctidružice.

Turmalin ist durch Schörl und Elbaite vertreten. Schörl kommt in der aplit-granitischen Zone und vor allem in der Albit-Zone vor; seltener treten in letzterer Indigolith und Verdelit I auf. Mit Lepidolithnestern sind dann farbige Elbaite, vor allem Rubellit verbunden. In den Drusenräumen kommen zonar gefärbte Elbaite, in Dobra Voda wunderschöne "Mohrenköpfe" vor. Im Pegmatit bei Řečice, wo Lepidolith fehlt, ist Rubellit so reichlich verbreitet, daß er beinahe den ganzen, wenig differenzierten Pegmatit rubellitisiert (STANĚK und POVONDRA, 1987). Elbaite beinhalten eine schwankende Menge von Tsilaisit-, Al-Buergerit- und Liddicoatit-Komponenten. Ihr Chemismus ist ein Ausdruck der geochemischen Spezialisierung der einzelnen Mutterfluide und wurde auch bis zu einem gewissen Grad durch den Charakter der Nebengesteine beeinflusst (POVONDRA, ČECH und STANĚK, 1985).

Granat ist vor allem in solchen Pegmatiten anwesend, in denen es relativ wenig Li-Minerales gibt. Er wird durch Spessartin-Almandin, manchmal durch beinahe reinen Spessartin vertreten. Er ist mit der Albitzone verbunden, die reich an Muskovit ist.

Petalit wurde bei Jeclov festgestellt. Er ist meistens beinahe komplett in ein Quarz-Spodumen-Aggregat umgewandelt. Einzig diese Aggregate finden wir noch in zwei Pegmatiten (Dobrá Voda, Panská Lhota), in denen er höchstwahrscheinlich auch durch die Umwandlung des Petalits entstanden ist.

Amblygonit-Montebrazit ist in fast allen westmährischen Li-Pegmatiten vertreten, in Dobrá Voda in drei Generationen; Amblygonit I im Blockquarz (I Li-Phase), Amblygonit II und II in Lepidolithnestern (II Li-Phase). Er wird in Montmorillonit und Halloysit umgewandelt.

Spodumen wurde nur in Quarz-Spodumenaggregaten festgestellt; er ist fast dicht, feinkörnig, seltener faserig.

Pollucit ist nur von zwei Pegmatiten bekannt (Puklice, Jeclov). Er ist jünger als der Lepidolith.

Kassiterit wurde in fast allen Vorkommen festgestellt. Er kommt oft in zwei, selten in drei Generationen vor. Der älteste Kassiterit I ist immer an die Albitzone gebunden. Er bildet darin sogar einige Zentimeter große Kristalle. Häufig ist der Kassiterit II im Lepidolith, wo er 1-3 mm große schwarze Körner bildet. Kassiterit III wurde in farblosen, 0,5 mm großen dipyramidalen Kristallen im Cookeit bei Dobrá Voda gefunden. In Ctidružice wurde er als Holzzinn festgestellt.

Topas ist ein übliches Mineral der westmährischen Li-Pegmatite. Er kommt meist zusammen mit dem feinschuppigen Lepidolith vor, in dem er Körner oder Kristalle bildet. Manchmal wird er vom Lepidolith verdrängt. Er wurde auch in freien, stark korrodierten Kristallen in Drusenräumen gefunden (Laštovičky).

Zirkon bildet 1 bis 5 mm große dipyramidale, bräunliche, metamikt umgewandelte Kristalle im Lepidolith oder Albit.

Beryll ist relativ selten. Er bildet weiße Kristalle oder Körner im Albit in der Nähe von Li-Mineralen. Durch seine Umwandlung entstanden sekundäre Be-Mineralen: Bertrandit, Bavenoit und Milarit. Die Entstehung weiterer Be-Mineralen - Hambergit (Ctidružice) und Herderit (Rožná)-ist nicht ganz klar.

Nb-Ta-Mineralen sind für diese Pegmatite charakteristisch. Üblich ist der Columbit, selten der Manganocolumbit, Nb-Rutil, Wodginit. In Dobrá Voda wurden Columbit, Stibiotantalit, Mikrolith, Manganotantalit, Tantalit, bei Laštovičky Columbit, Stibiotantalit, Stibiomikrolith und Tapiolit festgestellt.

Apatit ist in blaugrünen Körnern in der Albitzone, in violetten und weißen Kristallen in Drusenräumen anwesend.

Fe-Mn-Phosphate sind in diesen Pegmatiten selten. Aus Krasonice sind Triphylin, Ferrisicklerit und Heterosit, aus Rožná und Zárubice Triplit bekannt. Von den weiteren seltenen Phosphaten wurden Lacroixit (Jeclov, Rožná), Brasilianit (Dolní Bory, Rožná), Goyazit-Gorceixit (Dolní Bory) und Monazit festgestellt.

Zu den seltenen Mineralen gehören Löllingit und Pyrit. Durch Umwandlung des ersteren entstanden Pharmakosiderit und Skorodit; der ihnen nahestehende Arseniosiderit kristallisierte eher aus hydrothermalen Fluiden.

Adular, der jüngste Kalifeldspat, findet man auf einzelnen Lokalitäten. Ein charakteristisches Mineral für manche von ihnen ist Cookeit, für Rožná Hydromuskovit.

Vereinzelt kommen in diesen Pegmatiten Zeolithe (Heulandit, Stilbit, Laumontit), Fluorit, Hämatit, Chalcedon, Opal, Ilmenit, Titanit, Andalusit, Cordierit und Dumortierit vor. Eine Rarität ist der Stokesit aus Ctidružice. Durch die Umwandlung älterer Minerale entstanden Kaolinit, Montmorillonit, Halloysit und Chlorit.

Am reichsten an Mineralen sind meist die größten und gut differenzierten Pegmatitkörper, welche die meisten Zonen aufweisen; am wenigsten die kleinen, undeutlich zonal ausgebildeten Körper.

Herkunft der westmährischen Li-Pegmatite

Die Zugehörigkeit dieser Pegmatite zu einem bestimmten Massiv ist bis jetzt nicht zufriedenstellend geklärt. Die meisten Autoren geben sie in genetischen Zusammenhang mit dem Třebíč-Granosyenitmassiv, und das vor allem deshalb, weil sie um ihn herum eine gewisse Aureole bilden. Dieses Massiv, obwohl groß im Ausmaß, ist erstaunlich eintönig ausgebildet. An solche Massive binden sich Pegmatite üblicherweise nicht. In der Nähe der westmährischen Pegmatite kommen oft kleine Aplit- oder Alogranitstöcke vor. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Pegmatite gerade an sie oder ähnliche verborgene Vorkommen gebunden sind. Es ist wohlbekannt, daß sich die Pegmatite genetisch vor allem an kleine Intrusivmassive oder Körper binden.

Literatur

BERNARD, J.H. et al (1981): Mineralogie Československa. Praha.

NĚMEC, D. (1983a): Zinnwaldit in moldanubischen Lithium-Pegmatiten. Chemie d. Erde 42, 197-204,

NĚMEC, D. (1983b): Masutomilite in lithium pegmatites of West-Moravia, Czechoslovakia. N.Jb.Mineral.Mh. Jg.1983, 537-540.

POVONDRA, P., ČECH, F., STANĚK, J. (1985): Crystal chemistry of elbaïtes from some lithium pegmatites of the Czech Massif. Acta Univ.Carol., Geol. 1, 1-24.

STANEK, J., POVONDRA, P. (1987): Elbaïtes from Řečice, Western Moravia. Acta Mus.Moraviae, Sci.nat. 72, 35-72.

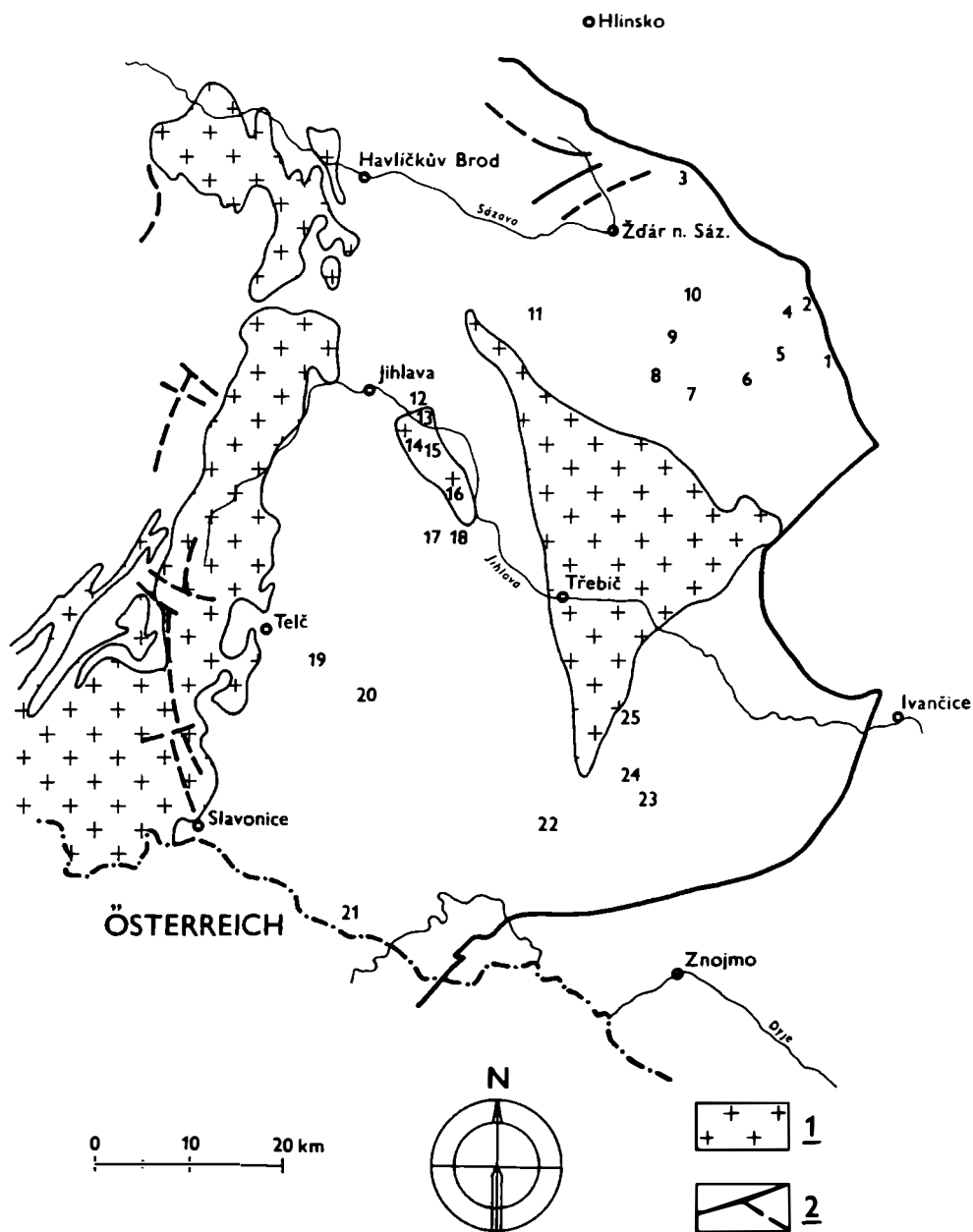


Abb. 1: Li-Pegmatite im Moldanubikum Westmährens (Orig.Staněk)
1 hercynische Plutonite, **2** Brüche
 1 Drahonín, 2 Rožná, 3 Tři Studně, 4 Dolní Rožínka, 5 Strážek, 6 Pikarec,
 7 Dobrá Voda, 8 Dolní Bory, 9 Laštovičky, 10 Řečice, 11 Rudolec, 12
 Bradlo, 13 Jeclov, 14 Puklice, 15 Komárovice, 16 Panská Lhota, 17
 Rychlov, 18 Radonín, 19 Vystřenovice, 20 Krasonice, 21 Vratěín, 22
 Ctidružice, 23 Radkovice, 24 Biskupice, 25 Zárubice.

TEKTONIK UND METALLOGENIE ANTARKTIKAS

von

W. Weber ⁺⁾

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 3. Oktober 1988

Wissenschaftler der Deutschen Demokratischen Republik arbeiten seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957 in der Antarktis. Forschungsschwerpunkte sind Meteorologie, Glaziologie, Geochemie, Geologie, Geophysik und Biologie. Die Arbeiten erfolgen kooperativ mit Forschungseinrichtungen der UdSSR im Rahmen Sowjetischer Antarktisexpeditionen und in selbständigen Forschungsprogrammen der DDR. Die DDR betreibt die Antarktisstation "Georg Forster" auf der Schirmacher - Oase im Dronning Maud Land. Der Autor nahm an der 25. und an der 29. Sowjetischen Antarktisexpedition 1979/80 und 1983/84 in der Zentralantarktis und auf der Antarktischen Halbinsel teil.

Die tektonische Großgliederung Antarktikas widerspiegelt sich deutlich in der Morphologie (ZNACKO-JAVORSKIJ, 1977) und in der Krustenmächtigkeit des Kontinents (KADMINA et al., 1983; GROUSHINSKY & SAZHINA 1982 a, b). Ostantarktika hat ein bis auf junge Riftstrukturen ausgeglichenes Relief, Krustenmächtigkeiten um 40 bis 45 km, regional jedoch über 65 km und seit dem höheren Proterozoikum kratonalen Charakter. Westantarktika zeichnet sich durch ein bewegtes Relief, Krustenmächtigkeiten um 30 bis 35 km und hohe Mobilität von Strukturblöcken (Mikroplatten) aus. Interpretationen zum Strukturbaue des Kontinents geben CRADDOCK (1972), ELLIOT (1975), RAVIC & GRIKUROV (1976 a,b), GRIKUROV (1978, 1980, 1982) und WEBER & HOFMANN (1984).

Der Ostantarktische Kraton besteht aus drei großen Krustensegmenten: dem zentralen, dem östlichen und dem westlichen Geoblock. Diese Geoblocke können in weitere Strukturblöcke gegliedert werden (Abb. 1). Der zentrale Geoblock (1.1) des Ostantarktischen Kratons ist durch archaische Krustenmobilität und durch proterozoische ensialische Geosynklinalen und Orogenzonen charakterisiert. Er hat nachpräkambrisch Schildcharakter. Strukturblöcke mit besonderer Krustenverdickung sind der Enderby Land-Block (1.1.1), der Dronning Maud Land-Block (1.1.2) und der Prince Charlés Mountains-Block (1.1.3) sowie die subglazialen Gory Gamburcev- (1.1.5) und Gory Jushnye-Blöcke (1.1.4). Der östliche Geoblock (1.2) hat nach der archaisch-unterproterozoischen Geosynklinal- und Orogenentwicklung während des höheren Präkambriums Schild-, im Paläozoikum Tafelcharakter. Seit dem Mesozoikum werden Tafelsenken ausgestaltet. Als Blöcke differenzierter Mobilität sind der Vestfold-Block (1.2.1) und

+) Anschrift des Verfassers
 Doz. Dr. sc. Wolfgang Weber
 Bergakademie Freiberg
 Gustav-Zeuner-Straße 12, Freiberg, DDR-9200.

die Wilkes Land- (1.2.2) und Victoria Land-Blöcke (1.2.3) zu unterscheiden. Der westliche Geoblock (1.3) ist ab mittlerem Proterozoikum kratonisiert und hat im höheren Präkambrium und im Phanerozoikum Tafelcharakter, erst seit dem späten Känozoikum Hebungstendenz. Morphologisch auffällige Krustenblöcke sind die Maudheim- (1.3.1), Shackleton Range- (1.3.2) und Thiel Mountains-Blöcke (1.3.3).

Im Blockfeld Westantarktikas sind die jungproterozoisch-altpaläozoische Mobilzone der Transantarctic Mountains, die jungproterozoisch-altpaläozoischen Mobilzonen der Pensacola und Ellsworth Mountains, die paläozoisch-mesozoische randpazifische Mobilzone sowie junge Sedimentbecken auszuhalten (Abb. 2).

Die Strukturblöcke der Transantarctic Mountains (2) werden von einem eingeebneten, rumpfartigen, an der Wende Jungproterozoikum/Altpaläozoikum gefalteten Fundament und einer überlagernden mittelpaläozoisch-mesozoischen Plattformfolge aufgebaut. In die nördlichen (2.2) und südlichen Strukturblöcke (2.1) sind ältere, dem Kristallin des Ostantarktischen Kratons ähnliche Kerne einbezogen. Im Admiralty Mountains-Block (2.3) fehlt altes Kristallin.

Der Pensacola Mountains-Block (3.1) wird von einem spätriphäisch gefalteten Eugeosynklinalstockwerk, einem kambro-ordovizischen Miogeosynklinal- bis Molassestockwerk und einer im Frühmesozoikum bruchgefalteten Tafeldeckgebirgsfolge aufgebaut. Jurassischer Krustenaufbruch führt zur Intrusion eines geschichteten Ultrabasil-/Basit-Komplexes.

Der Ellsworth Mountains-Block (3.2) besteht aus proterozoischem kristallinen Fundament und einem intensiv gefalteten riphäisch-frühmesozoischen Aulakogenkomplex. Er wird postjurassisch in seine heutige Lage verdriftet.

Die Blöcke der randpazifischen Mobilzone werden von überprägten Altbaueinheiten, mehrfach gefalteten paläozoisch-mesozoischen Geosynklinal-/Orogenstockwerken und meso-känozoischem Tafeldeckgebirge aufgebaut (Abb. 3). Diese Mikroplatten werden ebenfalls postjurassisch verdriftet. Nach dem jetzigen Kenntnisstand sind der Marie Byrd Land-Block (4.1), der Thurston Island/Eights Coast-Block (4.2) und der Antarctic Peninsula-Block (4.3) abzugrenzen.

Mit den spätmesozoisch-känozoischen Blockverschiebungen in der Westantarktis und dem Gondwana-Zerfall entstehen die heutigen Konturen und Strukturen des Wedell Sea-Beckens (5.1), der Marie Byrd-Senke (5.2) und des Ross Sea-Beckens (5.3) (Abb. 4).

Kulminationen tektonischer, metamorpher und magmatischer Aktivitäten der Krustenevolution Antarktikas liegen etwa bei 4,0 Ga (Napier-), ? 3,5 Ga (Rayner-), 3,0 Ga (Humboldt-), 2,6 Ga (Insel-), 1,9 Ga (Nimrod-), 1,7 Ga (Früh-Ruker-), 1,0 Ga (Spät-Ruker-), 0,65 Ga (Früh-Ross-), 480 Ma (Spät-Ross-), 325 Ma (Früh-Anden-) und 20 Ma (Spät-Anden-Ereignisse). Diese Ereignisse sind weitgehend synchron zu denen auf den anderen Südkontinenten.

Die Ergebnisse 30-jähriger international abgestimmter geowissenschaftlicher Grundlagenforschung auf dem Südpolarkontinent sowie Extrapolationen von den anderen Südkontinenten auf Antarktika erlauben eine grobe metallogenetische Bewertung des "weißen Kontinents" (WEBER, 1987b).

In der metallogenetischen Evolution Antarktikas sind eine archaische, eine proterozoische (ca. 2,6-0,8 Ga) und eine spätriphäisch-phanerozoische Hauptepoche auszugliedern. Diese sind weiter in Epochen und Subepochen zu unterteilen. Ihnen entsprechen bestimmte tektonische Entwicklungen und Strukturtypen mit charakteristischen endogenen und exogenen lithologischen Formationen und metallogenetischen Abfolgen in begrenzten regionalen Einheiten (metallogenetische Superprovinzen, Provinzen, Subprovinzen, siehe Abb. 5 bis 8).

Die Ergebnisse sind noch weitgehend hypothetisch, werden aber in vielen Fällen durch zufällige Funde mineralischer Rohstoffe gestützt (ROWLEY et al. 1983; WEBER, 1987a). Sie bilden die Grundlage für gezielte weitere Untersuchungen. Nach der metallogenetischen Bewertung der Strukturblöcke des antarktischen Kontinents können folgende Gebiete als besonders geeignet für Prognose- und Sucharbeiten auf folgende feste mineralische Rohstoffe gelten:

Dronning Maud Land-Block

- intramagmatische Titanerze in frühproterozoischer Anorthositprovinz
- Quarz-Feldspat-Glimmer- und Edelstein-Pegmatite, SEE-Nb-Ta-, Sn-, F-Ba-Mineralisation und Kimberlit-Pipes in Provinzen mehrfacher proterozoisch-phanerozoischer tektono-magmatischer Aktivierung

Prince Charles Mountains-Block

- gebänderte metamorphosierte Fe-Erzformation des Algoma-Typs in proterozoischen Mobilzonen
- schichtgebundene, metamorphosierte Pb-Zn-Ag- und Cu-Konzentrationen in proterozoischen Trögen (Riftzonen)
- Quarz-Feldspat-Glimmer- und Edelstein-Pegmatite, SEE-Nb-Ta, Sn-, F-Ba-Mineralisationen und Kimberlit-Pipes in Provinzen mehrfacher proterozoisch-phanerozoischer tektono-magmatischer Aktivierung
- Kohlen in paläozoischen Tafelsenken
- Kohlenwasserstoffe in mesozoisch-känozoischer intrakontinentaler Riftzone (failed rift) und auf dem Schelf (Olaf Prydz bukta/Amerý shelf)

Maudheim-Block (westliches Dronning Maud Land)

- hypothetische Au-U-Paläoseifen in unterproterozoischer Tafeldeckgebirgprovinz
- hypothetische metamorphosierte, gebänderte Fe-Erzformation des Superior-Typs in vermuteter unterproterozoischer Tafelsenke
- intramagmatische Cu-Ni-(Pt-) Konzentrationen in proterozoisch-phanerozoischen Plattformmagmatiten

North und South Victoria Land-Block, Admiralty-Block der Trans-antarctic Mountains

- Sn-W-, F-, U- und porphyry Cu-Mo-Mineralisationen in spätri-phäisch-paläozoischer Orogen-(magmatic arc) Provinz
- Kohlenlager und Sn-Seifen in paläozoischer Tafeldeckgebirgsprovinz

Dufek-Massiv der Pensacola Mountains

- intramagmatische Schwermetallkonzentrationen in geschichteter Ultrabasit-

Basit-Riesenintrusion einer jurassischen Dreispaltenstruktur

Antarctic Peninsula-Block mit South Shetland Islands

- Fe-Cu-, Cr- und porphyry Cu-Fe-Au-Mo-Mineralisationen in metallogenetischen Subprovinzen eines meso-känozoischen konvergenten Plattenrandes

Weddell Sea Basin/Ross Sea Basin

- Kohlenwasserstoff-Provinz in mächtigen meso-känozoischen Rift- und Schelfsedimenten

Für weitergehende Aussagen sind verdichtende regionale metallogenetische Analysen notwendig.

Literatur

- CRADDOCK, C. (1972): Antarctic tectonics. - Antarctic Geol., Geophys., Oslo, 449-455.
- ELLIOT, D.H. (1975): Tectonics of Antarctica - a review. - Amer. J. Sci. 275-A, 45-106.
- GRIKUROV, G.E. (1978): Tektoničeskaja karta Antarktity, masstaba 1:10 000 000. Leningrad: Naucno-issled. Inst. Geol. Arktiki i Antarktiki, 1978.
- GRIKUROV, G.E. (1980): Ob'jasnitel'naja zapiska k tektoničeskoj karte Antarktity. masstaba 1:10 000 000. Leningrad: Naucno-issled. Inst. Geol. Arktiki i Antarktiki, 1980.
- GRIKUROV, G.E. (1982): Structure of Antarctica and outline of its evolution. - In: CRADDOCK, C. (Hrsg.): Antarctic Geoscience. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982, pp. 791-804.
- GROUSHINSKY, N.P., SAZHINA, N.B. (1982 a): Some features of Antarctic crustal structure. - In: CRADDOCK, C. (Hrsg.): Antarctic geoscience. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982. pp. 907-911 (1982a).
- GROUSHINSKY, N.P., SAZHINA, N.B. (1982 b): - Gravitational field of Antarctica. - In: CRADDOCK, C. (Hrsg.): Antarctic geoscience. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982. S. 913-917 (1982 b).
- KADMINA, I.N., KURININ, R.G., MASOLOV, V.N., GRIKUROV, G.E. (1983): Antarctic crustal structure from geophysical evidence, a review. - In: OLIVER, R. L.; JAMES, P. R.; JAGO, J. B. (Hrsg.): Antarctic Earth Science. Canberra: Austral. Acad. Sci. 1983. S. 498-502.
- RAVIC, M.G., GRIKUROV, G.E. (1976a): Geologičeskaja karta Antarktity, masstaba 1:5 000 000. Leningrad: Naucno-issled. Inst. Geol. Arktiki i Antarktiki 1976
- RAVIC, M.G., GRIKUROV, G.E. (1976b): Ob'jasnitel'naja zapiska k geologičeskoj karte antarktity, masstaba 1:5 000 000. Leningrad: Naucno-issled. Inst. Geol. Arktiki i Antarktiki, 1976.
- ROWLEY, P.D., FORD, A.D., WILLIAMS, P.L., PRIDE, D.E. (1983): Metallogenic provinces of Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R., JAGO, J.B. (Hrsg.): Antarctic Earth Science. Canberra: Austral. Acad. Sci. 1983. S. 114-119.
- WEBER, W. (1987 a): Feste mineralische Rohstoffe, Kohle und Erdöl/Erdgas in der Antarktis. - Z. geol. Wiss., Berlin 15, 49-58.
- WEBER, W. (1987 b): Geotektonische und minerogenetische Epochen und Einheiten Antarktiskas. - Freiburger Forsch.-H. R. C 418, Leipzig, 1987.
- WEBER, W., HOFMANN, J. (1977): Zur Tektonik und Minerogenie Antarktiskas. - Z. geol. Wiss., Berlin 12, 585-601.
- ZNACKO-JAVORSKIJ, G.A. (1977): Reliev Antarktity. Antartika, Moskva 16, S. 46-53 (russ.).

Abkürzungen

AB	- Admiralty Block	LC	- Lassiter Coast
AI	- Alexander I. Island	LHB	- Lützow Holm bukta
AP	- Antarctic Peninsula	M	- Station Molod'oznaja
AR	- Abbott Rift	MB	- Maudheim Block
BG	- Beardmore Glacier	NVL	- North Victoria Land
BH	- Bunger Hills	OR	- Ohio Range
BL	- Beaver Lake	PCM	- Prince Charles Mountains (s - südliche)
BM	- Bowers Mountains (Bowers Trough)	PH	- Pirrit Hills
BYG	- Byrd Glacier	PM	- Pensacola Mountains
DM	- Dufek-Massiv	PN	- Pagano Nunataks
DML	- Dronning Maud Land	RC	- Ruppert Coast
DMF	- Dronning Mauds Fjell	SFZ	- Shackleton Fracture Zone
EI	- Elephant Island	SG	- Scott Glacier
EL	- Enderby Land	SH	- Snow Hills
EM	- Ellsworth Mountains	SOI	- South Orkney Islands
FIS	- Flichner Rift	SO	- Sor Rondane
FR	- Ford Ranges	SR	- Shackleton Range
GH	- Granite Harbour	SVL	- South Victoria Land
GR	- George VI Sund Rift	TH	- Thiel Mountains
HC	- Hobbs Coast	THM	- Theron Mountains
HB	- Horn Bluff	TI	- Thurston Island
HFZ	- Hero Fracture Zone	TM	- Transantarctic Mountains
KRB	- Kraulberge	VL	- Victoria Land
KB	- Kottasberge	VLB	- Victoria Land Basin/-Block
KV	- Kirwan Escarpment (Kirvanveggen)	WL	- Wilkes Land
		WM	- Whitmore Mountains

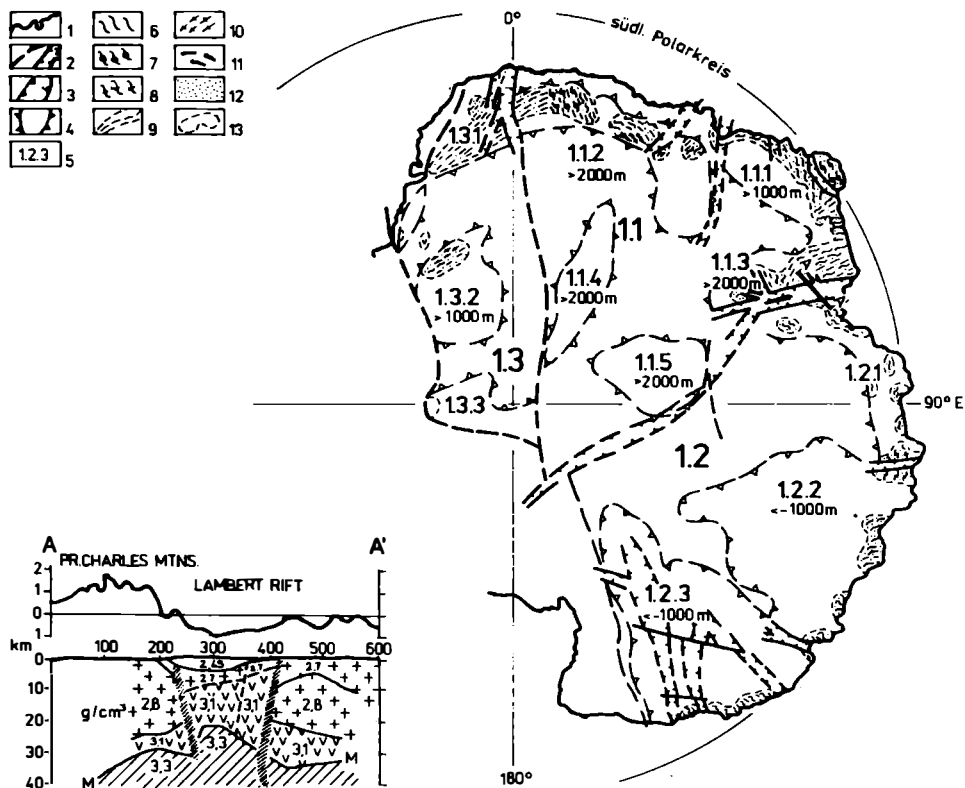


Abb. 1: Tektonische Einheiten des Ostantarktischen Kratons

1 - Küstenlinie (Eis/Land-Meer); 2 - Blockgrenzen, Bruchstörungen, Grabenstrukturen; 3 - Meso-/känozoisch absinkende Krustenabschnitte mit Relieftiefe; 4 - Meso-/känozoisch aufsteigende Krustenabschnitte mit Reliefhöhe; 5 - Nummern der Strukturblöcke (s. Text); 6 bis 12 - Metamorphe Fazies: 6 - Granulitfazies; 7 - Granulitfazies, t-betont; 8 - Granulitfazies, p-betont; 9 - Amphibolitfazies; 10 - Amphibolitfazies, p-betont; 11 - Grünschieferfazies; 12 - Thermische Überprägung um ca. 500 Ma; 13 - Aufschlußgebiete.

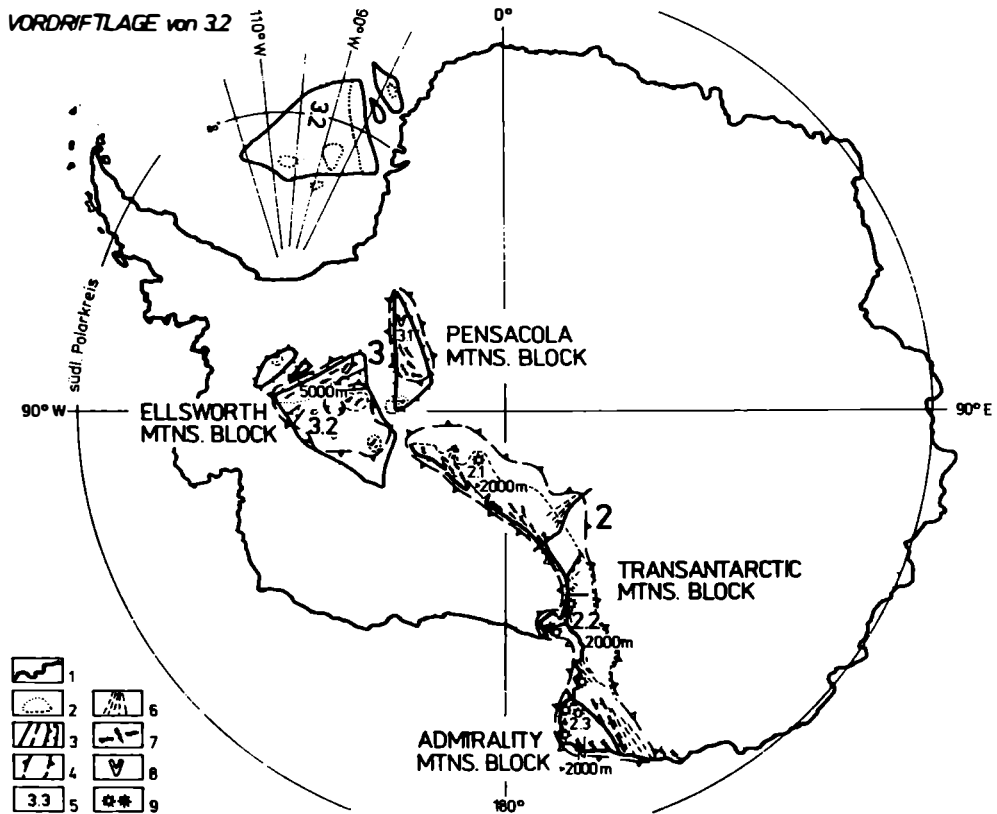


Abb. 2: Tektonische Einheiten der jungproterozoisch-paläozoischen Mobilzone der Transantarctic Mountains und der jungproterozoisch-frühmesozoischen Mobilzone der Pensacola und Ellsworth Mountains.

1 - Küstenlinie (Eis/Land-Meer); 2 - Aufschlußgebiete (stark extrapollert); 3 - Blockgrenzen, Bruchstörungen, Grabenstrukturen; 4 - Meso-/känozoisch aufsteigende Massive mit Reliefhöhe; 5 - Nummern der Strukturblöcke; 6 bis 7 - Metamorphe Fazies: 6 - Amphibolitfazies; 7 - Grünschieferfazies; 8 - Basit-/Ultrabasitmassiv der Dufek Mountains/Forrestal Range; 9 - Vulkane(rezent inaktiv/aktiv).

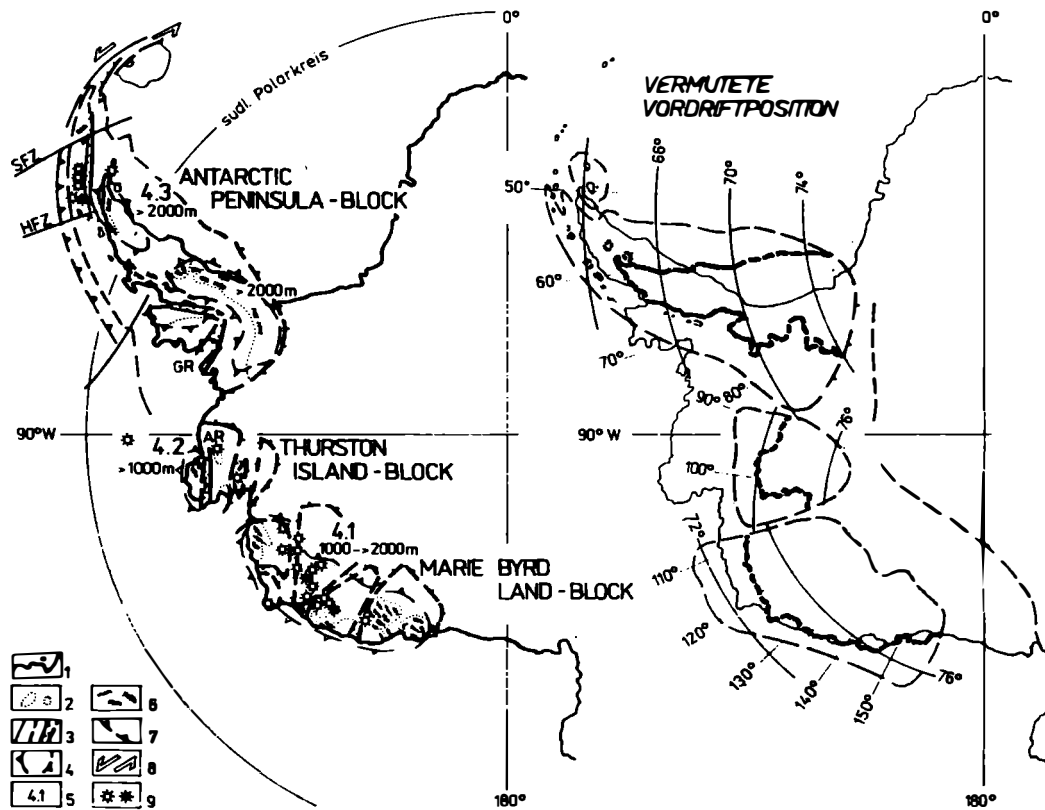


Abb. 3: Tektonische Einheiten der paläozoisch-/meso-/känozoischen Mobilzone Westantarktiks.

1 - Küstenlinie (Eis/Land-Meer); 2 - Aufschlußgebiete (stark ex-trapoliert); 3 - Blockgrenzen, Bruchstörungen; 4 - Meso-/känozoisch aufsteigende Massive mit Reliefföhe; 5 - Nummern der Strukturblöcke; 6 - Grünschieferfazies; 7 - Subduktionszone (rezent inaktiv); 8 - Transform-Störung; 9 - Vulkane (rezent inaktiv/aktiv).

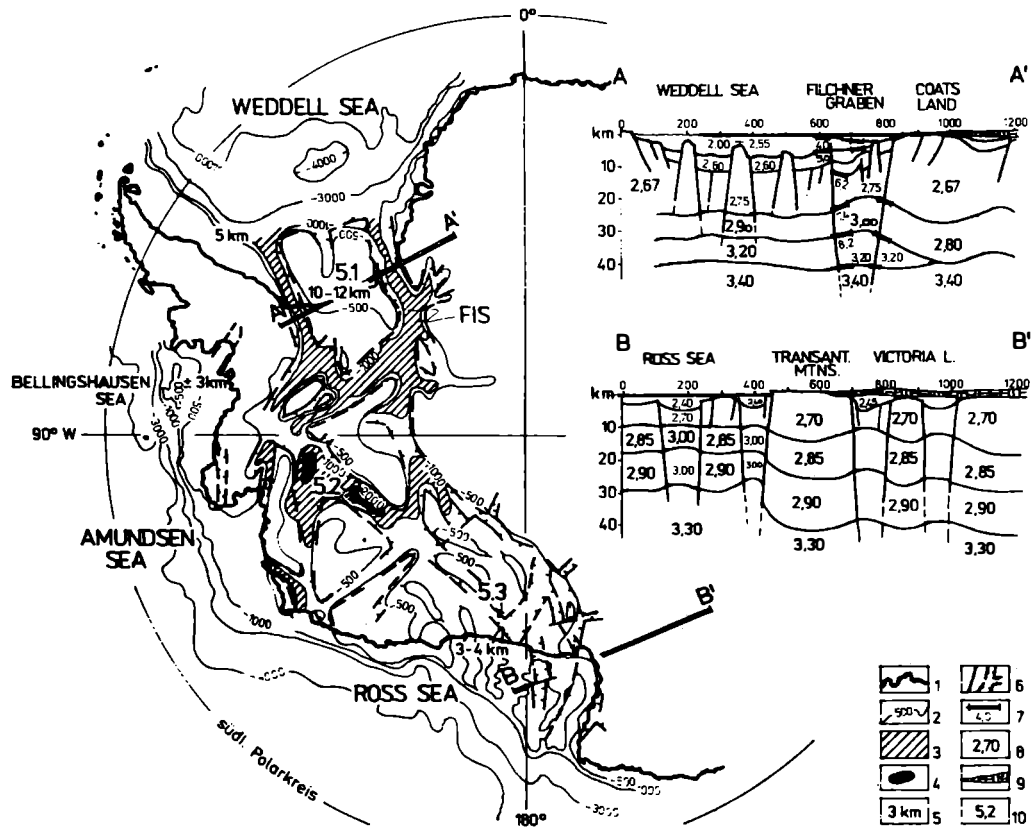


Abb. 4: Tektonische Einheiten der meso-/känozoische Becken Westantarktikas.
 1 - Küstenlinie (Eis/Land-Meer); 2 - Isohypsen; 3 - Relieftiefe unter 1 000 m in Graben- (Rift-) Strukturen; 4 - Relieftiefe unter 2 000 m in Graben- (Rift-) Strukturen; 5 - Mächtigkeit der Beckenablagerungen; 6 - Blockgrenzen, Bruchstörungen; 7 - V-Grenzflächen der TSS (Profil); 8 - "Modell"-Dichten in g/cm^3 (Profil); 9 - Inlandeis (Profil); 10 - Nummern der Strukturblöcke.

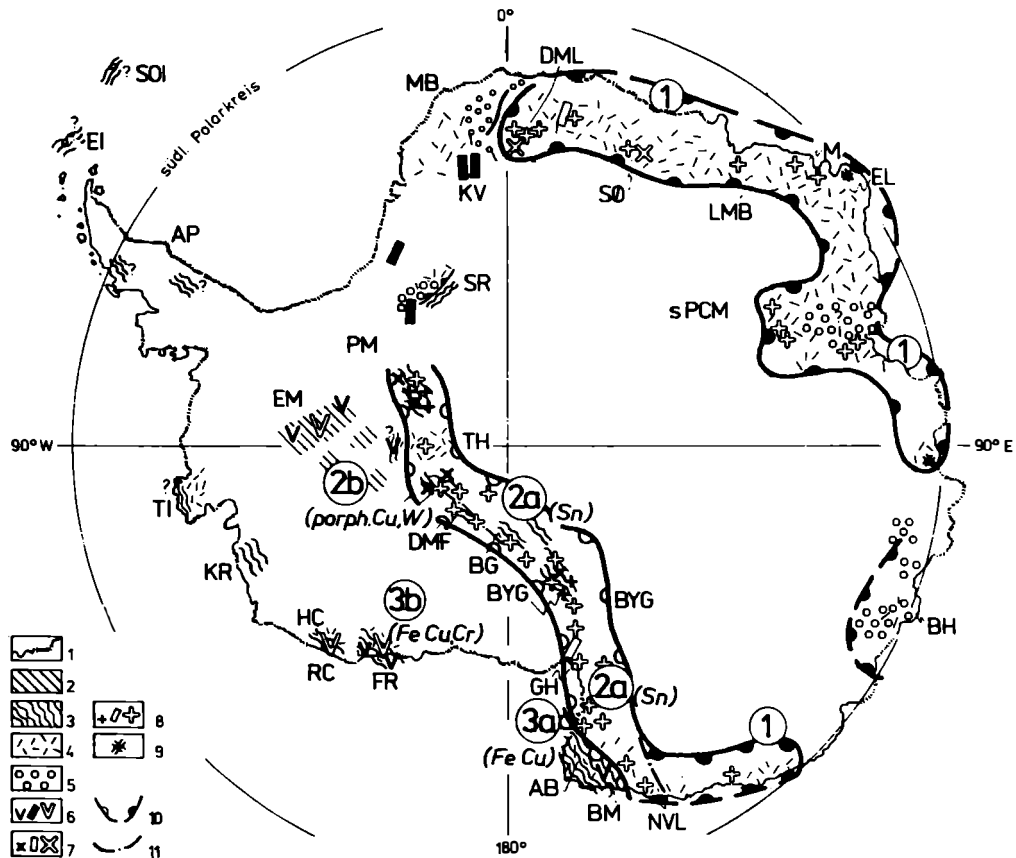


Abb. 5: Spätriphäisch-frühpaläozoische metallogenetische Epoche (ca. 0,6-0,45 Ga).
 1 - Küstenlinie (Eis/Land-See); 2 - Geosynklinalentwicklung (i.w.S.); 3 - Orogenentwicklung (i.w.S.); 4 - Metamorphose; 5 - Klastische Sedimente (Molasse, Tafel, Tafelsenke, Rift); 6 - Basische und ultrabasische Magmatite (effusiv, gangförmig intrusiv); 7 - Intermediäre Magmatite; 8 - Saure Magmatite; 9 - Charnockite; 10 - Metallogenetische Provinz; 11 - Abgrenzung von Subprovinzen. (1) - Quarz-Feldspat-Glimmer-Pegmatit-Provinz mit hypothetischen W-Sn-Beryll- und Nb-Ta- und SEE-Vererzungen in Gebieten mehrfacher präkambrischer und besonders spätriphäisch-frühpaläozoischer Aktivierung; (2) - magmatic arc-Provinz (Orogenese mit syn- bis postdeformativem Magmatismus) und mit hypothetischen porphyry Cu-polymetallischen - sowie Scheelit-Skarn-Vererzungen (2a) und Sn-W-Mineralisationen (2a, 2b); (3) -fore arc-Provinz (Geosynklinal- und Orogenzone) mit hypothetischen allochthonen submarin-hydrothermalen Fe-Cu- (3a) und Intramagmatischen Cr-An-reicherungen (3b).

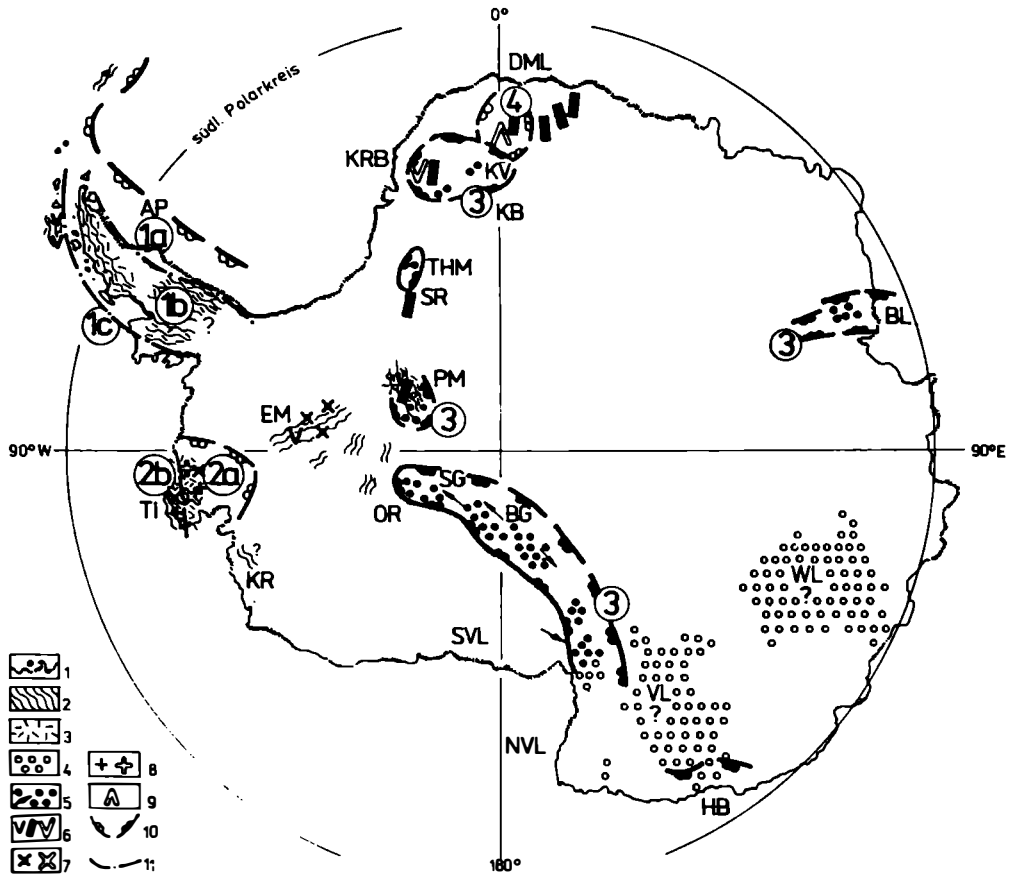


Abb. 6: Paläozoisch-frühmesozoische metallogenetische Epoche (ca. 300 bis 190 Ma).
 1 - Küsteninle (Land/Eis-See); 2 - Geosynklinal- und Orogenentwicklung (l.w.S.); 3 - Metamorphose; 4 - Klastische Sedimente (Molasse, Tafel, Tafelsenke, Rift); 5 - Kohlenführende Sedimente mit Schüttungsrichtung; 6 - Basische Magmatite (effusiv, gangförmig, Intrusiv); 7 - Intermediäre Magmatite; 8 - Saure Magmatite; 9 - Alkallmagmatite; 10 - Metallogenetische Provinz; 11 - Subprovinz (1) - Aktiver Plattenrand des Antarctic Peninsula-Blockes; (1a) - hypothetische magmatic arc-Provinz; (1c) - Subduktionskomplex (mit hypothetischen Mineralisationsen); (2) - Aktiver Plattenrand des Thurston Island-Blockes; (2a) - magmatic arc-Provinz; (2b) fore arc-Provinz (mit hypothetischen Mineralisationsen); (3) - Permokarbone Tafeldeckgebirge mit Kohlenflözen; (4) - Spätriphäisch-frühmesozoische Plattformaktivierung mit an alkalische Differentiate gebundene Mineralisationsen, u. a. von SEE, F, U, Erz- und Edelsteinpegmatiten.

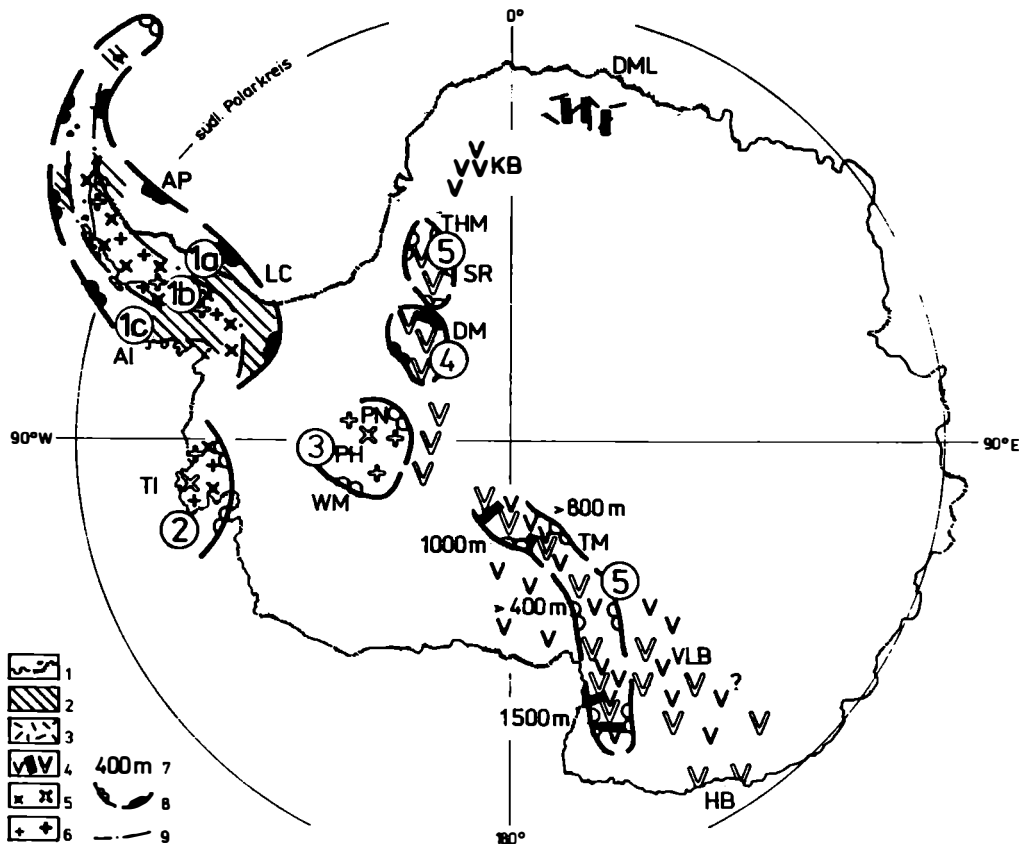


Abb. 7: Paläozoisch-frühmesozoische metallogenetische Epoche (ca. 190 - 150 Ma).
 1 - Küstenlinie (Land/Eis-Meer); 2 - Geosynklinal- und Orogenentwicklung (l.w.S.); 3 - Metamorphose; 4 - Basischer und ultrabasischer Magmatismus (effusiv, gangförmig, intrusiv); 5 - Intermediärer Magmatismus; 6 - Saurer Magmatismus; 7 - Mächtigkeit von Ablagerungen; 8 - Metallogenetische Provinz; 9 - Metallogenetische Subprovinz(1) - Aktiver Plattenrand des Antarctic Peninsula-Blockes; (1a) - back arc-Provinz mit Flachmeerentwicklung und hypothetischen stratiformen Mineralisationen von Buntmetallen (Cu, Pb, Zn) und U; (1b) - magmatic arc- (volcanic arc-) Provinz mit porphyry Cu-Fe-Au-Mineralisationen; (1c) - fore arc-Provinz mit Cr-Ni-Vorkommen und hypothetischen stratiformen Au-Anreicherungen; (2) - magmatic arc-Provinz des Thurston Island/Elights Coast-Blockes mit hypothetischen porphyry Cu-W- und Sn-Mineralisationen; (3) - magmatic arc-Provinz des Ellsworth/Whitmore Mountains-Blockes mit hypothetischer Sn-Spezialisierung; (4) - Geschichtete Basit-/Ultrabasitintrusion des Dufek-Massivs mit hypothetischen Anreicherungen von Cr-Ni-Cu-V-Ti-Fe und Elementen der Platingruppe; (5) - Gebiet mesozoischer Plattformaktivierung mit hypothetischer, an alkalische Differentiate gebundener Mineralisation, u. a. von U, SEE, F. (6) - Basitsills der Ferrar-Gruppe mit hypothetischen Anreicherungen von Ni-Cu.

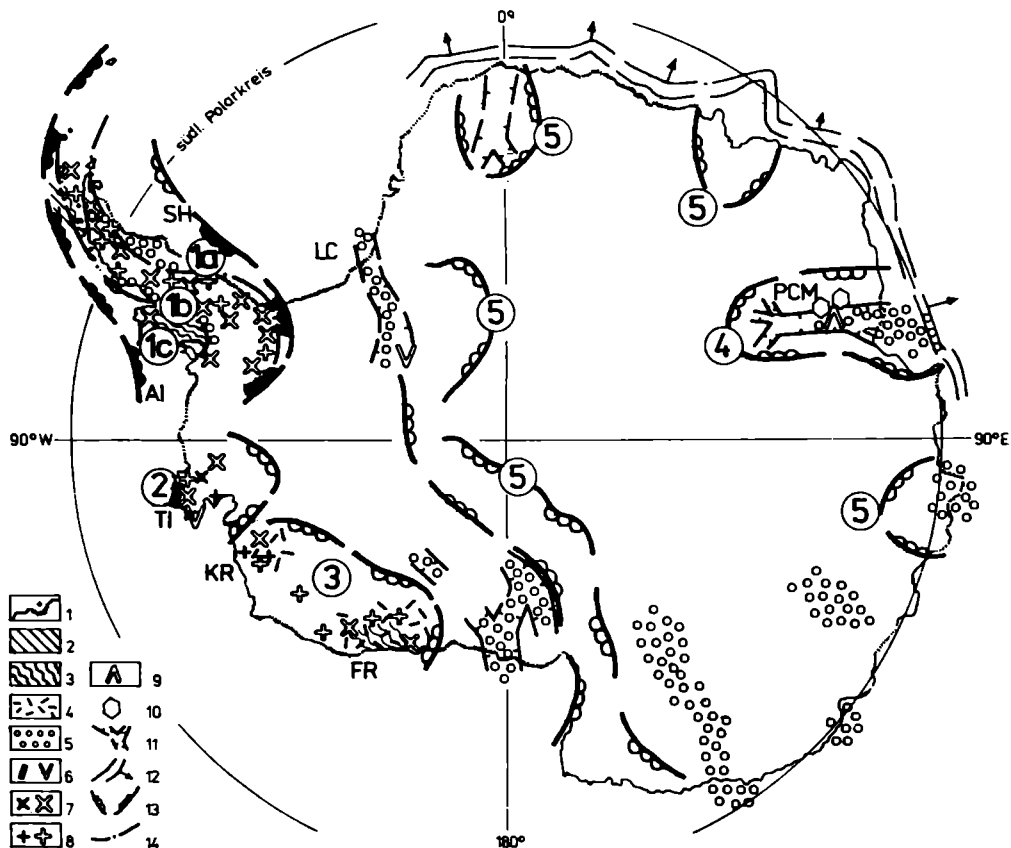


Abb. 8: Mesozoisch-känozoische metallogenetische Epoche (ca. 170 bis 80 Ma).

1 - Küstenlinie (Land/Eis-See); 2 - Geosynklinalentwicklung (l.w.S.); 3 - Orogenentwicklung (l.w.S.); 4 - Metamorphosezone; 5 - Klastische Sedimentation (Molasse, Tafel, Tafelsenke, Rift), Schüttungsrichtung; 6 - Basische und ultrabasische Magmatite (effusiv, gangförmig, Intrusiv); 7 - Intermediäre Magmatite; 8 - Saure Magmatite; 9 - Alkalimagmatite; 10 - Effusivschlote, Pipes; 11 - Gräben, Riftstrukturen; 12 - Abdrift von Gondwana-Bruchstücken; 13 - Metallogenetische Provinzen; 14 - Abgrenzungen von Subprovinzen(1) - Aktiver Plattenrand des Antarctic Peninsula-Blockes, (1a) - back arc-Provinz mit kontinentalen, alluvialen und deltisch-flachmarinen Bildungen, mit hypothetischen Seifen- und red bed-Mineralisationen sowie Kohlenwasserstoff-Speichereigenschaften; (1b) - magmatic arc-Provinz mit porphyry Cu-Fe-Au-Mo-W-Sn- und gangförmigen Mineralisationen; (1c) - fore arc-Provinz mit hypothetischen Cr-Ni-, Cu-Fe-Vorkommen; (2/3) - magmatic arc-Provinz des Thurston Island/Eights Coast-Blockes und des Marie Byrd Land-Blockes mit hypothetischen porphyry Cu-Fe-Au-Mo-Sn-W-Vererzungen; (4) - Mesozoische Plattformaktivierung mit alkalischen Differentiaten und hypothetischen Mineralisationen u.a. von SEE, F, U; (5) - Gebiete meso-/känozoischer Plattformaktivierung mit hypothetischen, alkalischen Tiefendifferentiaten und an diese gebundene Mineralisationen.

MINPET - 88

**Kurzfassungen der Beiträge zur Tagung der Österreichischen Mineralogischen
Gesellschaft in Obergurgl, Tirol, 1988**

Mineralien von Cornwall

K. Becherer

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Cornwall ist der etwa 3.500 km² große Südwestzipfel der englischen Hauptinsel. Das Gelände ist schwach hügelig und erreicht im Bodwinmoor eine Höhe von etwa 400 m. Zu den Küsten fällt es mit bis zu 100 m hohen und steilen Klippen ab. Trichterartige Flußmündungen reichen weit ins Landesinnere hinein. Klimatisch ist es durch den umspülenden Golfstrom sehr begünstigt.

Geologisch wird es, außer vom Lizard-Komplex, der aus einem etwa 80 km² großen Ultrabaskörper besteht, von tonigen Devonschiefern aufgebaut, die von einer mächtigen Granitmasse unterlagert sind und die während der variszischen Orogenese als überhitztes Magma in die Devonsedimente intrudierte und sie kontaktmetamorph veränderte. Durch Reaktion des Magmas mit Wasser kam es zu einer chemischen Differenziation, bei der nachfolgenden Abkühlung schieden sich die schwermetallhaltigen Phasen (insbesondere mit Sn, W, Cu) von den anderen und setzten später ihren Mineralgehalt in Klüften, Spalten, Gängen usw., teils in den Graniten, teils in den Nebengesteinen ab. Andere defizitäre Elemente, wie Li, Be, F reicherten sich ebenfalls in den Restschmelzen oder -lösungen oft mit dem Faktor 100 an, Bor sogar noch weit darüber (Auftreten des Luxullianites, bei dem im Granit die Biotite fast vollkommen durch Turmalin ersetzt sind).

Das Vorhandensein der zahlreichen Erzvorkommen auf verhältnismäßig engem Raum bedingte einen lebhaften Bergbau. Insbesondere was das Zinn und auch das Kupfer angeht, lassen sich seine Anfänge bis ins 2. Jahrtausend v.Chr. verfolgen. Seit etwa 1920 lagen zwar alle Minen vollkommen still, doch wird jetzt mit staatlicher Hilfe wieder versucht, mit modernen und ökonomischen Methoden die in die Hunderte gehenden Kleinstabbaue zusammenzuschließen und die Erzgewinnung wieder voranzutreiben.

Im Verlauf einer etwa 10-tägigen Exkursion im Jahre 1987 konnten zahlreiche Aufschlüsse und Halden in den Bergbaurevieren besucht werden. Das Referat soll einen kleinen Einblick über diese interessante Mineralprovinz bieten und darüber hinaus auch einiges von den Bemühungen der verantwortlichen Stellen, die Erzförderung wieder in Gang zu bringen, vermitteln.

Die Hauptmasse des Kupfers ist an Kupferkies, z.T. auch an weitere Sulfide (Bornit, Covellin) und Fahlerze gebunden; an Zinnmineralien sind sowohl Zinnstein als auch Zinnkies (zumeist innig mit Arsenkies verwachsen) vorhanden, das Wolfram ist in erster Linie an Wolframit gebunden, Scheelit tritt eher untergeordnet auf. Eine ausgedehnte Oxidationszone, insbesondere bei den Abbauen in Meeresnähe, bedingt die Bildung vieler Oxidationsmineralien, die besonders vom Kupfer äußerst farbenprächtig sind. Es treten die verschiedensten Arsenate, Phosphate, Sulfate, Halogenide usw. auf, z.T. sind sie von Oxidationsmineralien anderer Schwermetalle, vorwiegend Eisen, aber auch Blei und Zink, seltener Kobalt und Nickel, begleitet. Interessant sind auch Berylliumanreicherungen in verhältnismäßig kieselsäurearmen Gesteinen, wo es als feldspatvertreterähnliches Mineral vorkommt (Helvin) oder überhaupt kieselsäurefrei als Beryllonit und Bromellit.

IR-spektroskopische Untersuchungen des "Wasser"-Gehaltes von Feldspäten

A. Beran

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Zwei Feldspäte von Edelsteinqualität wurden IR-spektroskopisch im Bereich der OH-Streckschwingungen untersucht. Die Messungen wurden mit polarisierter Strahlung an orientiert geschliffenen Einkristallplatten in Transmission vorgenommen. Sanidin (Volkesfeld, Eiffel) zeigt zwei breite OH-Absorptionsbanden bei 3400 und 3050 cm^{-1} (HOFMEISTER und ROSSMAN, 1985; BERAN, 1986). An₅₀-Labradorit (Mexiko) zeigt eine breite Bande mit einem Absorptionsmaximum bei 3230 cm^{-1} (BERAN, 1987). Im Sanidin wird aufgrund von Kombinationsschwingungen bei 5150 cm^{-1} ein struktureller Einbau von H₂O-Molekülen diskutiert, die Interpretation des pleochroitischen Verhaltens der OH-Absorptionsbanden im Labradorit erfolgt unter der Annahme des Einbaus von OH-Gruppen. Im Sanidin ergibt sich eine Besetzung der M-Position durch zwei unterschiedlich (parallel und senkrecht zur Symmetrieebene) orientierte H₂O-Moleküle. Die OH-Gruppen im Labradorit liegen ungefähr senkrecht zu (001), wobei O_cm als Donatorsauerstoff fungiert. Unter Verwendung des molaren Extinktionskoeffizienten $\epsilon = 32\text{ l}\cdot\text{Mol}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ beträgt der analytische H₂O-Gehalt im Sanidin 0,035 und im Labradorit 0,030 Gew. %.

Literatur:

BERAN, A. (1986): Phys.Chem.Minerals 13, 306-310.

BERAN, A. (1987): Phys.Chem.Minerals 14, 441-445.

HOFMEISTER A.M., ROSSMAN, G.R. (1985): Phys.Chem.Minerals 12, 324-332.

Die akzessorischen Zirkone als wichtige petrogenetische Indikatorminerale in den Geowissenschaften

F. Finger

Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

An Hand etlicher praktischer Beispiele wird gezeigt, daß Zirkonuntersuchungen bei verschiedenen Fragestellungen der Kristallgeologie einen spektakulären petrogenetischen Zeigerwert besitzen, der oft durch keine andere petrographische Untersuchungsmethode zu ersetzen ist.

Speziell besprochen werden die Themenkreise:

- Der Zirkon als Indikator mineral für Magmenentstehung und -entwicklung bei Granitoiden.
- "Übernommene Zirkone" als Anzeiger des Kontaminationsgrades von Granit-schmelzen.
- Erkennung der Intrusionsabfolge in Granitkomplexen durch Identifizierung übernommener Zirkone (eine besonders bei schlechter Aufschlußsituation interessante Methode).
- Identifikation des Eduktes von Gneisen bzw. Rekonstruktion der magmatischen Bildungsumstände von Orthogneisen mit Hilfe reliktscher Zirkone.

Bieten experimentelle Zirkonlöslichkeitsdaten eine neue praktikable Möglichkeit zur Granitgeothermometrie ?

F. Finger

Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Experimentelle Untersuchungen von WATSON und HARRISON (1983) haben ergeben, daß das Löslichkeitsverhalten von Zirkon in granitischen Schmelzen vor allem von der Magmentemperatur und in geringem Ausmaß auch vom geochemischen Charakter des Magmas abhängig ist (Abb. 1), und zwar nach der Formel:

$$\ln (D_{Zr}^{Zircon/Melt}) = \{-3,80 - [0,85 \cdot (M-1)]\} + 12900/T$$

wobei M der Kationenbruch $(Na+K+2Ca)/(Al \cdot Si)$ ist.

An zwei verschiedenartigen Granittypen des oberösterreichischen Moldanubikums, nämlich den Engwitzdorfer Granit (ein intermediärer I-Typ) und dem Eisgarner Granit (ein saurer S-Typ), wurde geprüft, inwieweit diese auf experimenteller Basis aufgestellten Gesetzmäßigkeiten mit natürlichen Verhältnissen konsistent bzw. hier sogar möglicherweise als Geothermometer einsetzbar sind.

Nachdem in beiden untersuchten Graniten übernommene Zirkonerne auffindbar waren, also vorgranitische Zirkonsubstanz, welche sich offensichtlich in den Schmelzen nicht vollständig lösen konnte, wurde davon ausgegangen, daß beide Male während der gesamten Magmentwicklung Zr-Sättigung vorgelegen hat. Angenommen wurde weiters der einfache Fall, daß die neukristallisierten "magma-eigenen" Granitzirkone die maximale ehemals gelöste Sättigungsmenge annähernd repräsentieren und daß das Element Zr im wesentlichen an das Mineral Zirkon gebunden ist. Durch eine mikroskopisch an Streupräparaten durchgeführte volumsmäßige Abschätzung des Anteils an übernommenen "Altzirkonen" (AZ %) am Gesamtzirkonbestand (im Engwitzdorfer Granit ist AZ ~ 10%, im Eisgarner Granit ~ 50%) wurde nun, ausgehend vom durchschnittlichen Zr-Gehalt des Gesamtgesteins (K_{ges} ppm) (dieser ist beim Engwitzdorfer Granit etwa 330 ppm, beim Eisgarner Granit ca. 130 ppm) nach der einfachen Formel $K_{sat} = K_{ges} \cdot (1-AZ/100)$ auf eine hypothetische maximale Sättigungskonzentration (K_{sat} ppm) rückgerechnet, welche nach den Daten von WATSON und HARRISON (1983) im ersten Fall Magmentemperaturen (Homogenisierungstemperaturen) von ca. 800 - 850 °C, im zweiten Fall von ca. 700-750 °C impliziert (Abb. 1). Diese Temperaturwerte stellen sehr sinnvolle Größenordnungen dar, die auch mit anderen Temperatureinschätzungen im Einklang stehen, welche bisher über die beiden Granite vorliegen.

Literatur:

WATSON, E.B., HARRISON, T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. - *EPSL* **64**, 295-304.

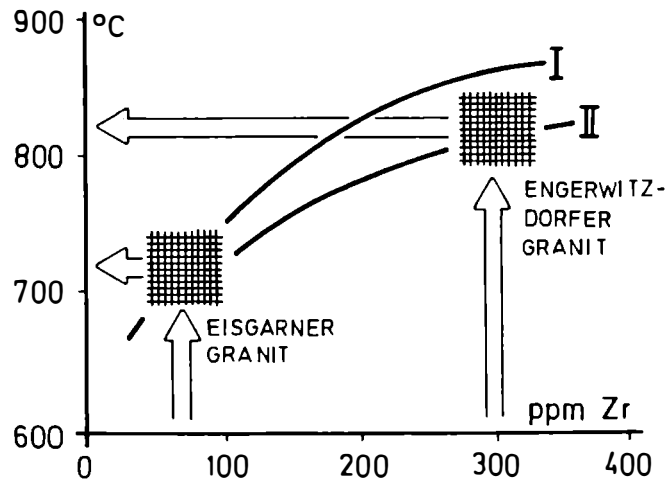


Abb. 1. Ungefährer Sättigungsbereich von Zr in granitischen Schmelzen in Abhängigkeit von der Magmenchemie (I=sauer und peraluminisch; II=intermediär und metaluminisch) und der Magmentemperatur (zusammengestellt nach experimentellen Daten von WATSON & HARRISON, 1983).

Über drei geochemisch stark variierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na₂O-, mit CaO- und mit K₂O-Betonung

F. FINGER und H. MATL

Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg,
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

CHAPPEL & WHITE haben 1974 im Lachlan Fold Belt in Australien eine grundlegende Zweigliederung der dortigen Granitoide in einen S- und einen I-Typ vorgestellt, welche mittlerweile weltweit gebräuchlich geworden ist. Nach der Idee der Autoren entstehen S-Typ Granitoide bei der Anatexis von (Meta)Sedimenten, während die I-Typ Granitoide vielmehr auf das Schmelzen von "igneous sources" zurückgeführt werden können. Als typisches Merkmal von I-Typ Granitassoziationen wird i.a. eine von mafisch bis felsisch reichende Intrusionsfolge gewertet, wobei die Varietäten metalumischen bis schwach peralumischen Charakter [$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1.1$] besitzen. Auf Grund von systematischen geochemischen Vergleichsuntersuchungen, die an einer Reihe von österreichischen Granitvorkommen durchgeführt wurden, welche derartige I-Typ Eigenschaften aufweisen, meinen wir, daß es sinnvoll ist, weiterführend zumindest drei kontrastierende Subtypen von I-Granitassoziationen auseinanderzuhalten:

1.) Zu einem ersten "high Na₂O" Subtyp, der sich auch durch sehr hohe Konzentrationen an Sr und Ba auszeichnet, kann man in Österreich etwa die Granitoide des östlichen Tauernfensters zählen ("Hochalm I-Typ Granite" sensu FINGER & STEYRER, 1988) oder auch die "Cetischen Granitoide" sensu FRASL & FINGER (1988). Weitere Beispiele für diese "high Na₂O" Gruppe sind die cadomischen Granitoide des Brünner Raumes in der CSSR (DUDEK, 1980) und dann vor allem natürlich viele jener subduktionsbezogenen Granitkörper, welche entlang der circum-pazifischen Kontinentalränder aufgeschlossen sind (z.B. Zentral-Chile, siehe LOPEZ-ESCOBAR, 1979; Sierra Nevada, siehe BATEMAN & CHAPPELL, 1979; die "Moruya Suite" in NE Australien, siehe GRIFFIN et al., 1978). Eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der "high Na₂O" I-Typ Granitoide dürfte die Wiederaufschmelzung von Metabasiten im Bereich destruktiver Plattenränder spielen (z.B. WHITE, 1979; GILL & STORK, 1979).

2.) Ein zweiter "high CaO" Subtyp ist demgegenüber vermutlich mehr durch direkt aus dem Erdmantel stammende Schmelzanteile stofflich geprägt (Differentiation ± Kontamination einer aluminiumreichen basaltischen Mutterschmelze ?; vgl. z.B. PERFIT et al., 1980). Ein österreichisches Beispiel für einen solchen "high CaO" Granittyp wäre der variszisch-postorogene Zillertal-Venediger Intrusivkomplex (FINGER & STEYRER, 1988), dann auch die periadriatischen alpidisch postorogenen Tonalitkomplexe (z.B. Adamello-Pluton, DUPUY et al., 1982) und selbstverständlich wieder eine ganze Reihe von circum-pazifischen Granitplutonen (Captains Bay Pluton in Alaska, PERFIT et al., 1980; Tonalite der Westkordillere Kolumbiens, STIBANE, 1981; die Jindabyne Suite im NE Australiens, HINE et al., 1978).

3.) Ein dritter K₂O-betonter I-Typ, der auch sigifikant hohe Konzentrationen an Rb, Ba, Zr besitzt, baut weite Teile des südböhmischen Plutons in Oberösterreich auf (z.B. Weinsberger Granit, Schlierengranit, Engerwitzdorfer Granit) und dürfte durch Aufschelzung einer biotitreichen kalkalkalischen kontinentalen (Unter)Kruste entstanden sein (FINGER & KOSCHIER, 1989).

Geochemie von Amphiboliten aus dem Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters

G. Godizart

Institut für Geologie der Universität Erlangen
Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen

Das ostalpine Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters wird durch die Mylonitzone der DAV in eine südliche und eine nördliche Einheit geteilt, die sich in Lithologie, präalpiner und alpiner Metamorphosegeschichte unterscheiden. In die polymetamorphen Serien der nördlichen Einheit – "kaledonisches Ereignis", amphibolitfazielle variszische und mehrphasige grünschieferfazielle alpine Deformation/Metamorphose – sind Amphibolite eingeschaltet, die petrographisch und geochemisch bearbeitet wurden.

Im Südteil des Arbeitsgebietes sind lokal variszische Paragenesen und Gefüge (Paragenese amph[br]-cpx-plg, Gleichgewichtsgefüge) erhalten, die retrograde Überprägung beschränkt sich auf pseudomorphen Ersatz. Im übrigen Arbeitsgebiet ist die retrograde Überprägung vollständig. Es entwickelt sich die typische Assoziation amph[bl,gr], act, plg, ep, bi, chl und ti. Der Wechsel in den p-T-Bedingungen ist im Zonarbau der Amphibole nachvollziehbar.

Der orthogene Charakter kann durch Gehalte und Verhalten verschiedener Spurenelemente wie Cr, Ni, Ti, P, Zr, Y und Nb und durch die NIGGLI-Werte in den Darstellungen von LEAKE (1964) belegt werden. Anreicherung von Mineralphasen mit hohem K_D für Cr bedingt die hohen Cr-Gehalte einer Reihe von Proben.

Die (retrograde) Metamorphose bedingt beträchtliche Stoffverschiebungen bei SiO_2 , K_2O , Na_2O , FeO , Fe_2O_3 , CaO und den Spurenelementen Rb, Sr und Ba, auch bei sogenannten "immobilen" Elementen wie Ti, P, Zr, Y und Nb. Trotzdem können bei Berücksichtigung dieser Mobilität und genügender Anzahl von Proben Aussagen über den Magmentyp und geotektonische Position getroffen werden. Abgesehen von Metakumulaten, entspricht die Mehrheit der Proben im Chemismus (Intraplatten-)Alkali-basalten, ein kleinerer Teil (Plattenrand-)Tholeiiten mit MORB-Charakteristik. Die Unterschiede in den Zr/Y-, Zr/Ti- und Zr/Nb-Verhältnissen beider Gruppen sind am besten durch Abkunft von Mantelquellen verschiedener Zusammensetzung zu erklären. Innerhalb der Tholeiite kann eine an Zr, Ti und Y abgereicherte Subgruppe abgeteilt werden.

Molybdän-führende Greisen im nördlichen Waldviertel, Niederösterreich

R. Göd (Gumpoldskirchen) und F. Koller ^{*)}

+) Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Der variszische "Südböhmische Pluton" erstreckt sich aus dem Raum Iglau im Norden rund 160 km NNE - SSW bis an die Donau im Süden des Moldanubikums. Er wird im wesentlichen aus den drei charakteristischen Granitarten, dem Weinsberger, dem Mauthausener und als jüngstem, dem Eisgarner Granit aufgebaut. Im Verlaufe einer Prospektionskampagne auf granitgebundene Vererzungen wurden im nördlichen Waldviertel innerhalb des "Südböhmischen Plutons" an Greisen gebundene Molybdänglanzmineralisationen aufgefunden. Diese Greisen sind an einen Komplex granitischer Gesteine gebunden, die nach dem locus typicus als "Nebelsteingranite" bezeichnet werden und keinem der bekannten plutonischen Intrusiva der südlichen Böhmisches Masse zugeordnet werden können.

Beginnend mit einem Biotitgranit läßt sich über einen Zweiglimmergranit und Muskovitgranit eine fortschreitende Muskovitisierung der Gesteine feststellen, die letztendlich zur Ausbildung von Quarz-Muskovit-Greisen führt. Die Nebelsteingranite sind kalibetonte, SiO₂-reiche Leukogranite von deutlich peraluminösem Charakter mit $[Al/(Na + K + \frac{1}{2}Ca) = 1,2 - 1,5]$ und relativ konstanten K/Rb-Quotienten um 110. Die fortschreitende Alteration ist mit einer deutlichen Abnahme des Na verbunden, das in den Quarz-Muskovit-Greisen auf unter 0,1 Gew.% Na₂O sinkt. Die Rb/Sr-Datierung der Nebelsteingranite ergab trotz tiefgreifender Alteration eine ausgezeichnete Isochrone mit einem Alter von 312 ± 2 ma und einem sehr niederen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Initial von 0.70556(43) (SCHARBERT, 1987). Auch gering mobile Elemente wie Ti, Zr, Y und Nb weisen für alle Gesteine, einschließlich der Greisen, sehr ähnliche Werte auf, mit Ausnahme des Biotitgranites, der deutlich höhere Zr- und Sr-Gehalte besitzt.

Die disseminiert auftretende sulfidische Vererzung ist durch die Paragenese Pyrit-Molybdänglanz-Magnetkies-Kupferkies charakterisiert. Gehalte bis über 700 ppm Mo konnten nachgewiesen werden, während gleichzeitig die Sn-Werte ≈ 50 ppm und die W-Werte 12 ppm nicht übersteigen. Zinnstein und Wolframit fehlen vollständig. Die Vererzung und damit die Greisenbildung sind von keinerlei erhöhten Li-, Be- oder B-Gehalten begleitet; die F-Werte der Greisen liegen im Mittel bei 2500 ppm. Eine sekundäre, offensichtlich mit Alterationsprozessen verknüpfte Magnetitbildung ist sowohl in manchen der Greisengesteine wie auch in den Zweiglimmer- und Muskovitgraniten zu beobachten.

Feldbeobachtungen, Bohrergergebnisse sowie geochemische Argumente lassen den Schluß zu, daß die vorliegende Vererzung die Wurzelzone einer weitestgehend erodierten, ehemals größeren vererzten Struktur darstellt.

Amphibol-Eklogite im südlichsten Ötztalkristallin: Produkte der alpinen Regionalmetamorphose ?

G. Hoinkes (Innsbruck), M. Thöni (Wien), A. Kostner (Wien)

Eklogite sind schon seit langer Zeit aus dem Ötztalkristallin bekannt und zwar vor allem aus dem mächtigen Amphibolitzug im mittleren Ötztal zwischen Längenfeld und Sölden. Obwohl die jüngere Metamorphosegeschichte inzwischen gut bekannt ist, können über das Alter der Eklogitparagenesen dieses Gebiets nur Spekulationen angestellt werden, da sie aus petrologischen Gründen zwar älter als die beiden geochronologisch eindeutig nachgewiesenen Metamorphosen – variszische Amphibolitfazies und frühalpiner Grünschieferfazies – sein müssen, aber sowohl früh-variszisch als auch kaledonisch oder älter sein können.

In ein ähnliches Dilemma bringen uns nun Neufunde von Eklogiten vom Südrand des Ötztalkristallins (nahe Meran), die in der Metamorphosezone auftreten, für die durchgreifende frühalpiner amphibolitfazieliche Bedingungen nachgewiesen wurden. Das Alter dieser Eklogite ist aus textuellen Gründen älter als die alpidische Amphibolitfazies, ist aber exakt noch nicht bekannt und bietet Anlaß für Spekulationen, mit weitreichenden Folgen für Modelle des frühalpiner Metamorphosegeschehens in diesem Gebiet.

Der Mineralbestand dieser Eklogite ist dominiert von grünem Amphibol, koexistierendem Omphacit, Granat, Zoisit/Epidot, Rutil, Phengit und Quarz. Diese Hochdruckparagenese ist durch anschließende Druckreduzierung häufig retrograden Veränderungen unterworfen und zwar wandeln sich Omphacite in feinkörnige Symplektite von Diopsid und Albit, primäre Na- und Al-reiche Amphibole in sekundäre Na- und Al-arme Amphibole und Albit sowie Rutil in Titanit um.

Aus den Jadeitgehalten der Omphacite von 35-40 Mol% lassen sich Mindestdrucke von 12 kb bei Temperaturen von 550 °C (Gt-Cpx-Thermometrie) für die Hochdruckphase ableiten.

Ähnlich hohe Drucke (10 kb) werden durch Phengite (Si 3,3 - 3,4) in benachbarten alpidisch völlig verjüngten Orthogneisen angezeigt. Diese Phengite haben randlich häufig phengit-ärmere Chemismen (Si 3,1) die ein abschließendes Wachstum unter geringeren Druckbedingungen implizieren. Die Deutung der Phengit-Zonarbauformen als Folge eines druckbetonten Beginns der frühalpiner Metamorphose und einer anschließenden raschen Hebung der noch heißen Kruste bietet die spekulative Möglichkeit auch die Eklogitparagenesen in den benachbarten Amphiboliten in dieses Druck-Temperatur-Schema einzuordnen. Die starke Umwandlung der älteren Hochdruckparagenesen in den mafischen Gesteinen kann durch freierendes H₂O bei Entwässerungsreaktionen in benachbarten Metapeliten nach dem Druckhöhepunkt, aber während des Temperatur-Höhepunktes der frühalpiner Metamorphose erklärt werden.

Vulkanite der Hallstätter Zone -- Zusammenfassung bisherigen Datenmaterials mit Hinweisen zu ihrer Platznahme

E. Kirchner

Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Sporadisch als Geröll und Breccien auftretende vulkanische Gesteine verschiedener Ausbildung (basische Laven, Kissen, Gänge, Breccien, Tuffite) sind im Salz, Gips/Anhydrit oder z.T. in den permischen oder untertriadischen Sandsteinen und Tonen nachweisbar. Dem Chemismus entsprechend handelt es sich um Tholeiite und Alkali-basalte. Aus der Verteilung der Spurenelemente kann man nach derzeitigen Erfahrungen auf interkontinentale Riftvulkanite schließen. Die Verteilung der Seltenen Erden ergibt ein sehr flaches Verteilungsmuster, was ebenfalls für eine kontinentale Riftbildung spricht. Eine Reihe von Beobachtungen weist darauf hin, daß die Vulkanite und ihre Nebengesteine syngenetisch entstanden sind. So findet man Vererzungen, z.B. Hämatit und Zinkblende, die u.a. auch in den Sedimentlagenbau der Gipse und Anhydrite eingegliedert wurden. Die Tuffite wechsellagern mit Tongesteinen, letztere erzeugen als Geröll Eindrücke in den vulkanisch-klastischen Lagen. Kluffbildungen von Skapolith in hohlraumreichen Vulkaniten sowie phosphatreiche Gesteine innerhalb der Kiesvererzung lassen auf eine hydrothermale, postvulkanische Tätigkeit schließen.

Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen

F. Koller ^{*)} und V. Höck ⁺⁺⁾

+) Institut für Petrologie der Universität Wien

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

+ +) Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg

Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Nur in den penninischen Fenstern findet man in den Ostalpen größere mesozoische Ophiolitkomplexe. Deren Abfolge beginnt mit Serpentiniten harzburgitischer Zusammensetzung, darauf folgen ultramafische Kumulate, Leuko- und Ferrograbbros sowie untergeordnet saure Differentiate, eine Abfolge von Metavulkaniten mit einer sedimentären Auflagerung von Radiolariten und Kalkglimmerschiefern. Die Metavulkanite sind aus Pillowlaven, Sills, Pillowbreckzien, Hyaloklastiten und feinkörnigen Tuffen aufgebaut, "sheeted dykes"-Komplexe fehlen. Ophiokarbonate können gelegentlich als Auflagerung auf Serpentiniten vorkommen. Bevorzugt in gabbroiden Sequenzen findet man Relikte einer ozeanischen Metamorphose. Während der alpinen Orogenese wurden alle Ophioliten zuerst von einer Hochdruckmetamorphose und anschließend von einer grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose überprägt.

Die geochemische Entwicklung der plutonischen Sequenz kann durch eine fraktionierte Kristallisation von Ol, Plag und Kpx erklärt werden, zum Zeitpunkt der Ferrogabbro-Bildung gewinnen Ilm und Ti-Mgt als Kumulusphasen größere Bedeutung. Die Metabasalte zeigen MORB-Zusammensetzung, an Hand der Hauptelementvariation wurden folgende fünf Gruppen untergliedert: Ehemalige Basalte mit

- 1) Plag-Akkumulierung
- 2) Ol-Akkumulierung
- 3) Ilm-Mgt-Akkumulierung
- 4) Ol-Plag-(Kpx)-Fraktionierung
- 5) Kpx-Ol-Plag-Fraktionierung.

Diese Unterteilung kann man auch bei den Spurenelementen finden. Die geochemischen Daten sind konsistent mit einer Ophiolitbildung an einem mittelozeanischen Rücken bei geringen Produktionsraten (1 bis 2 cm/a). In einigen Bereichen findet man Hinweise auf den Einfluß von Transformstörungen und auf einen "off-axis"-Vulkanismus.

Der deformierte Plagioklas: Ein Exkurs in Kristallographie, Gefügekunde, Petrologie, Plattentektonik und Ästhetik.

J.H. Kruhl (Berlin)

Bei Deformation zeigt der Plagioklas eine breite Palette von Texturen, die sich vor allem in Abhängigkeit von der Temperatur, Deformationsstärke und der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases bilden. Es treten intrakristalline Brüche, undulöses Auslöschen, Deformationslamellen, Knickbänder, mechanische Zwillinge, Subkörner und Rekristallite auf. Die jeweilige Deformationsgeschichte des Plagioklases kann analysiert werden.

Bei intermediären Plagioklasen läßt sich die Umkehrbarkeit von Verzwillingung studieren: Albit-Karlsbad-Zwillinge werden bei tieftemperierter Verformung wieder zerstört; das Gitter wird in seine Ausgangsstruktur zurück gebracht, "entzwillingt". Bei lokaler Deformation von einzelnen Kristallen zeigt sich: Das Gitter dreht sich gleichförmig (relativ zur Einengungsrichtung). Systematische Richtungsänderungen, wie sie z.B. bei Änderung der aktiven Gleitsysteme auftreten sollten, sind nicht nachweisbar. Das Gitter wird unabhängig von seiner relativen Orientierung zur Einengungsrichtung um ca. $0,5^\circ/1\%$ Strain gedreht. Dieses Verhalten steht nicht im Einklang mit den gängigen Vorstellungen über Gleitsysteme und ihre Interaktionen während der Deformation. Es hat eher den Anschein, daß Gleitung auf einer Vielzahl von hochindizierten Flächen möglich ist (wobei die Gleitrichtung beibehalten wird), oder aber, daß Versetzungen im Gitter sehr frei beweglich sind. Das hätte Straininhomogenitäten im Kornbereich zur Folge. Und es wäre zu erwarten, daß einzelne Körner/Kornbereiche in sich gleich aber untereinander verschieden auf ein Streßfeld reagieren könnten.

Anhand von Beispielen aus dem Tauernfenster und der 'Wurzelzone' der Westalpen kann die Bedeutung des Plagioklases für die Analyse regionalmetamorpher und -tektonischer Vorgänge demonstriert werden: Der Rekristallisationsbeginn und die Korngrößenisolinien der Rekristallite zeichnen die regionale T_{max} -Verteilung nach. Plagioklasregelungen sind ein guter Indikator (besser als Quarz) für Paläostrain. Auch dort bewahrt sich der Plagioklas noch sein Gedächtnis für alte, hochtemperierte Ereignisse, wo jüngere Deformationen das Gesteinsgefüge stark überprägt haben.

Geochemistry and Petrology of the Oetztal-Stubai Amphibolites

A. Mogessie (Innsbruck)

Geochemical investigations of amphibolites from the Oetztal-Stubai Complex show striking differences in the trace and major element values from NNW to SSE. The trace and major element data from NNW and central Oetztal amphibolites indicate a typical tholeiitic magmatic trend whereas those from SSE are found to be para-amphibolites. The K/Rb ratio decreases towards the SE, with a higher value in central Oetztal. The higher amount of Li, Rb and K in SSE Oetztal suggest a possibly higher fluid content in this region during Alpine metamorphism.

Petrologic studies of the regionally distributed amphibolites with a concentrated mass in central Oetztal have led to the better understanding of the polymetamorphism of this part of the Eastern Alps. Based on the combined rock and mineral analyses and the observed field and textural relationships, evidence for polymetamorphic nature of the Oetztal-Stubai amphibolites have been established. With increasing grade of metamorphism Na^A, K, Na^M, Al^V, Al^{IV}, and Ti contents of the amphiboles increase. The An-content of the plagioclase also increases. The garnet zonation also shows the same metamorphic trend. The zoned calcic amphiboles represent various combinations of core-rim composition, i.e. actinolite-hornblende and hornblende-actinolite. These types of textural relationships are considered to indicate multiple periods of mineral growth. The polymetamorphic situation can be summarized as follows:

- 1 - a high P & T metamorphism of pre Hercynian (Caledonian ?) age.
- 2 - a low grade greenschist facies metamorphism of possibly early Hercynian age (phase I)
- 3 - a low to medium P and high T metamorphism (amphibolite facies) of Hercynian age (phase II)
- 4 - a medium P Alpine overprint whose metamorphic grade decreases from SE (amphibolite facies) towards NW Oetztal (low greenschist facies)
- 5 - Early Alpine cooling (represented by retrograde mineral assemblages) in amphibolites of the old crystalline Basement bordering the Schneeberg Complex to the north).

References:

- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R. (1985): Geochemistry of amphibolites from the Oetztal-Stubai Complex (Northern Tyrol, Austria). *Chem.Geol.* **51**, 103-113.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R. (1986): High Alumina Calcic Amphiboles (Alumino Pargasite - Magnesio Sadanagaite) from the Metabasites and Metacarbonates of Central Oetztal, Eastern Alps (Northern Tyrol, Austria). *N.Jb.Min.Abh.* **154**, 21-39.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F. (1986): Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex based on Amphibolite Petrology. *Jb.Geol.B.A.(Vienna)* **129**, 69-91.

Ganggesteine aus der Sesvennagruppe, Südtirol

A. Neumair und G. Troll

Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München
Theresienstr. 41/III, D-8000 München 2.

Im Gebiet der Elferspitze und des Griankopfes (westliche Öztaler Masse) durchschlagen nicht-metamorphe Ganggesteine ("Rojener Gangschar") diskordant nach Nord fallende Glimmerschiefer, Paragneise und Augengneiszüge des Altkristallins, das hier amphibolitfazial überprägt wurde. Diese Gänge können km-weit im Streichen verfolgt werden (Abb. 1), sofern sie nicht aufgrund von Bergzerreibungen und Hangrutschungen ihre räumliche Lage veränderten. Als Wegsamkeiten dienten hk0-Klüfte einer Großfaltung sowie einer Kleinfältelung des Altkristallins.

Aufgrund ihrer modalen Zusammensetzung können die Gänge in drei Typen eingeteilt werden: Leukogabbrodioritporphyrit (in drei texturellen Varietäten), Aplogranitdioritporphyrit und Granitporphyr (RONNER'sche Klassifikation). Nach chemischen Analysen handelt es sich um basaltischen Andesit, Rhyolith und Rhyodazit. Als Einsprenglinge führen die basischen Gänge Plagioklas, Quarz und Alkalifeldspat. Eine stellenweise starke Serzitisierung der Plagioklase und zusätzlich in basischen Gesteinen Chloritisierung von Hornblenden und Augiten sind Anzeichen für eine autometasomatische Überprägung. Im Gegensatz zu den von PURTSCHELLER und RAMMELMAIR (1982) beschriebenen Gängen aus der Öztaler Masse sind keine Merkmale alpidischer Metamorphose zu erkennen.

Aus den Modalanalysen (Abb. 2) und den chemischen Analysen ergibt sich ein kalkalkalischer Trend und eine orogene Magmenherkunft (TROLL, NEUMAIR und HOFSTETTER, 1988). Da ähnliche Ganggesteine sowohl in der Umgebung zentralalpiner Störungszonen, als auch im Bereich der alpidischen periadriatischen Intrusiva vorkommen, ist eine gleichartige Genese anzunehmen.

Die relative Altersfolge läßt sich durch Einschlüsse einer Gangtyps in einem anderen, durch spätere Benutzung der gleichen Wegsamkeiten und durch Kreuzungen von verschiedenen Gangtypen ableiten. Demnach intrudierten zuerst basische Varietäten, danach folgte der Aplogranitdioritporphyrit und zuletzt der Granitporphyr. Ein Vergleich mit radiometrisch datierten Ganggesteinen anderer Gebiete der Ostalpen (Osttirol: BORSI et al., 1979; Kärnten: DEUTSCH, 1984) deutet auf eine oligozäne Intrusionsphase während einer Periode von Dehnungstektonik hin.

Zur Zeit werden radiometrische Altersbestimmungen mit der Rb-Sr-Methode an Mineralen und Gesteinen durchgeführt. Ferner sind paläomagnetische Messungen an Ganggesteinen geplant, um postintrusive Bewegungen zu ermitteln.

Literatur:

- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. (1979): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. *Geol.Rundschau* **68**, 41-60.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K-Ar and Sr-isotope study. *Contrib.Mineral.Petrol.* **85**, 45-57.
- PURTSCHELLER, G., RAMMELMAIR, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **29**, 209-221.

TROLL, G., NEUMAIR, A., HOFSTETTER, A. (1988): Porphyrische Ganggesteinsgesellschaft der Ötztaldecke im Gebiet der Elferspitze-Griankopf, Sesvennagruppe, Südtirol. Jahrb.Geol.B.-A. Wien, 131.

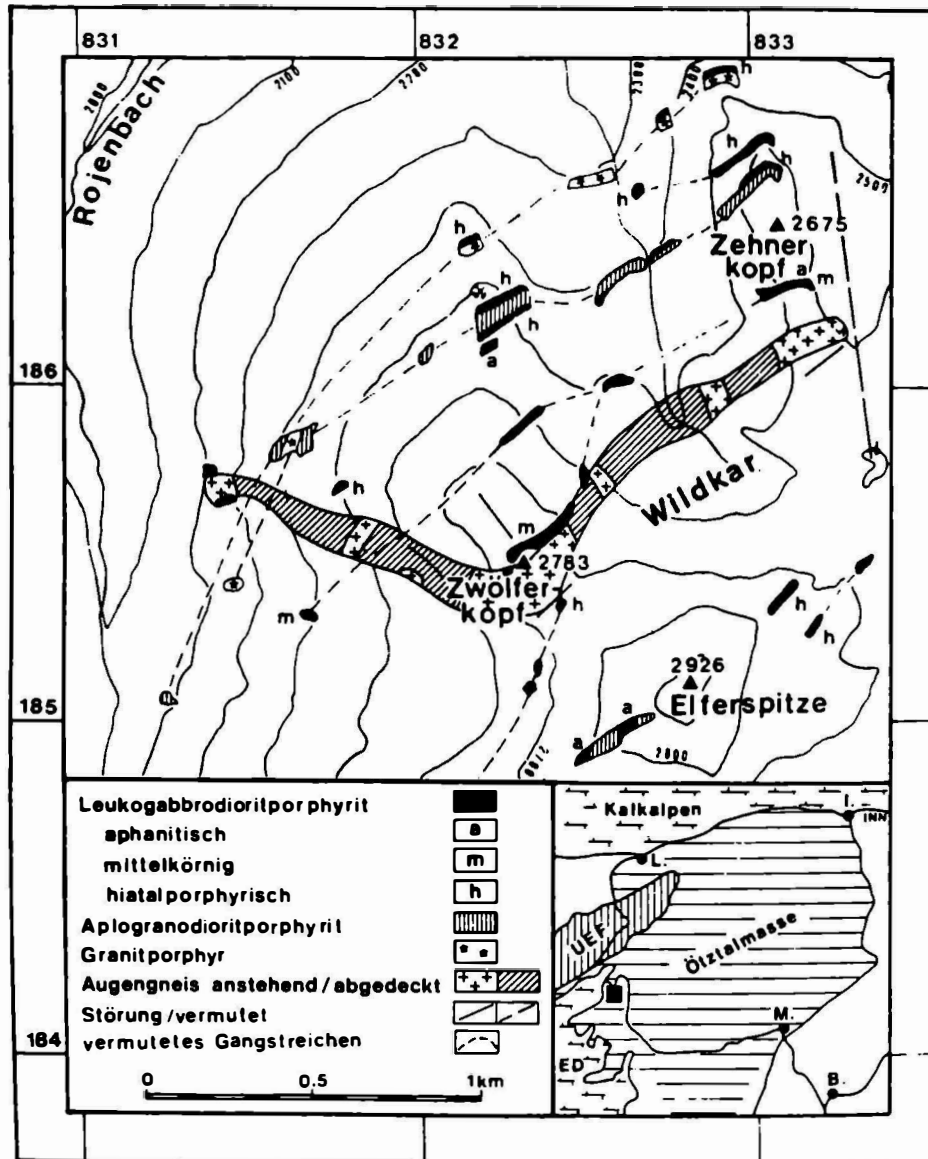


Abb. 1: Karte der Ganggesteine im Bereich der Elferspitze, Sesvennagruppe, Südtirol; Grundlage: Topographische Karte der Schweiz 1:25000, Blatt 1199 bis 'Piz Lad'.

Das vermutete Gangstreichen und der abgedeckte Augengneis sind im Gelände von Hangschutt und glazialen Ablagerungen überdeckt. UEF = Unterengadiner Fenster; ED = Engadiner Dolomiten; L. = Landeck; I. = Innsbruck; M. = Meran; B. = Bozen; gefülltes Quadrat = Kartenausschnitt.

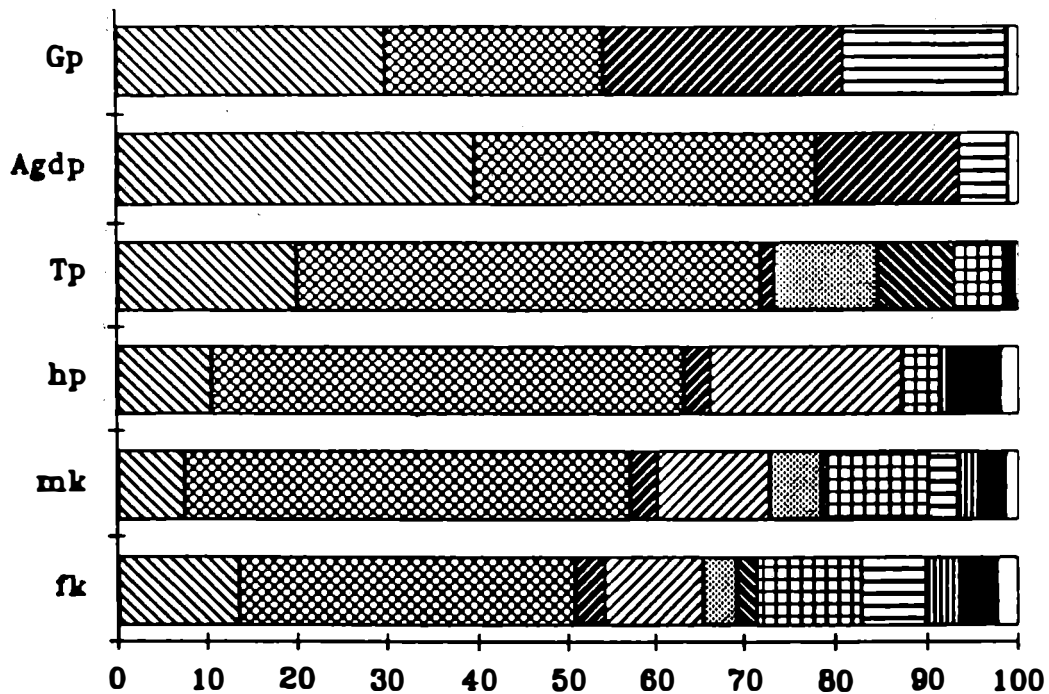
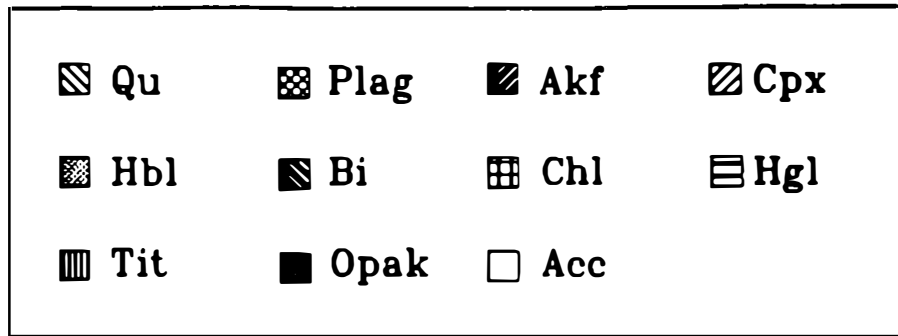


Abb. 2: Balkendiagramm der Modalanalysen (Mittelwerte) von Varietäten der Leukogabbrodioritporphyrite (hp = hiatalporphyrisch, n=7; mk = mittelkörnig gleichkörnig, n=5; fk = feinkörnig bis aphanitisch ohne Einsprenglinge, n=6) und den sauren Typen Aplogranodioritporphyrit (Agdp, n=6) und Granitporphyr (Gp, n=5) im Vergleich mit Tonalitporphyriten (Tp, n=16) der Ganggefugschaft der Rieserfernerintrusion.
 Qu = Quarz; Plag = Plagioklas; Akf = Alkalifeldspat; Cpx = Klinopyroxen; Hbl = Hornblende; Bi = Biotit; Chl = Chlorit; Hgl = Hellglimmer; Tit = Titanit; Opa = OpaKminerale; Acc = Akzessorien.

Quarz- und Mikrogefüge zonierter Kalksilikatgneis-Körper im ostalpinen Altkristallin (S' Deferegger Alpen, Österreich)

Bernhard Schulz (Erlangen)

In präalpidisch deformierten und metamorphosierten Paragneisen des ostalpinen Altkristallins südlich der Deferegger-Antholz-Vals-Linie kommen cm- bis dm-große, zungen- bis zigarrenförmige Kalksilikatgneis-Körper vor. Die Körper sind im Schnitt senkrecht zur Lineation spitz- bis längsoval und weisen eine den Querschnitt weit übertreffende Längserstreckung in Lineationsrichtung auf. Kalksilikatgneis-Kerne der Strukturen werden von einer charakteristischen amphibolführenden Randzone umgeben. Klinoisite der Kerne und Randzonen sind scharf parallel zur Lineation und Körperlängsachse (x) geregelt. Poikiloblastische Hornblenden liegen mit den Längsachsen weniger straff parallel zu x orientiert. Quarzkörner sind 0,1 - 1 mm groß, zeigen gerade oder rundlich eingebuchtete Korngrenzen und bilden Pflastergefüge. In xz-Schnitten (parallel zur Lineation, senkrecht zur Foliation) aus den Randbereichen der Körper treten zumeist schiefe Kreuzgürtel- und schiefe Zweikreisverteilungen der Quarz-c-Achsen auf. Im Inneren dagegen gibt es symmetrische Verteilungen. Diese unterschiedlichen Quarz-c-Texturen können durch Verformungsaufteilung (deformation partitioning) an den Körpern erklärt werden. Außerhalb und randlich herrschte einfache Scherung; die Lineation und Längserstreckung der Körper zeigt die Scherrichtung an. Innerhalb der Strukturen gab es koaxiale Deformation durch axiale Dehnung oder Plättung. Trotz niedrigen Quarz-Anteils und nachfolgender amphibolitfazieller Metamorphose ist der Regelungsgrad der Quarz-c-Texturen gut. Die Körper entstanden gemeinsam mit Isoklinal- und Futteralfalten bei einer starken rotationalen Deformation D2. Weite Verbreitung der D2-Strukturen senkrecht zum Streichen läßt Deformation eines mächtigen Krustenteils durch vorherrschende einfache Scherung bei D2 annehmen. Eine nachfolgende variskische Faltung D3 überprägte domänenweise unter amphibolitfaziellen Bedingungen die D2-Strukturen. In nicht überfalteten D2-Kalksilikatgneis-Körpern blieben dabei die ursprünglichen Quarz-c-Regelungen erhalten.