

# Erzparagenesen in metamorphen Gesteinen des ostbayerischen kristallinen Grundgebirges

von

M. E. Sarwary + \*, D. Rose und A. Forster\*\*

## Zusammenfassung

Die charakteristischen Erzmineralparagenesen in Gesteinen einer metamorphen Zonenfolge, die von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies mit Anatexis reicht, werden aus dem Moldanubikum des Bayerischen Waldes beschrieben. Dabei soll insbesondere den Bildungs- und Umbildungsabläufen einzelner Erzminerale in Abhängigkeit von den Metamorphosebedingungen sowie ihrer Beziehung zu den Silikatmineralien Beachtung geschenkt werden. Aus den Pauschalzusammensetzungen von Mischkristallen aus den Systemen Hämatit-Ilmenit, Magnetit-Ulvöspinell und Magnetit-Hercynit lassen sich Daten für die Bildungstemperaturen und teilweise auch für die Sauerstoff-Fugazität ableiten. Die Anwendbarkeit der Erzmineralparagenesen für die fazielle Gliederung innerhalb der Zonenfolge wird geprüft.

## Abstract

From the moldanubian zone of the Bavarian Forest the characteristic ore mineral parageneses in rocks of a metamorphic zonal pattern are described. The metamorphic conditions range from the greenschist facies to anatexis. Aspects of formation and transformation of ore minerals in relation to metamorphic mineral zones as well as relations between oxides and silicate minerals are discussed. The bulk compositions of solid solutions of hematite-ilmenite, magnetite-ulvöspinell and magnetite-hercynite yield data for the conditions of metamorphism such as temperature and oxygen-fugacity. It is tried to apply the ore mineral assemblages to a detailed subdivision of the metamorphic zonal pattern.

---

\* Prof. Dr. Mohamed Ehsan Sarwary +, zuletzt Islamabad/Pakistan

\*\* Dr. Dieter Rose und Prof. Dr. Anton Forster, Staatliches Forschungsinstitut für Angewandte Mineralogie, Kumpfmühler Str. 2, D-8400 Regensburg

### Vorwort

Die vorliegenden Ergebnisse sind teils Bestandteil der Dissertation von M. E. Sarwary (Sarwary 1970,1973) teils später von ihm im Rahmen eines DFG-Forschungsvorhabens erarbeitet worden. Trotz seiner Entscheidung, 1978 nach Afghanistan zurückzukehren, haben ihn auch dort noch die Erzparagenesen in Gesteinen des Bayerischen Waldes beschäftigt (Sarwary 1983). Durch die Umstände in seiner Heimat und seinen unerwarteten Tod (Pfaffl 1988) war es Sarwary nicht mehr möglich, die Ergebnisse unter Hinzuziehung neuerer Literatur zu interpretieren.



Mohamed Ehsan Sarwary  
(\* 1938 Kabul/Afghanistan  
+ 1987 Islamabad/Pakistan)  
1968 am Eingang zum  
Barbarastollen, Silberberg bei  
Bodenmais.

Foto: F. Pfaffl, Zwiesel

## 1. Einleitung

Die Proben für die Untersuchung der Erzparagenesen und die Ermittlung der chemischen Zusammensetzung einzelner Erzminerale wurden in den unterschiedlich stark metamorphen Gesteinskomplexen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes genommen. In diesem Gebiet ist eine progressive metamorphe Zonenfolge im hercynischen Grundgebirge deutlich ausgebildet (Blümel & Schreyer 1977).

Die untersuchten oxidischen Erzminerale eines Gesteins können als Teilsystem aufgefaßt werden, das sich weitgehend unabhängig von den Silikaten und anderen Mineralien verhält. Das Oxid-Teilsystem ist in seiner chemischen Zusammensetzung nicht so komplex zusammengesetzt wie das Gesamtgestein und bietet den Vorteil, daß in den Oxidmineralen aufgrund deren einfacher Stöchiometrie die Verhältnisse von zwei- und dreiwertigem Eisen recht sicher aus Mikrosondenanalysen bestimmt werden können.

Die in regionalmetamorphen Gesteinen vorkommenden Oxide gehören im wesentlichen nur drei Mineralgruppen bzw. Mischkristallreihen an:

1. Spinell-Mischkristalle der Formel  $AB_2O_4$  mit den wichtigsten Endgliedern Magnetit ( $Fe_3O_4$ ), Ulvöspinell ( $Fe_2TiO_4$ ), Spinell ( $MgAl_2O_4$ ), Hercynit ( $FeAl_2O_4$ ) und Gahnit ( $ZnAl_2O_4$ ). Die begrenzte Mischkristallbildung zwischen einzelnen Endgliedern wie z. B. zwischen Magnetit und Ulvöspinell (Turnock & Eugster 1962, Lindsley 1981, Price 1981) erlaubt eine qualitative Temperaturbestimmung. Entmischungen in solchen Systemen liefern Hinweise auf die Abkühlungsgeschichte der ehemals homogenen Mischkristalle. Wegen ihrer großen Variationsbreite in der chemischen Zusammensetzung spiegeln Spinell-Mischkristalle den pauschalen Gesteinschemismus wider (Rumble 1976).
2. Hämatit-Ilmenit-Mischkristalle mit den wichtigsten Endgliedern Hämatit ( $Fe_2O_3$ ), Ilmenit ( $FeTiO_3$ ), Pyrophanit ( $MnTiO_3$ ) und Geikielith ( $MgTiO_3$ ). Unter den Druck- und Temperaturbedingungen metamorpher Gesteine herrscht eine begrenzte Mischbarkeit zwischen Ilmenit und Hämatit. Die Nomenklatur von Buddington et al. (1963) wird hier übernommen (einphasige Körner: Ferri-ilmenit bzw. Titanhämatit; zweiphasige Körner: Hämo-ilmenit bzw. Ilmeno-hämatit). Die Pauschalzusammensetzungen sind von den Metamorphosebedingungen abhängig, die Entmischungen liefern Informationen über die Abkühlungsgeschichte.

3. Von den  $\text{TiO}_2$ -Modifikationen kommt Rutil verbreitet in allen metamorphen Zonen vor. Anatas ist nur im Bereich von der Diagenese bis zur Chlorit-Zone existent (Mielke & Schreyer 1972).

Die Zusammensetzungen von koexistierenden Mischkristallen Magnetit-Ulvöspinell und Ilmenit-Hämatit weisen eine Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoff-Fugazität auf. Mit Hilfe experimenteller Daten haben Buddington & Lindsley (1964) ein solches Geothermometer und Sauerstoffbarometer geeicht. Berechnungsverfahren, wie die stets vorhandenen Nebenbestandteile im Magnetit (Al, Mn, Cr) und Ilmenit (Mn, Mg) für die Ermittlung der Zusammensetzung der Mischkristalle im System  $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  zu berücksichtigen sind, stammen u. a. von Anderson (1968), Powell & Powell (1977) und Stormer (1983).

An sulfidischen Erzminerale finden sich in den metamorphen Gesteinen Pyrit, Pyrrhotin, Sphalerit und gelegentlich Chalkopyrit. Pyrit ist überwiegend in geringer metamorphen Gesteinen vertreten, während Pyrrhotin verstärkt in den höher metamorphen Zonen auftritt. Jedoch sind Versuche, eine Pyrit-Pyrrhotin Isograde festzulegen (Carpenter 1974), nicht immer erfolgreich gewesen (Ferry 1981). Sphalerit kann bis zu gewissen Grenzen Eisengehalte einbauen. Die Zusammensetzung von Sphalerit im thermodynamischen Gleichgewicht mit Pyrit + Pyrrhotin ist über einen weiten Temperaturbereich ausschließlich vom Druck abhängig und unabhängig von der Schwefel-Fugazität. Diesen Effekt haben Scott & Barnes (1971) und Scott (1973) zur Eichung eines Sphalerit-Geobarometers ausgenutzt. Auf Sphalerite, die sich nur im Gleichgewicht mit Pyrrhotin befinden, ist das Barometer nicht anwendbar, da sie in Abhängigkeit von Schwefel-Fugazität, Temperatur und Druck höhere Gehalte an FeS als bei Koexistenz mit Pyrit + Pyrrhotin aufweisen.

Schließlich ist in Metamorphiten pelitischer Gesteine nicht selten Graphit zu finden. Sein Auftreten kann die Sauerstoff-Fugazität der Dampfphase im Gleichgewicht mit dem Gestein besonders bei nicht zu hohen Drucken und Temperaturen auf Werte unter denjenigen des Fayalit-Magnetit-Quarz Puffers puffern (French & Eugster 1968). Eine solche herabgesetzte Sauerstoff-Fugazität kann zu einer Erniedrigung der Schwefel-Fugazität (Barton 1970) führen.



## 2. Geologisch-petrographischer Rahmen

Der Komplex des ostbayerischen kristallinen Grundgebirges stellt den Südwestrand der Böhmisches Masse dar und gehört zum Moldanubikum des zentral-europäischen variskischen Orogens (Abb.1).

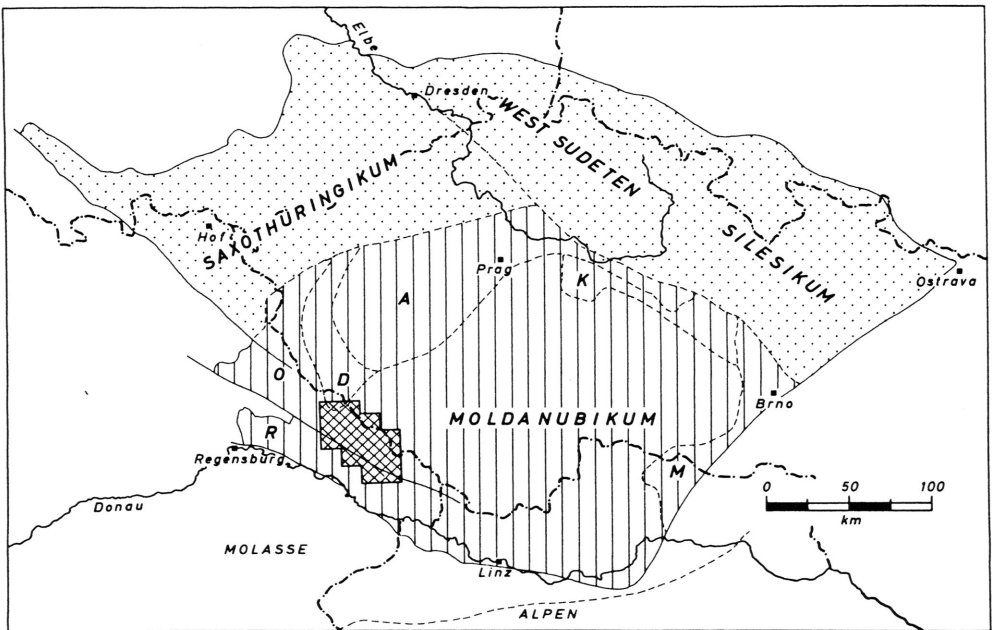


Abb. 1: Geologische Einheiten der Böhmisches Masse nach Vejnar (1971).  
 Punktiert: Saxothuringikum  
 Schraffiert: Moldanubikum (R = Regensburger Wald, O = Oberpfälzer Wald,  
 D = Domazlice-Teplá Kristallin Komplex, A = Zentralböhmisches  
 Algonikum, K = Kutna Hora Kristallinkomplex, M = Moravikum)  
 Kreuzschraffur: Untersuchungsgebiet (s. Abb. 2)

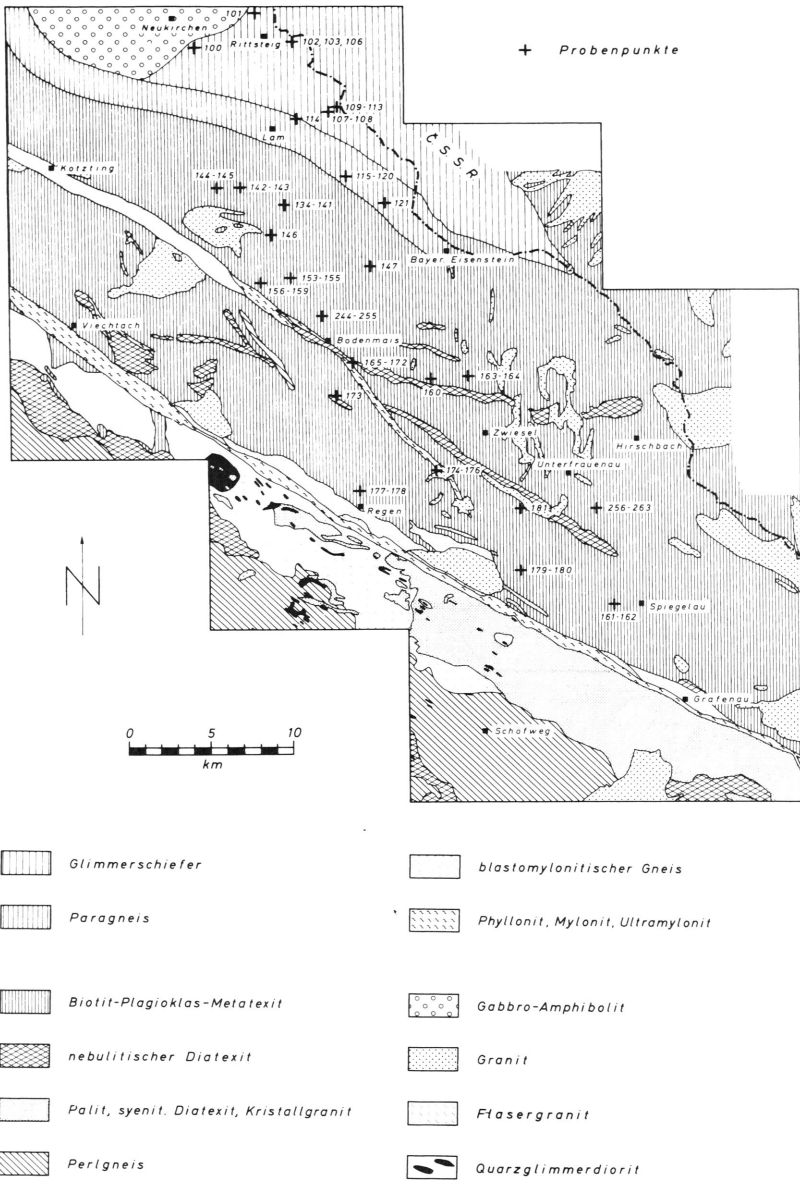


Abb. 2: Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes im Moldanubikum des Bayerischen Waldes nach Troll (1967 b) und Blümel (1970).

In dem Bereich nordöstlich der Pfahlzone läßt sich folgender Bau beobachten (Troll 1967a, Fischer 1967, Blümel 1972, Schreyer & Blümel 1974): Zwischen der Landesgrenze (Künisches Gebirge) und der Rundinger Zone bilden Glimmerschiefer mit eingeschalteten Quarziten, Marmoren, Epidot-Amphiboliten und Paragneisen eine NE-eintauchende Monokline. Im Norden leiten sich die Gesteine von verschiedenen miogeosynklinalen Sedimenten ab, die zum Arber-Kaitersberg-Zug hin in gleichförmige pelitische und psammitische eugeosynklinale Ablagerungen übergegangen sind. Der Metamorphosegrad ist im Nordosten am geringsten (Muskovit-Biotit-Granat-Zone) und erreicht im Arber-Kaitersberg-Zug den Bereich der Anatexis (Cordierit-Kalifeldspat-Zone). Zwischen Rundinger Zone und der Pfahlzone sind die Verhältnisse vergleichbar mit denen des Arber-Kaitersberg-Zuges. Die progressive Metamorphose gehört zum Typ mit niedrigem Druck. Im äußersten Norden bis zur Regentallinie treten phyllitische Glimmerschiefer auf, es folgen Granat-Glimmerschiefer. Durch die Andalusit-Muskovit-Isograde getrennt, schließen sich Andalusit-Granat-Glimmerschiefer an. Südöstlich vom Osser, entlang der Landesgrenze, ist in den Sillimanit-Glimmerschiefern die Sillimanit-Muskovit-Isograde überschritten. In den nördlich des Regen auftretenden Biotit-Gneisen mit Sillimanit ist schließlich die Sillimanit-Kalifeldspat-Isograde überschritten. An diese Serie noch relativ schwach metamorpher Gesteine schließen sich nach Südwesten, beginnend mit dem Arber-Kaitersberg-Zug, die Cordierit-Gneise und Anatexite an, in denen die Cordierit-Kalifeldspat Isograde überschritten worden ist.

Die Geochronologie des Gebietes wurde von Grauert et al. (1974) bearbeitet. Ihre Rb-Sr-Isotopen-Analysen (Gesamtgestein und Biotit) und U-Th-Pb-Analysen von Zirkonen und Monaziten ergeben eine polymetamorphe Geschichte mit einer Regionalmetamorphose im Ordovizium (kaledonisch) und einer zweiten im Karbon (variskisch), beide unter Bildung von anatektischen Mobilisaten. Das Alter der Sedimentation bzw. Diagenese (wenn keine größere Rb- oder Sr-Migration stattgefunden hat) wird von ihnen auf  $550 \cdot 10^6$  a geschätzt (Kambrium bis frühes Ordovizium). Hinweise auf eine präkambrische (assyntische) Metamorphose wurden nicht gefunden, könnten aber durch die jüngeren Phasen verwischt worden sein. Sedimentationsalter zwischen  $450$  und  $2000 \cdot 10^6$  a sind möglich, wenn die Gesteine sich gegenüber Rb und Sr als offene Systeme verhalten haben.

### 3. Erzparagenesen der schwach metamorphen Phyllite, Glimmerschiefer und Glimmergneise

Die Proben (Abb. 2) stammen aus dem Bereich der Blätter Rittsteig und Lam (Phyllitische Glimmerschiefer, Andalusit-Granat-Glimmerschiefer, Glimmergneis). Sie repräsentieren den Übergang von der oberen Grünschieferfazies zur Amphibolitfazies unter niedrigem Druck. Typische Modalanalysen der Silikatminerale sowie die modalen Anteile innerhalb des akzessorischen Erzmineralbestandes sind in Tab. 1 aufgeführt.

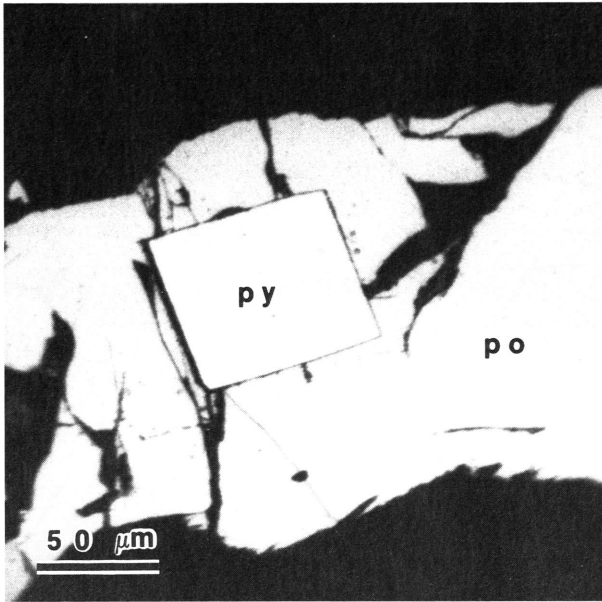


Abb. 3: Pyritidioblast (py) von Pyrrhotin (po) umgeben. Anschliff 1024, Gneis, Lam, Öl, 1 Nicol.

Die Sulfidparagenese der Gesteine besteht aus wechselnden Anteilen von Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Sphalerit. Die Pyrrhotin-führenden Metamorphite weisen gleichzeitig erhöhte Gehalte an Graphit auf. Pyrit kommt als Einschluß in anderen Mineralien (Biotit, Quarz, Feldspat, Granat und in anderen Sulfiden) und in Form großer Idioblasten (Abb. 3) vor, die von den anderen Gefügepartnern häufig umflossen werden; er ist frei von Ni und Co. Pyrrhotin tritt meist als xenomorpher länglich-lappiger Einschluß in den Silikatmafiten auf und zeigt oft die typischen Umwandlungsstrukturen von "birdseyes" (Zerfall in ein Gemenge von Markasit und Pyrit).

Die Pyrrhotine weisen niedrige Gehalte unter 1000 ppm für Cu, Pb und Zn, sowie Werte unter 200 ppm für Cr, Ni und As auf. Pentlanditgemischungen sind nicht beobachtet



Tabelle 1: Modalanalysen der silikatischen Hauptbestandteile und der akzessorischen Erzminerale [Vol.-%]

	1	2	3	4	5	6	7	8
Chlorit	4	-	-	-	-	-	-	-
Muskovit	46	27	+	0.4	-	-	-	-
Biotit	11	21	9.5	22.7	19.4	18.1	20.7	8.7
Andalusit	-	7	-	-	-	-	-	-
Sillimanit	-	-	6.5	0.1	n.b.	1.3	10.8	2.0
Granat	+	5	-	0.1	4.7	1.5	5.4	-
Cordierit	-	-	-	13.2	20.0	22.7	38.8	41.8
Oligoklas	12	9	11.5	31.8	n.b.	19.6	1.7	7.8
Mikroclin	-	-	9.5	5.0	n.b.	12.7	8.4	21.8
Quarz	25	28	62	25.8	n.b.	22.6	9.8	15.2
Akzessorien	+	3	+	0.6	n.b.	1.5	4.4	2.7
<b>Summe</b>	<b>98</b>	<b>100</b>	<b>99</b>	<b>99.7</b>		<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>
Pyrit	0.02	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	0.11	<0.01
Pyrrhotin	-	0.27	0.01	0.01	<0.01	0.31	0.26	<0.01
Pentlandit	-	-	-	-	-	-	<0.01	-
Chalkopyrit	-	0.01	0.01	<0.01	-	<0.01	<0.01	<0.01
Sphalerit	-	<0.01	<0.01	<0.01	-	-	<0.01	-
Graphit	-	0.21	0.02	0.01	<0.01	0.02	<0.01	-
Rutil	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	-	-	-	<0.01
Ilmenit	1.08	0.50	0.26	0.33	0.20	0.69	0.88	-
Hämo-Ilmenit	-	+	-	-	-	-	-	1.14
Ilmeno-Hämatit	-	-	-	-	-	-	-	-
Magnetit	0.85	0.87	-	<0.01	-	<0.01	0.52	1.22
Ilmeno-Magnetit	-	-	-	-	-	-	-	-
Spinell	-	-	-	<0.01	0.33	0.02	2.31	<0.01
Högbomit	-	-	-	-	-	-	-	0.09
<b>Summe</b>	<b>1.95</b>	<b>1.86</b>	<b>0.32</b>	<b>0.36</b>	<b>0.53</b>	<b>1.05</b>	<b>4.08</b>	<b>2.45</b>

schwach-metamorphe Gesteine

- 1 Phyllitischer Glimmerschiefer
  - 2 Andalusit-Granat-Glimmerschiefer
  - 3 Glimmergneis
- Hauptbestandteile nach Schreyer & Blümel (1974)

höher metamorphe und anatektische Gesteine

- 4 Cordierit-Gneis I
  - 5 Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis II
  - 6 Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis III
  - 7 Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis IV
  - 8 Cordierit-Sillimanit-Gneis V
- Hauptbestandteil nach Troll (1967a), Troll (1974)

worden. Sphalerit ist mit 37,2 Mol % FeS sehr Fe-reich, wichtige Nebenbestandteile sind Mn, Cd, Cu und Ni. Aus dem  $\log f_{S_2}$ -T Diagramm von Scott & Barnes (1971) ergibt sich, daß Sphalerit nicht im thermodynamischen Gleichgewicht mit Pyrit + Pyrrhotin entstanden sein kann und deshalb für eine Anwendung des Geobarometers von Craig & Scott (1974) ungeeignet ist.

Die Oxidparagenese der Gesteine umfaßt Magnetit, Hämo-Ilmenit, Ferrianilmenit und Rutil. Rutil läßt sich teilweise auf den Primärbestand der Sedimente zurückführen; sichere Neubildungen sind langprismatische Rutilnadeln im Plagioklas der Glimmerschiefer und im Granat der Andalusit-Granat-Glimmerschiefer. Zweiphasiger entmischter Hämo-Ilmenit ist nur in den Granaten der Glimmerschiefer als Einschluß zu finden. In einer Generation sind bis zu 5 Vol % Titanhämatit entmischt. Alle anderen Ilmenit-Hämatit-Mischkristalle sind einphasige Ferrianilmenite, die hypidiomorph bis xenomorph sowie in Form von länglich-lappigen Leisten oft mit den Schichtsilikaten verwachsen sind. In diesen relativ Mg-armen Gesteinen ist im Ilmenitmischkristall keine Geikielith-Komponente ( $MgTiO_3$ ) nachweisbar, dagegen ist Mn angereichert, wie der Anteil an  $MnO$  zeigt. Die Zusammensetzung (Tab. 2), nach Abzug der Nebenbestandteile und Normierung auf 100, ist mit  $Ilm_{93}Häm_7$  recht ähnlich derjenigen, die Rumble (1973) für die Pauschalzusammensetzung von Hämo-Ilmenit aus der Granat- und Staurolithzone mit  $Ilm_{90}Häm_{10}$  angibt. Die geringe Mischbarkeit zwischen Ilmenit- und Hämatit-Komponente deutet auf eine relativ niedrige Temperatur der Metamorphose dieser Gesteine hin. Die Ilmenite werden retrograd häufig in ein Gemenge von Rutil + Hämatit umgewandelt und schließlich von Titanit verdrängt. Aluminat-Spinelle sind, abgesehen von der Lagerzone der Johanniszee bei Lam, in den schwach metamorphen Gesteinen selten. Nur in Muskovit-Quarziten vom Osser-Nordhang findet sich ein hellgrün durchscheinender Spinell-Hercynit-Mischkristall. Hingegen ist Magnetit besonders in den phyllitischen Glimmerschiefern und den Andalusit-Granat-Glimmerschiefern als mehr oder weniger idiomorpher Porphyroblast verbreitet (Abb. 4). Die Porphyroblasten sind frei von Mineraleinlagerungen und zeigen weder Ilmenit- noch Spinellentmischungen, sind jedoch oft mit Ilmenit oder Pyrit vergesellschaftet. Die beiden Analysen von Magnetit (Tab. 2) sind sehr ähnlich. In beiden Fällen ergibt sich ein fast reines  $Fe_3O_4$ . Nach dem Berechnungsverfahren von Anderson (1968) zur Berücksichtigung der dreiwertigen (Cr, Al) und zweiwertigen (Mg, Mn) Kationen ergibt sich in der Mischkristallreihe Magnetit-Ulvöspinell  $Mt_{99,7}Usp_{0,3}$  bzw.  $Mt_{99,1}Usp_{0,9}$ . Für das koexistierende Paar Magnetit/Ilmenit des Glimmerschiefers kann das Geothermometer und Sauerstoffbarometer von Buddington & Lindsley (1964) mit den Formeln von Powell & Powell (1977) angewandt werden. Es ergibt sich eine Bildungstemperatur von

Tabelle 2: Mikrosondenanalysen von Magnetit und Ilmenit aus Phyllit (1) und Glimmerschiefer (2). Die Berechnung der Komponenten für Magnetit wurden nach dem Verfahren von Anderson (1968) durchgeführt.

	1	2	3
	Magnetit	Magnetit	Ilmenit
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.30	49.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66.74	68.80	6.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.12	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.10	-
FeO	31.00	32.10	42.50
MgO	0.30	-	-
MnO	0.11	0.03	2.04
NiO	-	-	-
-----			
Summe	98.63	101.45	100.46
O	32	32	6
Ti	0.113	0.069	1.866
Fe <sup>3+</sup>	15.676	15.734	0.257
Cr	-	0.029	-
Al	-	0.036	-
Fe <sup>2+</sup>	8.092	8.158	1.794
Mg	0.139	-	-
Mn	0.030	0.007	0.087
Ni	-	-	-
-----			
Mol-% Magnetit	99.65	99.13	
Mol-% Ulvöspinell	0.35	0.87	
Mol-% Ilmenit			92.88
Mol-% Hämatit			7.12

$T = 412 \text{ }^{\circ}\text{C}$  bei einer Sauerstoff-Fugazität von  $\log f_{\text{O}_2} = -25$ . Die Temperatur ist um einiges niedriger als der von Schreyer & Blümel (1974) aus den Silikatparagenesen der phyllitischen Glimmerschiefern mit  $T = 500 \text{ }^{\circ}\text{C}$  abgeschätzte Wert. Der Wert für die Sauerstoff-Fugazität liegt bei der ermittelten Temperatur zwischen den Pufferkurven Magnetit-Hämatit und Fayalit-Magnetit-Quarz (Abb. 10). Die Oxidparagenese mit Magnetit-Ilmenit-Rutil ist mit den errechneten Werten verträglich, wie Diagramme von Rumble (1976) zeigen.

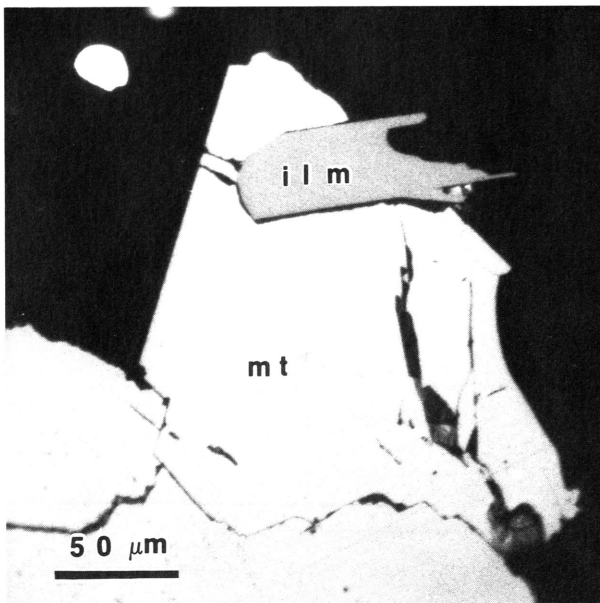


Abb. 4: Magnetitidioblast (mt) vergesellschaftet mit Ilmenit (ilm). Anschliff 1024, Gneis, Lam, Öl, 1 Nicol

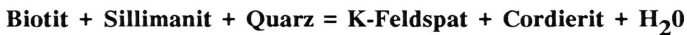
Graphit ist besonders in den sulfidreichen Proben der Andalusit-Granat Glimmerschiefer und der Glimmergneise stärker vertreten. Eine positive Korrelation scheint insbesondere zwischen dem Auftreten von Graphit und Pyrrhotin, eventuell auch von Chalkopyrit zu bestehen. Die verbogenen, gestauchten und zerknitterten Graphittäfelchen weisen mit Cr, Co, Cu, Ni und V Spurenelemente auf, die typisch für Graphite sind, die durch Metamorphose organogenen Materials entstanden sind.

#### 4. Erzparagenesen in höher metamorphen und anatektischen Gneisen

Diese Serie umfaßt Cordierit-Gneise, Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneise sowie Cordierit-Sillimanit-Gneise mit Biotit, Feldspat und Quarz. Der Grad der Metamorphose



bzw. Anatexis schreitet generell von NE nach SW bei Annäherung an die Pfahlzone fort. Es treten allerdings areale Abweichungen mit fließenden Übergängen auf, die darauf hindeuten, daß das Cordieritgneisgebiet während seiner Anatexis nicht überall den gleichen Druck-Temperatur-Bedingungen unterworfen war. Es resultieren etwas unterschiedliche Silikatparagenesen und deutlich unterschiedliche Erzmineralparagenesen. Die Anatexis setzt mit der Reaktion



ein. Der Gehalt an Feldspat und Quarz in den Melanosomen nimmt mit dem Aufschmelzungsgrad immer mehr ab, während dort neben Cordierit auch Granat kristallisiert. Die Leukosome führen hauptsächlich Quarz, Oligoklas und K-Feldspat, können zusätzlich aber auch Biotit und Cordierit enthalten. Im Arber-Kaitersberg-Zug (Troll 1967a) treten Cordierit-Gneise mit nur geringer Granatführung auf. Diese Gesteine zeigen den geringsten Aufschmelzungsgrad unter den Anatexiten. Nach SW schließen sich die Gesteine der Bodenmaiser Serie an, die als Cordierit-Granat-Gneise höher anatektischen Bedingungen ausgesetzt waren. Die Grenze zwischen Cordierit- und Cordierit-Granat-Gneisen verläuft etwa 2 km NE parallel zur Rundinger Zone (Blümel 1972). Allerdings spricht sich Troll (1967a) dafür aus, wegen fließender Übergänge und Verzahnung sowie Ähnlichkeiten in Genese, Mineralbestand und Gefüge keine scharfe Trennung zwischen den Arber-Gneisen und den Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneisen vorzunehmen.

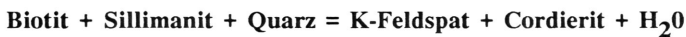
#### 4.1 Cordierit-Gneise des Arber-Kaitersberg-Zuges (Cordierit-Gneis I)

Die Proben (Abb. 2) stammen vom Blatt Lam aus dem Bereich vom Großen Arber bis zum Mühlriegel. Die Gesteine werden von plattigen, alternierenden hellen und dunklen Lagen (mit Sillimanit und Biotit auf den Scherflächen) aufgebaut. Im Vergleich mit den Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneisen der Bodenmaiser-Serie weisen sie niedrigere  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte im Gesamtgestein auf. Dies wird durch das starke Zurücktreten von Sillimanit, Granat und Spinell, sowie relativ niedrige Cordieritgehalte in den Modalanalysen angezeigt. Dafür sind Quarz- und Plagioklasgehalte (Tab. 1) höher.

Sowohl die Sulfidparagenese mit Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Sphalerit als auch die

Oxidparagenese mit Ferriannilmenit, Rutil, Spinell und wenig Magnetit und die Graphitführung ähneln stark den Paragenesen der schwächer metamorphen Glimmergneise. Auch die Modalanteile (Tab. 1) entsprechen sich in beiden Gesteinsserien weitgehend. Die meisten Erze dürften aus den schwächer metamorphen Stadien übernommen worden sein.

Sichere Neubildungen sind extrem langprismatische Rutilnadeln, die im Mikroklin in den Leukosomen und im Cordierit in den Melanosomen eingelagert sind. Die Bildung ist verständlich, da einige Partner der cordieritbildenden Reaktionen



Titan führen. So enthält Biotit der Anatektite des Moldanubikums bis zu 4 Gew. %  $\text{TiO}_2$  (Winter 1973, Troll & Winter 1983); Quarz und Granat führen häufig Einschlüsse von Rutilnadeln.

Untergeordnet finden sich hypidiomorphe bis rundliche Einschlüsse eines Aluminat-Spinells (Hercynit?) mit geringen Anteilen von entmischem Magnetit. Im allgemeinen sind diese Gesteine aber auch in den Melanosomen noch zu  $\text{SiO}_2$ -reich, um eine umfangreichere Spinellbildung zuzulassen.

## 4.2 Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneise der Bodenmaiser Serie

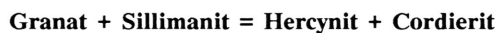
### (Cordierit-Gneise II, III und IV)

Die Gesteine dieser Serie sind sowohl mit den schwächer anatektischen Gesteinen des Arber-Kaitersberg-Zuges als auch dem noch stärker metamorph beeinflussten Cordierit-Sillimanit-Gneis V der Bodenmaiser Serie durch fließende Übergänge verbunden. Innerhalb dieser Serie lassen sich trotz großer Ähnlichkeiten aufgrund der Erzmineralparagenesen sowie des Gefüges und der Gesteinszusammensetzung drei Varietäten definieren, die einen Anstieg der metamorphen Bedingungen widerspiegeln dürften. Ein klar erkennbares areales Verteilungsmuster zeichnet sich nicht ab.

Cordierit-Gneis II liegt in Proben von Oberried, Blatt Lam vor. Er unterscheidet sich von den Gesteinen des Arber-Kaitersberg-Zuges vor allem durch höhere Cordierit- und Granatgehalte in den dunklen Lagen. Das Gefüge ist deutlich linsig ausgeprägt. Die Sulfidparagenese tritt mit Spuren von Pyrit und Pyrrhotin weitgehend zurück, auch die

Graphitgehalte sind niedrig. Die Oxidparagenese umfaßt Ferrianilmenit und Spinell. Die bereits in den niedriger metamorphen Gesteinen enthaltenen Ilmeniteinschlüsse in Granat und teilweise in Cordierit sind in Form großkörniger Individuen weiterhin erhalten. Ausschließlich in Cordierit eingelagerte idiomorphe bis hypidiomorphe Ferrianilmenite, die sich zu größeren Ansammlungen aggregieren und entlang der Sillimanit-Scherbahnen auftreten, sind Neubildungen. Zumindest ein Teil des  $TiO_2$  für diese Neubildungen dürfte von den früher beschriebenen Rutileinlagerungen herrühren, da mit dem Auftreten dieser Ilmenitgeneration Rutil nicht mehr in den Modalanalysen erscheint.

Nachdem die Melanosome dieser Gneisvarietät im allgemeinen frei von Quarz und Feldspat sind und eine Cordieritmatrix mit Biotit und Sillimanit aufweisen (Schreyer & Blümel 1974), waren günstige Bedingungen zur Aluminat-Spinell-Bildung gegeben. Da die Granate teilweise instabil wurden, wie Cordierithöfe anzeigen, ist als mögliche spinellbildende Reaktion



anzunehmen.

Cordierit-Gneis III ist im Untersuchungsgebiet auf den Blättern Lam, Bodenmais, Zwiesel, Regen, Unterfrauenau und Spiegelau weit verbreitet. Die Gesteine sind regional heterogen ausgebildet; mit zunehmender Anatexis wird der Lagenbau aufgelockert, sodaß stromatische und nebulitische Gefüge erscheinen, wo sich Gefügekomponenten aus hellen und dunklen Teilgefügen durchdringen. Die Modalanalyse der Hauptgemengteile ist wegen der Inhomogenität dieses Gesteins nur als grober Mittelwert zu nehmen, wie auch die Modalanalysen von Troll (1967) zeigen.

Die Sulfidparagenese umfaßt Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit. Gegenüber den bisher beschriebenen Cordierit-Gneisen I und II erreichen die Eisensulfide höhere Modalanteile, wobei Pyrrhotin den Pyrit bei weitem überwiegt. Graphit ist in geringer Menge vorhanden.

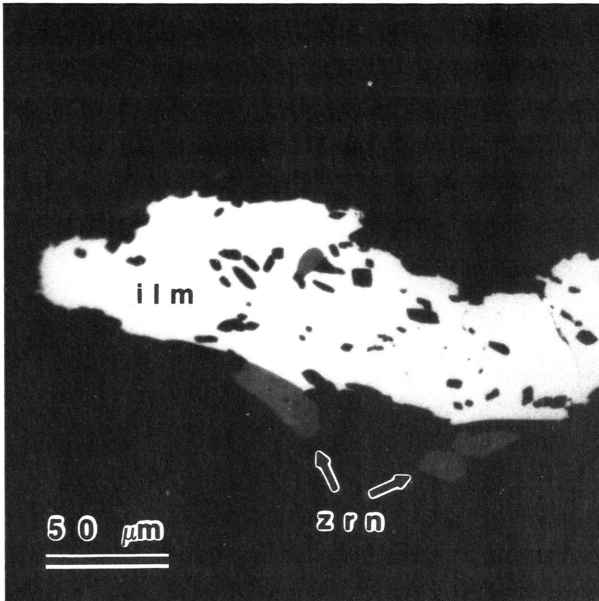


Abb. 5: Ferrianilmenit (ilm) durchspießt von Sillimanitnadeln (schwarz) und Zirkone (zrn). Anschliff 1085, Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis, Rot Kot, Öl, 1 Nicol.

Die Oxidparagenese führt erstmals innerhalb des Cordierit-Gneis-Gebietes neben Ferrianilmenit (Abb. 5) auch zweiphasigen Hämo-Ilmenit sowie Spinell und sehr wenig Magnetit. Die Hämo-Ilmenite weisen rundliche Kornformen mit zerlappten Rändern auf und sind immer an die Aluminat-Spinelle gebunden. Das verstärkte Auftreten von Hämo-Ilmenit kann durch eine Zunahme der Mischbarkeit zwischen Ilmenit und Hämatit unter erhöhten Temperaturen der Metamorphose erklärt werden. Die hercynitreichen Aluminat-Spinelle finden sich als Einschlüsse in Granat und Cordierit und führen häufig feine Entmischungskörper von Magnetit.

Cordierit-Gneis IV ist mit dem vorher beschriebenen Cordierit-Gneis III und dem Cordierit-Sillimanit-Gneis (Cordierit-Gneis V) der Bodenmaiser-Serie durch allmähliche Übergänge flächenhaft verbunden. Vorkommen liegen im Gebiet der Blätter Unterfrauenau und Bodenmais. Die hier beschriebenen Proben stammen vom Gipfel des Silberberges bei Bodenmais und seiner nächsten Umgebung.

Die Gneise weisen ein sehr dichtes metatektisches Gefüge auf, in dem reichlich bis zu 15 mm große Granate eingestreut sind. Die mächtigen dunklen plattenartigen Teilgefüge



heben sich von relativ geringmächtigen Leukosomlagen ab. Die Trennung beider Teilbereiche erfolgt häufig durch fein-knittergefältelte Biotit-Sillimanit-Tapeten. Vereinzelt treten Cordierit und Kalifeldspat im Gestein weitgehend zurück, sodaß solche Bereiche wie Biotit-Sillimanit-Felse erscheinen. Wie die chemische Analyse von Troll (1974) zeigt, handelt es sich um ein sehr  $\text{SiO}_2$ -armes, aber  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{FeO}$ -reiches Gestein. Hohe Werte weisen auch  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  auf. Aus der Modalanalyse (Tab. 1) geht das Vorherrschen der Restitmineralien deutlich hervor.

Die Sulfidparagenese besteht aus Pyrrhotin, Pyrit, Sphalerit, Chalkopyrit und Pentlandit. Bei den Eisensulfiden findet sich wieder überwiegend Pyrrhotin und untergeordnet Pyrit. Der Pyrrhotin einiger Schliffe hat geringe Mengen (0,5 - 1 Vol. %) von typisch flammenförmigem Pentlandit entmischt. Eine überschlägige Rechnung macht Ni-Gehalte zwischen 1500 und 3500 ppm im ehemals homogenen Mischkristall wahrscheinlich. Diese Werte sind deutlich höher als der von Arnold (1969) für Pyrrhotin aus der Lagerzone des Silberberges mit 110 ppm Ni angegebene Gehalt. Im Pyrrhotin der Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneise vom Rot-Kot bei Zwiesel erwähnt Henneke (o. J.) ebenfalls Pentlanditentmischungen. Eine erneute Durchmusterung des Schriffmaterials zeigt eine Sulfidparagenese mit Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit und Pentlandit wie in den Gesteinen von Bodenmais.

Die Oxidparagenese setzt sich aus Ferrianilmenit, Hämo-Ilmenit, Magnetit und viel Spinell zusammen. Hämo-Ilmenit kommt zusammen mit Spinell bevorzugt in den Biotit-Sillimanit-Tapeten vor. Die Analyse der Ferrianilmenit-Grundmasse (Tab. 3) ergibt nach Abzug der Nebenbestandteile und Normierung auf 100 eine Zusammensetzung von  $\text{Ilm}_{94}\text{Häm}_6$  und liegt damit in einem ähnlichen Bereich, wie er von Bolfa et al. (1961) für die Grundmasse von Hämo-Ilmeniten der Sillimanit-Kalifeldspatzone mit  $\text{Ilm}_{96}\text{Häm}_4$  angegeben wird. Entsprechend dem Mg-reichen Chemismus des Gesteins tritt hier ein meßbarer Mg-Gehalt in der Ilmenitphase auf, jedoch ist der Wert für Mn deutlich höher. Beim Vergleich mit der Ilmenitphase des Glimmerschiefers ist zu beachten, daß dort der Pauschalchemismus, hier jedoch nur die Zusammensetzung der Ilmenit-Komponente, erfaßt ist. Aluminat-Spinelle treten bevorzugt in den Biotit-Sillimanit-Tapeten auf, die Melanosomen und Leukosomen trennen. Die großen einheitlichen Spinellkörner zeichnen die Kleinfältelungen der Tapeten bis in kleinste Bereiche nach. Da hier ebenfalls eine Spinellbildung unter Beteiligung von Biotit und Sillimanit angenommen werden kann, ist die Vergesellschaftung mit biotitfreiem Sillimanit bzw. sillimanitfreiem Biotit durch Aufzehrung eines Reaktionspartners verständlich. Die großzügige Spinellbildung in dieser Gneisvarietät mit bis zu 4,5 Vol. % in Einzelproben und dem

Tabelle 3: Mikrosondenanalysen von Ilmenit und Magnetit aus Cordierit-Sillimanit-Granat Gneis-IV (1) und Cordierit-Sillimanit Gneis-V (2). Die Berechnung der Komponenten für Magnetit wurde nach dem Verfahren von Anderson (1968) durchgeführt.

	1	2	2	2
	Ilmenit	Magnetit	Magnetit	Ilmenit
TiO <sub>2</sub>	49.50	0.10	-	47.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.90	69.00	69.25	10.90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.37	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.24	-	-
FeO	43.70	31.50	30.50	40.60
MgO	0.05	-	-	0.36
MnO	0.77	0.02	-	1.40
NiO	-	-	0.16	0.05
-----				
Summe	99.92	101.23	99.91	100.81
O	6	32	32	6
Ti	1.887	0.024	-	1.794
Fe <sup>3+</sup>	0.225	15.786	16.066	0.412
Cr	-	0.089	-	-
Al	-	0.086	-	-
Fe <sup>2+</sup>	1.852	8.008	7.863	1.705
Mg	0.004	-	-	0.027
Mn	0.033	0.005	-	0.059
Ni	-	-	0.039	0.002
-----				
Mol-% Magnetit		99.70	100.00	
Mol-% Ulvöspinell		0.30	-	
Mol-% Ilmenit	94.27			89.23
Mol-% Hämatit	5.73			10.77

hohen Durchschnittswert erklärt sich durch den  $\text{SiO}_2$ -armen, aber  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{FeO}$ -reichen Gesteinschemismus bei geeigneten Werten für Druck, Temperatur und Sauerstoff-Fugazität. Magnetitentmischungen parallel (100) des Spinells (Abb. 6) machen etwa 11 Vol. % aus und weisen Unterentmischungen von Ilmenit auf. Die Spinellgrundmasse ist ein komplex zusammengesetzter hercynitreicher Mischkristall mit  $\text{Hercynit}_{74}\text{Spinell}_9\text{Galaxit}_7\text{Gahnit}_5\text{Magnetit}_5$ . Der relativ hohe Gehalt an Galaxit-Komponente ( $\text{MnAl}_2\text{O}_4$ ) ist im Vergleich mit der Zusammensetzung der Grundmasse der Hämo-Ilmenite nicht verständlich, da bei Assoziationen Spinell-Ilmenit Mangan den Ilmenit etwas bevorzugt (Rumble 1976).

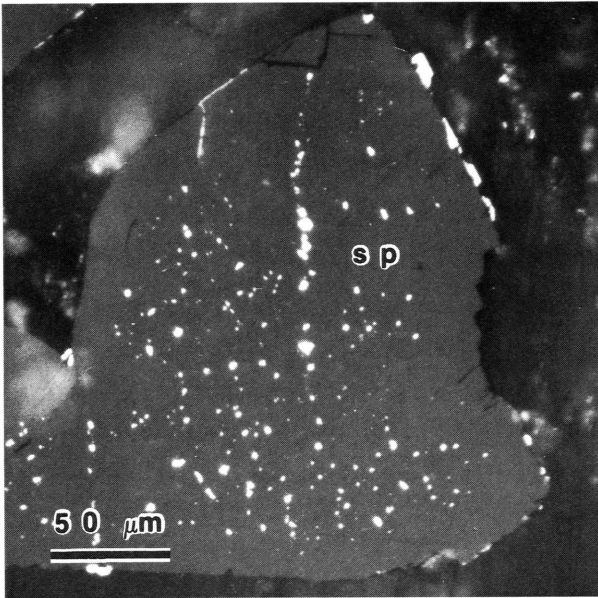


Abb. 6: Spinell (sp) mit Entmischungen von Magnetit parallel (100). Anschliff 1040, Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis, Bodenmais, Öl, 1 Nicol.

Für das System Hercynit-Magnetit ergibt sich für die Zusammensetzung der Grundmasse nach Abzug der Nebenbestandteile  $\text{Hc}_{94}\text{Mt}_6$ . Für die Pauschalzusammensetzung kann unter Berücksichtigung der Modalanteile an entmischttem Magnetit auf  $\text{Hc}_{88}\text{Mt}_{12}$  bis  $\text{Hc}_{85}\text{Mt}_{15}$  geschlossen werden. Mit diesen Daten (mit der Unsicherheit des Einflusses der Nebenbestandteile) läßt sich aus dem Diagramm von Turnock & Eugster (1962) für dieses System eine Bildungstemperatur von 620 - 690 °C und eine Endtemperatur des Entmischungsvorganges um 500 °C abschätzen. Der erste Wert liegt im Bereich anderer

Temperaturabschätzungen für das Gebiet des Silberberges von Schreyer et al. (1964) mit 730 °C für das Maximum der Metamorphose und von Troll (1974) mit 680 °C als minimaler Temperatur.

### **4.3 Cordierit-Sillimanit-Gneise der Bodenmaiser Serie (Cordierit-Gneis V)**

Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneise der Bodenmaiser Serie treten mit fließenden Übergängen lokal enger begrenzte Homogenbereiche auf, die in Relation zu diesen am stärksten metamorph überprägt sind. Der Unterschied ist so groß, daß eine gesonderte Beschreibung gerechtfertigt erscheint. Die Proben stammen von Altpöschingerhütte (Blatt Unterfrauenau) und von Oberklaus (Blatt Bodenmais).

Das Gestein ist wiederum als Cordieritmetatexit anzusprechen, bei welchem die flammenartigen Metatekte kaum mehr größere Ausdehnung erreichen und stellenweise eine ausgeprägte Auflösung des Gneisgefüges und nebulitische Prägung erscheinen. Im Vergleich zum vorher beschriebenen Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis fehlen hier die Biotit-Sillimanit Tapeten zwischen den leuko- und melanokraten Lagen und die Granate. Der Erzmineralbestand der schwach metamorphen und schwächer anatektischen Stadien ist praktisch vollständig umgelagert und zeigt damit neue Erscheinungsformen und Paragenesen. Der Modalbestand der Silikatmineralien (Tab. 1) ist durch hohe Cordierit-, Kalifeldspat- und Quarzgehalte charakterisiert.

Die Sulfide treten, abgesehen von Spuren von Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit, kaum noch in Erscheinung. Die Oxidparagenese umfaßt Hämo-Ilmenit, Ilmeno-Hämatit, Magnetit, Ilmeno-Magnetit, Spinell, Högbomit und geringe Mengen Rutil. Hämo-Ilmenit und Ilmeno-Hämatit kommen in großen, unregelmäßig zerlappten und nur selten idiomorph erscheinenden Körnern sowohl mit Cordierit des Restits als auch selbständig vor. Der Entmischungsgrad ist beträchtlich, wobei sich deutlich zwei Generationen von Entmischungen unterscheiden lassen. Im Mittel von 20 Modalanalysen ergab sich Ilmenit-1 45,7 Vol. %, Ilmenit-2 4,3 Vol. %, Hämatit-1 44,4 Vol. % und Hämatit-2 5,6 Vol.%, also ein Volumenprozentverhältnis von 50:50 der beiden Phasen Ferrianilmenit und Titanhämatit.

Die Analyse des Ferrianilmenitanteils eines zweiphasigen Ilmeno-Hämatit-Korns (Tab. 3) ergab nach Abzug der Nebenbestandteile und Normierung auf 100 eine Zusammenset-



zung  $\text{Ilm}_{89}\text{Häm}_{11}$ . Diese Werte stimmen gut mit Ergebnissen von Nixon et al. (1973) an Ilmeno-Hämatiten der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone überein, in denen sie für den Ferriarnilmenit  $\text{Ilm}_{87}\text{Häm}_{13}$  bestimmt haben; die Titanhämatitkomponente hatte die Zusammensetzung  $\text{Ilm}_{34}\text{Häm}_{66}$ . Eine Abschätzung des Pauschalchemismus des hier vorliegenden Ilmeno-Hämatits ist nur schwer möglich, da die Zusammensetzung der Titanhämatitphase nicht analysiert worden ist. Die Volumenanteile deuten jedoch an, daß die Mischungslücke des Systems Ilmenit-Hämatit (Abb. 7) bei der Bildung der Mischkristalle nicht mehr sehr ausgedehnt gewesen sein kann.

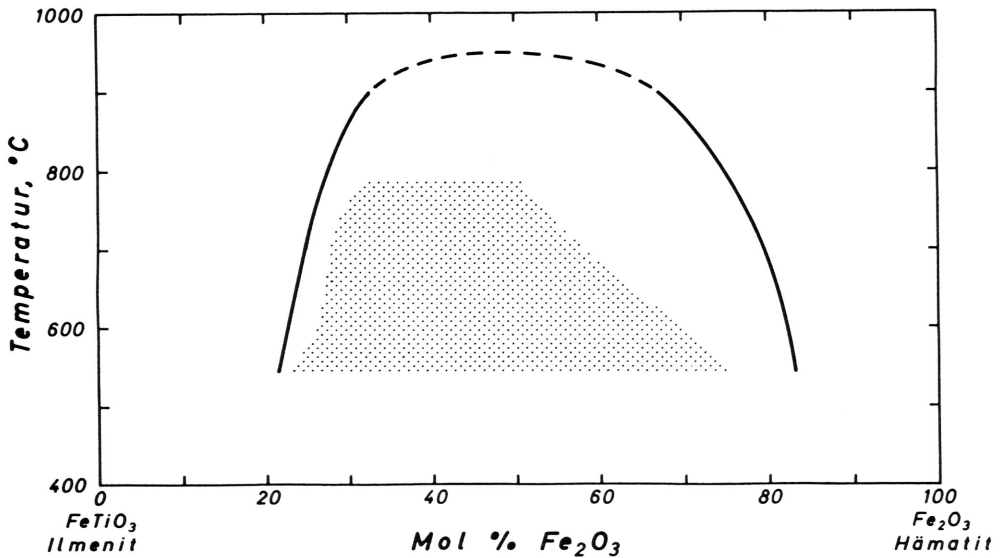


Abb. 7: Mögliche Lage der Mischungslücke im System  $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ . Die Kurve von Carmichael (1961) ist von Lindsley (1973) durch das punktierte Feld ersetzt worden. Die exakte Lage der Mischungslücke innerhalb des Feldes ist noch nicht bekannt.

Nimmt man für die Titanhämatitphase die Zusammensetzung an, die Nixon et al. (1973) gefunden haben, ergibt sich für die Pauschalzusammensetzung ein Bereich zwischen  $\text{Ilm}_{55}\text{Häm}_{45}$  bis  $\text{Ilm}_{66}\text{Häm}_{34}$ . Die Nebenbestandteile an Pyrophanit- und Geikielith-Komponente haben gegenüber den Werten des Ferriarnilmenits aus dem Cordierit-Gneis IV deutlich zugenommen; es ist weiterhin mehr Pyrophanit als Geikielith vorhanden.

Magnetit ist im Gestein reichlich vorhanden. Zwei Typen, die sich auf Pyrit und Pyrrhotin zurückführen lassen, weisen keine Spinell- oder Ilmenitmischungskörper auf. Die

Analyse (Tab. 3) zeigt keine nachweisbaren Konzentrationen an Ti, Cr, Al und Mn, ergibt also  $Mt_{100}$  mit geringen Ni-Gehalten. Damit kann dieser Magnetittyp nicht im thermodynamischen Gleichgewicht mit den anderen Oxidphasen stehen. Ein weiterer Magnetittyp liegt als Gefügekomponente in Form rundlicher bis länglicher teils zerlappter größerer Körner im Verband mit Cordierit vor. Als Entmischungen treten parallel (100) Spinell und parallel (111) Ilmenit auf (Abb. 8). Es handelt sich also um Ilmeno-Magnetit, wie er nur in hochgradig metamorphen Gesteinen bekannt ist.

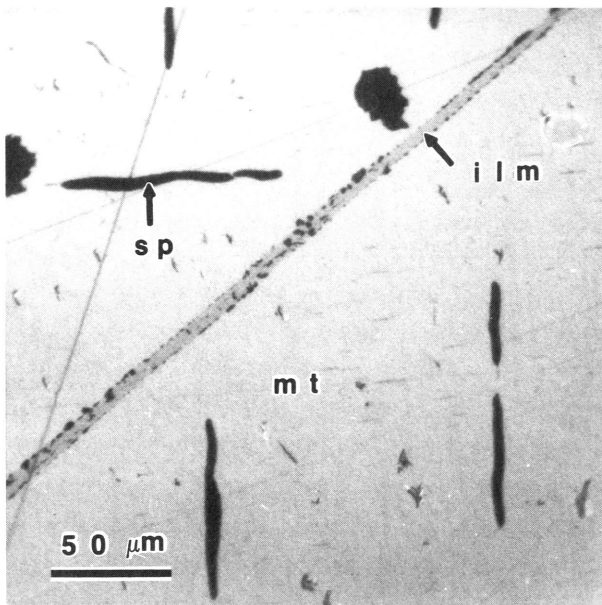


Abb. 8: Magnetit (mt) mit Spinellentmischungen (sp, schwarz) parallel (100) und entmischtem Ilmenit (ilm) parallel (111) Anschliff 1125, Cordierit-Sillimanit-Gneis, Bodenmais, Öl, 1 Nicol..

Die Mikrosondenanalyse der Magnetitkomponente zeigt nach Abzug der Nebenbestandteile und Normierung auf 100 eine Zusammensetzung  $Mt_{99,7}Usp_{0,3}$  an. Als Nebenbestandteile sind Cr, Al und Mn vorhanden. Die sehr reine Magnetitzusammensetzung ist natürlich nicht repräsentativ für den Pauschalchemismus und darf deshalb nicht mit den Analysen der homogenen Magnetite der schwach metamorphen Gesteine verglichen werden. Der Anteil an entmischtem Ilmenit liegt im Durchschnitt bei einigen Volumenprozenten und würde für die Pauschalzusammensetzung den Wert für die Ulvöspinellkomponente entsprechend erhöhen.

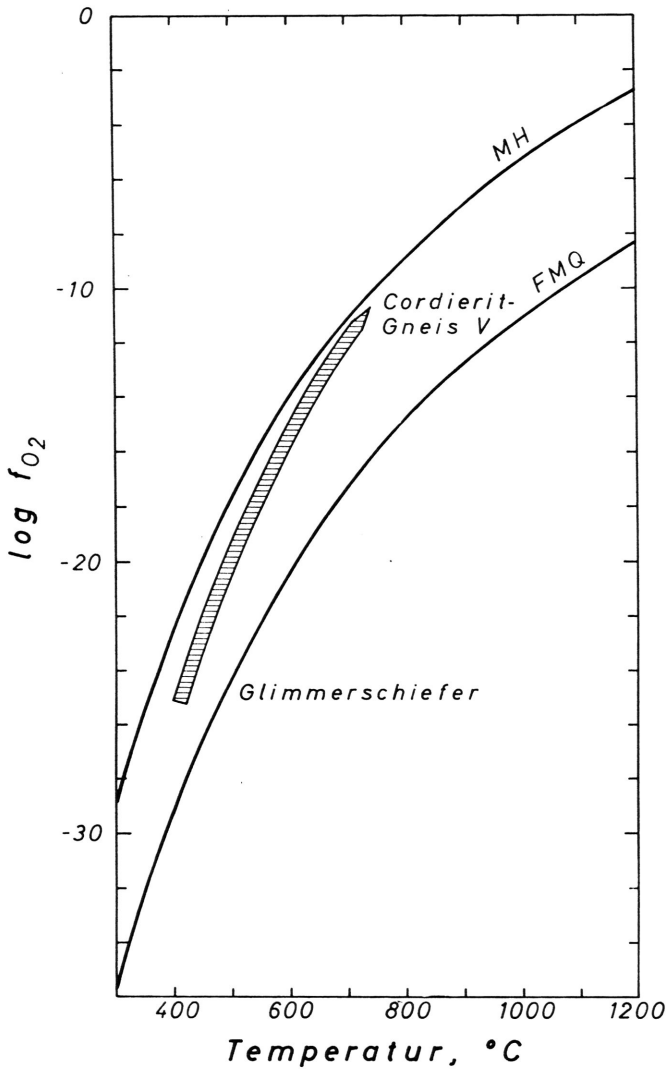


Abb. 9: Sauerstoff-Fugazität als Funktion der Temperatur für die Puffer Magnetit-Hämatit (MH) und Fayalit-Magnetit-Quarz (FMQ) nach Lindsley (1976). Der Pfeil veranschaulicht die Änderung der Bedingungen von den phyllitischen Glimmerschiefern zum Cordierit-Gneis V.

Aus der Abschätzung der Pauschalzusammensetzung der Ilmenit-Hämatit-Mischkristalle und der Überlegung, daß die Pauschalzusammensetzung des Magnetit-Ulvöspinell-Mischkristalls höchstens einige Mol % Ulvöspinell aufweisen kann, resultiert verglichen

mit den schwach metamorphen Gesteinen eine höhere Bildungstemperatur und eine Sauerstoff-Fugazität, die relativ dicht an der Kurve für den Magnetit-Hämatit Puffer liegt. Der  $\log f_{O_2}$ -Wert verlagert sich aus einem Bereich halbwegs zwischen den Pufferkurven Magnetit-Hämatit (MH) und Fayalit-Magnetit-Quarz (FMQ) bei niedrigem Metamorphosegrad zur Pufferkurve Magnetit-Hämatit in den hochmetamorphen anatektischen Gesteinen (Abb. 9). Ähnlich hohe  $\log f_{O_2}$ -Werte hat Dougan (1974) für Cordieritgneise aus Venezuela ermittelt.

Högbomit ist immer an die im Cordierit eingeschlossenen Oxide gebunden, insbesondere an Hercynit. Einen Hinweis auf die Högbomit-bildende Reaktion liefert die Tatsache, daß er häufig als Saum zwischen Ilmeno-Hämatit bzw. Magnetit und Hercynit zu finden ist. Für Högbomit wird im weiteren der von Zakrzewski (1977) vorgeschlagene Formelaufbau  $R^{2+}_2 Ti_x R^{3+}_4 O_8$  verwendet. Das  $R^{2+}$ -Kation ist überwiegend Mg oder  $Fe^{2+}$ . Daneben sind häufig Gehalte an Zn, Co, Mn und Ni vorhanden. Das  $R^{2+}$ -Kation ist ganz überwiegend Al und nur untergeordnet  $Fe^{3+}$  und  $Cr^{3+}$ . Der Einbau von  $Ti^{4+}$ , also der Wert für x in der Mineralformel variiert zwischen 0,13 und 0,41. Mit x = 0,21 (Abb. 10) weist der Högbomit des Cordierit-Sillimanit-Gneises einen relativ niedrigen Ti-Gehalt auf. Eine systematische Abhängigkeit des Titaneinbaus von der Paragenese ist nicht erkennbar. Die aus der Literatur übernommenen Analysenwerte und auch die hier ermittelte Zusammensetzung für Högbomit liegen auf oder dicht an einer entsprechenden Verbindungslinie im System  $R^{2+}O-R^{3+}_2O_3-TiO_2$ . Ein Stabilitätsfeld ist für Högbomit bisher nicht gesichert. Allerdings treten alle bisher bekannten Vorkommen in Gesteinen der oberen Amphibolitfazies oder der Granulitfazies auf. Des weiteren scheint eine Bildung von Högbomit unter Beteiligung von Spinell wie in dem hier beschriebenen Vorkommen häufig zu sein. Eine Abhängigkeit der Högbomitzusammensetzung von derjenigen des Spinells nimmt Zakrzewski (1977) an. Dies bestätigt sich auch in Tab. 4, wo dem Högbomit der Cordierit-Sillimanit-Gneise Analysen aus der Literatur gegenübergestellt sind. In Paragenese mit  $MgAl_2O_4$ -reichen Spinellen treten Mg-reiche Högbomite (ebenso in Smirgelgesteinen und metamorphen Dolomiten) und in Paragenese mit hercynitreichen Spinellen  $Fe^{2+}$ -reiche Högbomite auf. Die Vermutung von Moore (1971), daß Fe-reicher Högbomit in der oberen Amphibolitfazies in Korund + Ilmenit zerfällt, scheint nach den Ergebnissen von Mancktelow (1981) und den hier ermittelten Daten kritisch zu beurteilen zu sein. Der hier analysierte Högbomit ist der Fe-reichste aller bisher bekannten Högbomite mit einem Verhältnis  $Fe/Fe+Mg = 0,82$ .



Tabelle 4: Vergleich des Högbomits des Cordierit-Sillimanit-Gneises mit Högbomitanalysen der Literatur

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	4.75	6.07	3.11	4.99	10.44	5.30	9.1		7.8	
SiO <sub>2</sub>	-	0.40	0.08	0.78	-	-	0.9		-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.10	57.80	61.45	59.89	58.87	66.42	65.2		64.3	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	12.14*	3.94*	-		-	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	-	0.06	-	1.05	-	-		0.09	
NiO	-	0.23	0.08	-	-	-	-		0.33	
MgO	3.15	5.08	6.23	6.41	13.35	19.27	17.2		15.8	
CoO	-	6.52	-	-	-	-	-		-	
ZnO	-	0.54	0.65	+	0.86	0.19	-		0.13	
FeO	25.50**	20.06**	26.30**	20.75**	4.10	4.53	7.8**		10.3**	
MnO	0.20	0.09	0.15	-	0.13	-	-		0.02	
Summe	92.02	96.80	98.21	92.82	100.94	99.65	100.2		98.9	
	bezogen auf O = 8									
Ti	0.210	0.257	0.129	0.212	0.39	0.196	0.34	0.208	0.297	0.406
Si	-	0.023	0.004	0.044	-	-	0.04	-	-	-
Al	4.015	3.828	3.981	3.980	3.50	3.854	3.76	3.614	3.836	3.695
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	0.46*	0.146*	-	0.379*	-	0.419*
Cr	0.015	-	0.003	-	0.04	-	-	-	0.004	-
Ni	-	0.010	0.004	-	-	-	-	-	0.013	-
Mg	0.275	0.425	0.510	0.538	1.00	1.414	1.26	0.731	1.192	1.017
Co	-	0.294	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0.022	0.026	+	0.03	0.007	-	0.444	0.005	-
Fe <sup>2+</sup>	1.250**	0.943**	1.209**	0.978**	0.17	0.187	0.32**	0.381	0.436**	-
Mn	0.010	0.004	0.007	-	0.01	-	-	0.037	0.001	-
Fe/Fe + Mg <sup>0.82</sup>	0.69	0.70	0.70	0.65	0.39	0.19	0.20	0.51	0.27	0.29

\*\* Gesamteisen als Fe<sup>2+</sup>\* Fe<sup>3+</sup> berechnet mit R<sup>3+</sup> = 4

1 diese Arbeit

2 Cech et al. (1976)

3 Mancktelow (1981)

4 Woodford &amp; Wilson (1976)

5 Zakrzewski (1977)

6 Teale (1980)

7 McKie (1963)

8 Moleva &amp; Myasnikov (1952)

9 Ackermund et al. (1983)

10 Önay (1949)

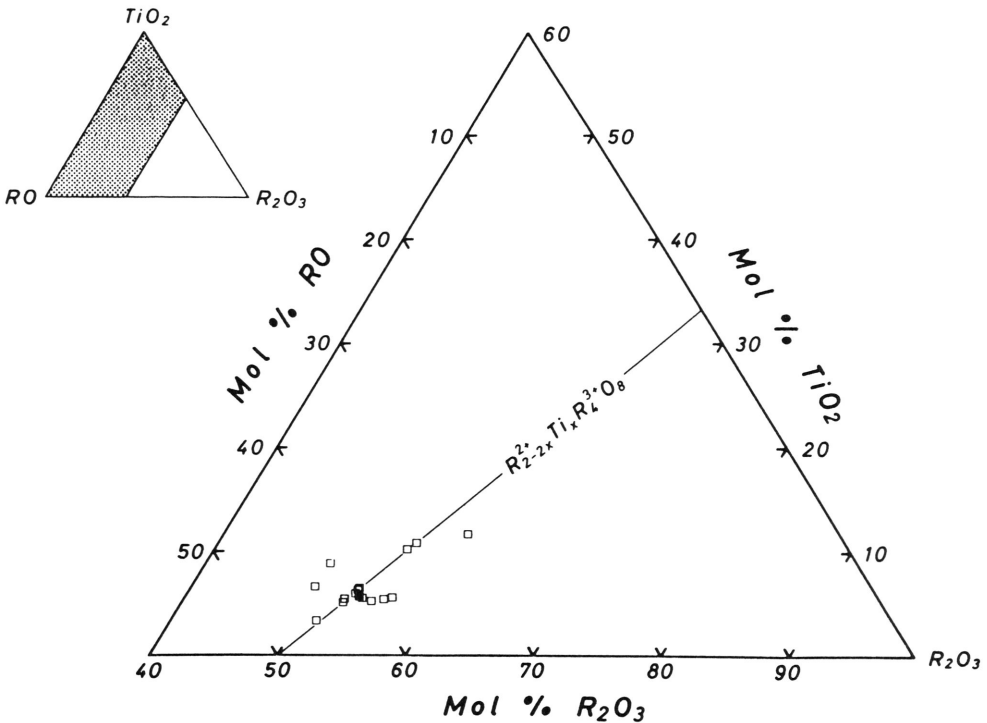


Abb. 10: Lage von Högbomit Zusammensetzungen im System RO (MgO, FeO usw.) - R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> usw.)-TiO<sub>2</sub>.  
 Offene Symbole: Literaturwerte  
 Schwarzes Quadrat: diese Arbeit

### 5. Schlußfolgerungen

Für die Einheiten der metamorphen Gesteine des ostbayerischen kristallinen Grundgebirges lassen sich charakteristische Erzmineralparagenesen ableiten, die sich in den Rahmen der aus den Silikatparagenesen gewonnenen Faziesabstufungen einpassen. Teilweise ist auch eine detailliertere Gliederung hinsichtlich der Metamorphosebedingungen sowie der arealen Verteilung möglich.

Selbst wenn die verschiedenen Erzmineralparagenesen nicht immer als streng nacheinander gebildete Erzmineralgenerationen (Sarwary 1970, Sarwary 1973) aufgefaßt werden sollten, spiegeln sie doch in ihren miteinander koexistierenden Mineralien jeweils ein gewisses Druck-Temperaturfeld im Zuge der aufsteigenden Metamorphose wider.

Schwierigkeiten bereitet teilweise die Entscheidung, ob sich eine bestimmte Paragenese wirklich im thermodynamischen Gleichgewicht befindet. Auch eindeutig neu gebildete Erzminerale können Zusammensetzungen aufweisen, die zeigen, daß nur ein lokales Gleichgewicht geherrscht hat.

Im Zuge der Abkühlung nach Überschreitung des Gipfels der metamorphen Bedingungen kommt es bei den Oxidmineralien vielfach zu Entmischungen, die Hinweise auf die Abkühlungsgeschichte liefern können. Eine neue Gleichgewichtseinstellung erfolgt bei ihnen jedoch ähnlich langsam wie bei den Silikaten (Barton 1970). Im Sulfidsystem sind die Reaktionsgeschwindigkeiten im allgemeinen viel größer, sodaß bei langsamer Abkühlung eine Re-Equilibrierung zu erwarten ist.

Die Erzmineraleparagenesen der phyllitischen Glimmerschiefer, Andalusit-Granat-Glimmerschiefer und Glimmergneise sind mit deren Einstufung in die Grünschieferfazies verträglich. Die Oxidparagenese weist Rutil, Ferriänilmenit ( $\text{Ilm}_{93}\text{Häm}_7$ ), Hämo-Ilmenit und Magnetit ( $\text{Mt}_{99,7}\text{Usp}_{0,3}$  -  $\text{Mt}_{99,1}\text{Usp}_{0,9}$ ) auf. Ob hier noch Rutil neben Magnetit stabil ist, kann nicht eindeutig positiv entschieden werden, da keine Berührungparagenesen beobachtet wurden. Ferriänilmenit weist keine Geikielithkomponente auf, was auf den Mg-armen Gesteinschemismus zurückgeführt wird. Die aus der Zusammensetzung von Mischkristallen Ilmenit-Hämatit und Magnetit-Ulvöspinell berechnete Sauerstoff-Fugazität liegt mit  $\log f_{\text{O}_2} = -25$  bei der herrschenden Temperatur halbwegs zwischen den Pufferkurven Magnetit-Hämatit und Fayalit-Magnetit-Quarz (Abb. 9). Die Sulfidparagenese umfaßt wechselnde Mengen Pyrit und Pyrrhotin, sowie Chalkopyrit und Sphalerit (mit 37 Mol % FeS). Graphit weist Spurenelemente auf, die typisch für organogenes Ausgangsmaterial sind.

Das Cordieritgneis Gebiet ist nach den Silikatparagenesen in Cordierit-Gneise (Arber-Kaitersberg Zug) und Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneise (Bodenmaier Serie) unterteilbar. Die Erzparagenesen liefern Hinweise für eine weitergehende Gliederung.

Die Erzparagenese der Cordierit-Gneise des Arber-Kaitersberg Zuges (Cordierit-Gneis I) ist durch die Oxide Rutil und Ilmenit, die Sulfide Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Sphalerit sowie Graphit gekennzeichnet. Rutil ist als Neubildung aus dem Ti-Gehalt der Reaktionspartner der cordieritbildenden Reaktionen abzuleiten.

Innerhalb der Gruppe der Cordierit-Sillimanit-Granat Gneise der Bodenmaier Serie lassen sich drei Varietäten erkennen:

a) Cordierit-Gneis II führt als Oxide Ilmenit und Spinell, die Sulfide Pyrit und Pyrrhotin sowie Graphit. Ilmenit ist auf Kosten von Rutil entstanden. Spinell bildet sich als

hercynitreicher Mischkristall in der Fe-Al-reichen Umgebung der quarzfreien Melanosomen.

b) Cordierit-Gneis III mit den Oxiden Ilmenit, Hämo-Ilmenit und Spinell, den Sulfiden Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit sowie Graphit ist ähnlich Cordierit-Gneis II. Neu gebildete Hämo-Ilmenite und hercynitreiche Spinelle mit Magnetit-Entmischungskörpern deuten erweiterte Mischbarkeiten und damit höhere Bildungstemperaturen an.

c) Cordierit-Gneis IV führt die Oxide Ilmenit, Hämo-Ilmenit, Magnetit und Spinell mit Magnetit-Entmischungskörpern, die Sulfide Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit und selten Pentlandit sowie Graphit. Hämo-Ilmenit (Grundmasse  $\text{Ilm}_{94}\text{Häm}_6$ ) weist, dem MgO-reichen Gesteinschemismus entsprechend, eine Geikielithkomponente auf. Komplexer Spinell (Grundmasse  $\text{Hercynit}_{74}\text{Spinell}_9\text{Galaxit}_7\text{Gahnit}_5\text{Magnetit}_5$ , ohne Nebenbestandteile  $\text{Hc}_{94}\text{Mt}_6$ ) mit einer abgeschätzten Pauschalzusammensetzung  $\text{Hc}_{88}\text{Mt}_{12} - \text{Hc}_{85}\text{Mt}_{15}$  legt eine Bildungstemperatur zwischen 620 und 690 °C und eine Endtemperatur des Entmischungsvorganges bei 500 °C nahe. Magnetit läßt sich auf ehemaligen Pyrit zurückführen.

Die Erzparagenese der Cordierit-Sillimanit-Gneise (Cordierit Gneis V) der Bodenmaiser Serie weist nur noch geringe Spuren von Sulfiden auf. Die Oxidparagenese führt Hämo-Ilmenit, Ilmeno-Hämatit, Magnetit, Ilmeno-Magnetit, Spinell, Högbomit und Rutil. Die Zusammensetzung der Ferrianiilmenit-Komponente ( $\text{Ilm}_{89}\text{Häm}_{11}$ ) eines Ilmeno-Hämatits deutet zusammen mit einer Abschätzung aus Modalanalysen auf eine nur noch wenig ausgedehnte Mischungslücke im System Ilmenit-Hämatit hin. Magnetit ( $\text{Mt}_{100}$ ) geht auf Pyrit oder Pyrrhotin (dann mit Ni-Gehalten) zurück. Der für sehr stark metamorphe Gesteine typische Ilmeno-Magnetit (Grundmasse  $\text{Mt}_{99,7}\text{Usp}_{0,3}$ ) hat Spinell und Ilmenit entmischt. Eine Abschätzung zeigt, daß der Wert für die Sauerstoff-Fugazität dicht an der Pufferkurve Magnetit-Hämatit gelegen haben muß (Abb. 9). Högbomit bildet sich aus einer Reaktion von Ilmeno-Hämatit und/oder Magnetit mit Hercynit und zeigt die Fe-reichste Zusammensetzung ( $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} = 0,82$ ) aller bisher bekannten Högbomite. Die Ti-Gehalte liegen mit  $x = 0,21$  im unteren Bereich der aus der Literatur bekannten Analysen.



## Literatur

- Ackermann, D., Windley, B. F. & Herd, R. K. (1983): Magnesian högbomite in a sapphirine-bearing rock from the Fiskenaeset region, W. Greenland.- *Miner. Mag.* **47**, 555 - 561.
- Anderson, A.T. (1968): Oxidation of the La Blache Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec.- *Journ. Geol.* **76**, 528 - 547.
- Arnold, R. G. (1969): Range in composition and structure of 82 natural terrestrial pyrrhotites.- *Canad. Miner.* **2**, 31 - 50.
- Barton, P. B. (1970): Sulfide petrology.- *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* **3**, 187 - 198.
- Blümel, P. (1970): Die polymetamorphe Entwicklungsgeschichte der moldanubischen Hangendserien Ostbayerns. Eine chronologische Analyse von Rekristallisation und Deformation.- *Diss. Univ. München* 113 S.
- Blümel, P. (1972): Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais, E-Bayern.- *N. Jb. Miner. Abh.* **118**, 74 - 96.
- Blümel, P. & Schreyer, W. (1977): Phase-relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite - potash feldspar and cordierite - potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria.- *Jour. Petrol.* **18**, 431 - 459.
- Bolfa, J., de la Roche, H., Kern, R., Capitant, M & Phan, K. D. (1961): Sur la nature minéralogique exacte d'exsolutions dans les "ilmenites" de Vohibarika (Madagascar) déterminée à la microsonde électronique.- *Bull. Soc. franc. Miner. Crist.* **84**, 400 - 401.
- Buddington, A. F., Fahey, J. & Vlisidis, A. (1963): Degree of oxidation of Adirondack iron oxide and iron-titanium oxide minerals in relation to petrogeny.- *Jour. Petrol.* **4**, 138 - 169.
- Buddington, A. F. & Lindsley, D. H. (1964): Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.- *Jour. Petrol.* **5**, 310 - 357.
- Carmichael, C. M. (1961): The magnetic properties of ilmenite-haematite crystals.- *Proc. Roy. Soc. A.* **263**, 508 - 530.
- Carpenter, R. H. (1974): Pyrrhotite isograd in southeastern Tennessee and southwestern North Carolina.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **85**, 451 - 456.
- Cech, F., Rieder, M. & Vrána, S. (1976): Cobaltoan högbomite from Zambia.- *N. Jb. Miner. Mh.* **1976**, 525 - 531.
- Craig, J. R. & Scott, S. D. (1974): Sulfide phase equilibria.- *Miner. Soc. Amer. short course notes* **1**, CS1 - CS110.
- Dougan, T. W. (1974): Cordierite gneisses and associated lithologies of the Guri area, Northwest Guayana Shield, Venezuela.- *Contrib. Miner. Petrol.* **46**, 169 - 188.
- Ferry, J. M. (1981): Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism.- *Amer. Miner.* **66**, 908 - 930.
- Fischer, G. (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes.- *Aufschluss Sonderh.* **18**, 27 - 111.
- French, B. M. & Eugster, H. P. (1968): Experimental control of oxygen fugacities by graphite gas equilibrium.- *Jour. Geophys. Res.* **70**, 1529 - 1539.
- Grauert, B., Hännly, R. & Soptrajanova, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany.- *Contrib. Miner. Petrol.* **45**, 37 - 63.
- Henneke, J. (o. J.): Über das Kiesvorkommen vom Roten Koth im Bayerischen Wald.- unveröff. Studienarb., Inst. f. Mineralogie, TU- Berlin, 30 S.
- Lindsley, D. H. (1973): Delimitation of the hematite-ilmenite miscibility gap.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **84**, 657 - 661.
- Lindsley, D. H. (1976): Experimental studies of oxide minerals.- *Miner. Soc. Amer. short course notes* **3**, L61 - L88.
- Lindsley, D. H. (1981): Some experiments pertaining to the magnetite-ulvöspinel miscibility gap.- *Amer. Miner.* **66**, 759 - 762.
- Mancktelow, N. S. (1981): Högbomite of unusual composition from Reedy Creek, South Australia.- *Miner. Mag.* **44**, 91 - 94.
- McKie, D. (1963): The högbomite polytypes.- *Miner. Mag.* **33**, 563 - 580.

- Mielke, H. & Schreyer, W. (1972): Magnetite-rutile assemblages in metapelites of the Fichtelgebirge, Germany.- *Earth Planet. Sci. Lett.* **16**, 423 -428.
- Moleva, V. A. & Myasnikov, V. S. (1952): *Doklady Acad. Sci. USSR* **83**, 733 - 736.
- Moore, A. C. (1971): Corundum-ilmenite and corundum-spinel associations in granulite facies rocks from central Australia.- *Geol. Soc. Australia Jour.* **17**, 227 - 229.
- Nixon, P. H., Reedmann, A. J. & Burns, L. K. (1973): Sapphirine-bearing granulites from Labwor, Uganda.- *Miner. Mag.* **39**, 420 - 428.
- Önay, T. S. (1949): Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens.- *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* **29**, 357 - 387.
- Pfaffl, F. (1988): In memoriam M. Ehsan Sarwary.- *Geol. Bl. NO-Bayern* **38**, 122 - 123.
- Powell, R. & Powell, M. (1977): Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal.- *Miner. Mag.* **41**, 257 - 263.
- Price, G. D. (1981): Subsolidus phase relations in the titano-magnetite solid solutions series.- *Amer. Miner.* **66**, 751 - 758.
- Rumble, D. (1973): Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphised quartzites.- *Contrib. Miner. Petrol.* **42**, 181 - 195.
- Rumble, D. (1976): Oxide minerals in metamorphic rocks.- *Miner. Soc. Amer. short course notes* **3**, R1 - R24.
- Sarwary, M. E. (1970): Die Erzmineralparagenesen des Moldanubikums von Nordostbayern.- *Diss. Univ. München*, 152 S.
- Sarwary, M. E. (1973) Die Erzmineralparagenesen der metamorphen Gesteine des Bayerischen Waldes.- *Geol. Bavarica* **68**, 127 - 154.
- Sarwary, M. E. (1983): Die Högbomite des Bayerischen Waldes grüßen aus Kabul in Afghanistan.- *Der Bayerische Wald* **2**, 26 - 28.
- Scott, S. D. (1973): Experimental calibration of the sphalerite geobarometer.- *Econ. Geol.* **68**, 466 - 474.
- Scott, S. D. & Barnes, H. L. (1971): Sphalerite geothermometry and geobarometry.- *Econ. Geol.* **66**, 653 - 669.
- Schreyer, W., Kullerud, G. & Ramdohr, P. (1964): Metamorphic conditions of ore and country rock of the Bodenmais, Bavaria, sulfide deposit.- *N. Jb. Miner. Abh.* **101**, 1 - 26.
- Schreyer, W. & Blümel, P. (1974): Progressive metamorphism in the Moldanubicum of the Northern Bavarian Forest.- *Fortschr. Miner.* **52**, Beiheft 1, 151 - 165.
- Stormer, J. C. (1983): The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides.- *Amer. Miner.* **68**, 586 - 594.
- Teale, G. S. (1980): The occurrence of högbomite and taaffeite in a spinel-phlogopite schist from the Mount Painter Province of South Australia.- *Miner. Mag.* **43**, 575 - 577.
- Troll, G. (1967a): Der Arber-Kaitersberg-Zug.- *Geol. Bavarica* **58**, 53 - 66.
- Troll, G. (1967b): Geologische Übersichtskarte des Bayerischen Waldes 1 : 100 000.- *Beil. zu Geol. Bavarica* **58**.
- Troll, G. (1974): Igneous and metamorphic rocks in the southern Bavarian Forest.- *Fortschr. Miner.* **52**, Beiheft 1, 167 - 194.
- Troll, G. & Winter, H. (1983): The chemical composition of biotites from anatexites and their metabasitic inclusions, Bayerischer Wald, Eastern Bavaria.- *N. Jb. Miner. Abh.* **146**, 117 - 132.
- Turnock, A. C. & Eugster, H. P. (1962): Fe-Al oxides: phase relationships below 1000 °C.- *Jour. Petrol.* **3**, 533 - 565.
- Vejnar, Z. (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seiner Stellung in der Böhmischen Masse.- *Geol. Rundschau* **60**, 1455 - 1465.
- Winter, H. (1973): Chemische Zusammensetzung und Optik moldanubischer Biotite.- *Geol. Bavarica* **68**, 45 - 63.
- Woodford, P. J. & Wilson, A. F. (1976): Sapphirine, högbomite, kornerupine, and surinamite from aluminous granulites, north-eastern Strangways Range, Central Australia.- *N. Jb. Miner. Mh.* **1976**, 15 - 35.
- Zakrzewski, M. A. (1977): Högbomite from the Fe-Ti deposit of Liganga (Tanzania).- *N. Jb. Miner. Mh.* **1977**, 373 - 380.