

V.A.L.L. PROJEKT P 60, Abschlußbericht I



MIKROSKOPISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN  
AN DER KIESLAGERSTÄTTE WALCHEN, STEIERMARK.

von

J. SCHLÖTER

## Inhalt

	Seite
1. Einleitung	1
1.1. Bisher veröffentlichte Untersuchungen	4
1.2. Aufschlußverhältnisse	5
1.3. Geologischer Überblick	6
2. Der Erzkörper	10
2.1. Die Erze - makroskopisch	12
2.2. Erzmikroskopie	13
2.2.1. Pyrit	14
2.2.2. Magnetkies	20
2.2.3. Zinkblende	25
2.2.4. Kupferkies	28
2.2.5. Bleiglanz	28
2.2.6. Boulangerit	29
2.2.7. Zinnkies und Fahlerz	29
2.2.8. Arsenkies	32
2.2.9. Ilmenit	32
3. Gesteine	34
3.1. Gesteinsmikroskopie	34
3.1.1. Quarz	34
3.1.2. Serizit	35
3.1.3. Chlorit	36
3.1.4. Biotit	37
3.1.5. Albit	39
3.1.6. Karbonate	40
3.1.7. Akzessorien	41
3.1.8. Epidot/Klinozoisit-Minerale	42
3.1.9. Hornblende	42
3.1.10. Granat	44
4. Geochemie	48
5. Petrogenese	65

	Seite
6. Zusammenfassung lagerstättenkundlich wichtiger Beobachtungen	71
7. Abschließende Diskussion	73
8. Literatur	78
8.1. Modalbestand der Proben	87
8.2. Karten	88

## 1. Einleitung

Die alpine Kieslagerstätte Walchen liegt im Walchental, das südöstlich der kleinen Ortschaft Öblarn im Ennstal (Steiermark) beginnt (Abb.2 und Abb.3). Das Walchental verläuft in südöstliche Richtung, bis es sich nach etwa 7km in das Englitztal und das Ramertal gabelt (Abb.1).



Abb.1: Blick ins Walchental. Im Vordergrund die Ortschaft Öblarn (668m ü. NN).

Die vererzten Bereiche sind obertage auf einer Strecke von etwa 4km zu beobachten. Sie verlaufen am orographisch rechten Hang des Walchentales von 835m ü. NN, in südöstliche Richtung bis auf eine Höhe von etwa 1600m ü. NN.

Das Erzbergwerk, das einige hundert Jahre in Betrieb war, wurde mehrfach stillgelegt. 1857-1891 stellte man wegen angeblicher Unbauwürdigkeit das erste Mal, 1924, nach einer erneuten kurzen Betriebszeit, ein zweites Mal den Betrieb ein. Zur Zeit des 2. Weltkrieges wurde das Bergwerk wieder neu erschlossen und war befahrbar, ohne daß es aber zu einer Förderung kam. Die endgültige Stilllegung erfolgte 1958. Während und nach

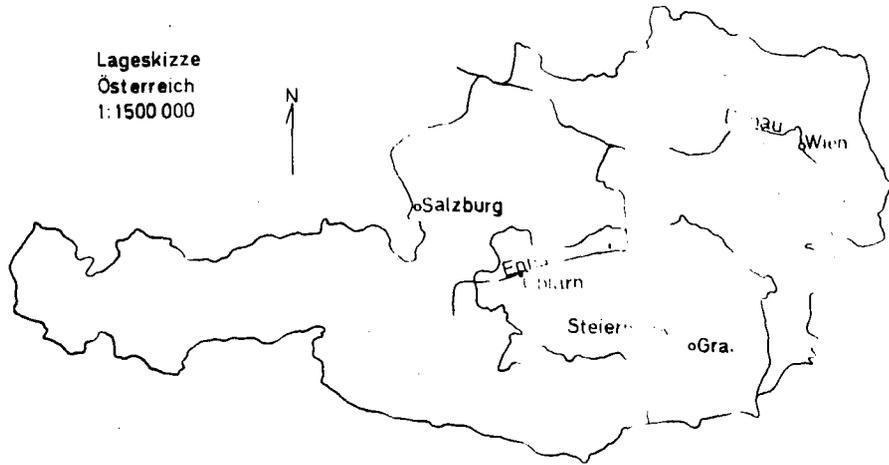


Abb. 2: Orientierungsskizze  
Österreich 1: 1500000

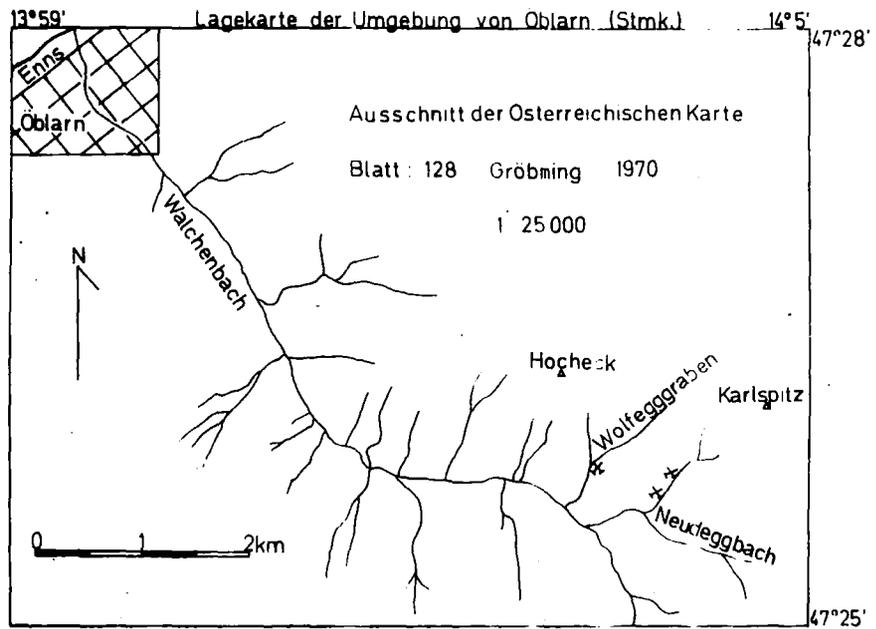


Abb. 3: Orientierungsskizze des Walchentaales mit Lage  
des Bergbaubezirktes.

der Betriebszeit wurden eine Anzahl geologischer, mineralogischer und bergbaukundlicher Beschreibungen, Untersuchungen und Kartierungen über die Lagerstätte veröffentlicht (s. Kapitel 1.1.), bei denen allerdings ausführliche geochemische und mikroskopische Untersuchungen weitgehend fehlen.

Diese sollen Gegenstand der vorliegenden Arbeit sein, mit dem Ziel einen Beitrag zur Klärung der Genese der Lagerstätte Walchen zu leisten.

### 1.1. Bisher veröffentlichte Untersuchungen

Die ersten Arbeiten über den "Kupferbergbau" in der Walchen stammen von J.A. STAMPFER (1683) und J.A. DURMER (1793) und beschäftigten sich mit Beschreibungen und Vermessungen des Bergbaues (UNGER 1968).

K.A. REDLICH schrieb 1903 eine Monographie des Bergbaues und deutete 1912 die Vererzung als epigenetische Bildung. Neben einer Reihe von Gutachten und Befahrungsberichten erschien 1939 eine Arbeit von F. HEGEMANN mit einem knappen geochemisch-erzmikroskopischen Überblick über einige Walchener Erzproben. Darin versuchte er die Erzgenese zu deuten, indem er spektrographisch bestimmte Co-, Ni- und Mn-Gehalte von Pyriten mit Pyriten solcher Lagerstätten verglich, deren Genese bereits bekannt war. Seine Untersuchungen ergaben, daß die Werte der Pyrite auf eine Kieslagerstätte schließen lassen, die aus sedimentären gemischten Sulfidgelen hervorgegangen ist. 1940 wurden von H. SCHEELE geoelektrische und magnetische Messungen in der Umgebung der Lagerstätte vorgenommen. Nach SCHEELE war den ermittelten Anomalien jedoch keine Bedeutung beizumessen.

W. FRITSCH nahm 1952 das Gebiet zwischen Großsölkbach und Niederöblarnbach geologisch auf und beschäftigte sich mit dem Problem des Verlaufes und der Entstehung der Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten im Norden und den Wölzer Glimmerschiefern im Süden.

Der letzte Bergverwalter des Bergwerkes im Walchental war P. KUPFERER, der Grubenkarten, Betriebspläne und -berichte erstellte (UNGER 1968).

Die neuesten Veröffentlichungen stammen von H.-J. UNGER, der von 1968-1971 umfangreiche bergmännische Vermessungen, Kartierungen und Zusammenfassungen älterer Arbeiten über die Lagerstätte Walchen publizierte.

## 1.2. Aufschlußverhältnisse

Von der Sohle des Walchentales bis auf die umliegenden Bergkuppen besteht eine geschlossene Vegetationsdecke, so daß ergiebige Aufschlüsse nur in Bachläufen, an Forstwegen und an einzelnen Klippen zu finden sind. Die Talsohle dient der Landwirtschaft als Nutzfläche, daran anschließend zieht sich dichter Baumbestand bis wenige Meter unter die Bergkuppen hin, die mit einer geschlossenen Grasdecke überzogen sind. Die genannten Verhältnisse erklären die Lage der Probenahmepunkte (s. Kapitel 8.2.) und die Schwierigkeit die Vererzung außerhalb des bekannten Gebietes zu verfolgen.

Zustand der Bergwerksstollen: Stand: Juli 1977

Eine genaue und umfangreiche Kartierung und Beschreibung der Stollen und deren Ausbisse liegt seit 1967 von H.-J. UNGER vor. Erneut begangen wurden die drei Hauptstollen: Thaddäus-Stollen, Johann Adam-Stollen und Salvator-Stollen.



Abb.4: Thaddäus-Stollen  
bei etwa 800m,  
1967.

Thaddäus-Stollen (1100m ü. NN im Wolfegggraben): Nach wie vor bestehen 5 große Einbrüche auf den ersten hundert Metern. Dahinter findet sich das in Schrämmarbeit geschaffene etwa 4,5m hohe, gut erhaltene Stollenprofil (Abb.4). Nach etwa 150m ist der Stollen trocken, nach etwa 350m führt der Stollen nicht mehr genug Sauerstoff um ihn weiter zu begehen. In der Zeit seit der Kartierung UNGERS (1967) ist die natürliche Bewetterung verstürzt.

Salvator-Stollen (1183m ü. NN im Neudegggraben): Der Stollen ist nur noch eine sehr kurze Strecke begehbar, dann völlig eingestürzt.

Johann Adam-Stollen (1267m ü. NN im Neudegggraben): Der Stollen ist bei etwa 250m teilweise, nach 400m völlig verstürzt. Bei 300m zweigt ein Querschlag nach Westen ab, in dem das Erzlagen abgebaut wurde. Von diesem Querschlag geht ein steiles Gesenk in nördliche Richtung ab, welches auf Grund von Sauerstoffmangel nicht weiter verfolgt wurde.

---

### 1.3. Geologischer Überblick

Die nördliche Grauwackenzone besteht überwiegend aus einem Verband paläozoischer, mäßig metamorphisierter Tongesteine, mit umfangreichen Einschaltungen basischer oder saurer Vulkanite und von Karbonatgesteinen. Sie stellt eine im Süden stets tektonische, im Norden vielfach stratigraphisch durch die Auflagerung der Kalkalpen begrenzte Einheit dar, die sich durchgehend - bei einer Breite von maximal 25km - vom Wiener Becken bis in die Region von Schwaz erstreckt.

Im weiteren Bereich um Öblarn wird die Grauwackenzone mit den darin enthaltenen Ennstaler Phylliten im Norden durch das Karbon von St. Martin, im Süden von den dem mittelostalpinen Kristallin zugehörigen Wölzer Glimmerschiefen begrenzt. An der Grenze zwischen mittelostalpinem Kristallin und den Phylliten

kam es während der alpidischen Hauptüberschiebung zu einer Verschuppung, verbunden mit Diaphtorese. In dem Bereich, in dem die Phyllite auf die Wölzer Glimmerschiefer aufsetzen, erfolgte durch diesen tektonischen Prozeß eine Angleichung der Gesteinsfazies (TOLLMANN 1977).

Die Ennstaler Phyllite, denen man altpaläozoisches Alter zuordnet (Orodovizium bis Silur (TOLLMANN 1977, Zitat FRIEWALDER 1975)), werden als die streichende Fortsetzung der höhermetamorphen Serie der Grauwackenschiefer der Grauwackenzone des Paläntales angesehen. Sie streichen E/W und fallen mit unterschiedlicher Neigung nach Norden ein. Ebenfalls E/W streichend finden sich Grünschieferzüge, die in die aus quarzitischen Phylliten, Serizitquarziten und Serizitphylliten aufgebaute Ennstaler Phyllitzone eingelagert sind. Daneben treten schmale Lagen von Hornblendeschiefern, Karbonatgesteinen und Granatphylliten auf. Der Komplex der Ennstaler Phyllite geht ohne genau definierbare Grenze in die Serie der Wölzer Glimmerschiefer über.

Die ebenfalls E/W streichenden Wölzer Granatglimmerschiefer werden dem mittelostalpinen Kristallin der Muralpen zugerechnet und sind wahrscheinlich präkambrischen Alters. Sie zeigen hier gegenüber den Ennstaler Phylliten einen relativ gleichförmigen Gesteinsbestand bei einem Wechsel im Granatgehalt. Weiter südlich finden sich ein im Abbau befindliches Marmorvorkommen - die Gumpeneckmarmore - , sowie einige schmale Züge von Amphibolit- und Hornblendegesteinen.

Der Übergang von Phylliten zu Glimmerschiefern vollzieht sich in einem in der Mächtigkeit schwankendem Grenzstreifen, der Gesteine beinhaltet, die einmal den Ennstaler Phylliten und einmal den Wölzer Glimmerschiefern zugerechnet werden können (FRITSCH 1953) (Abb.6).

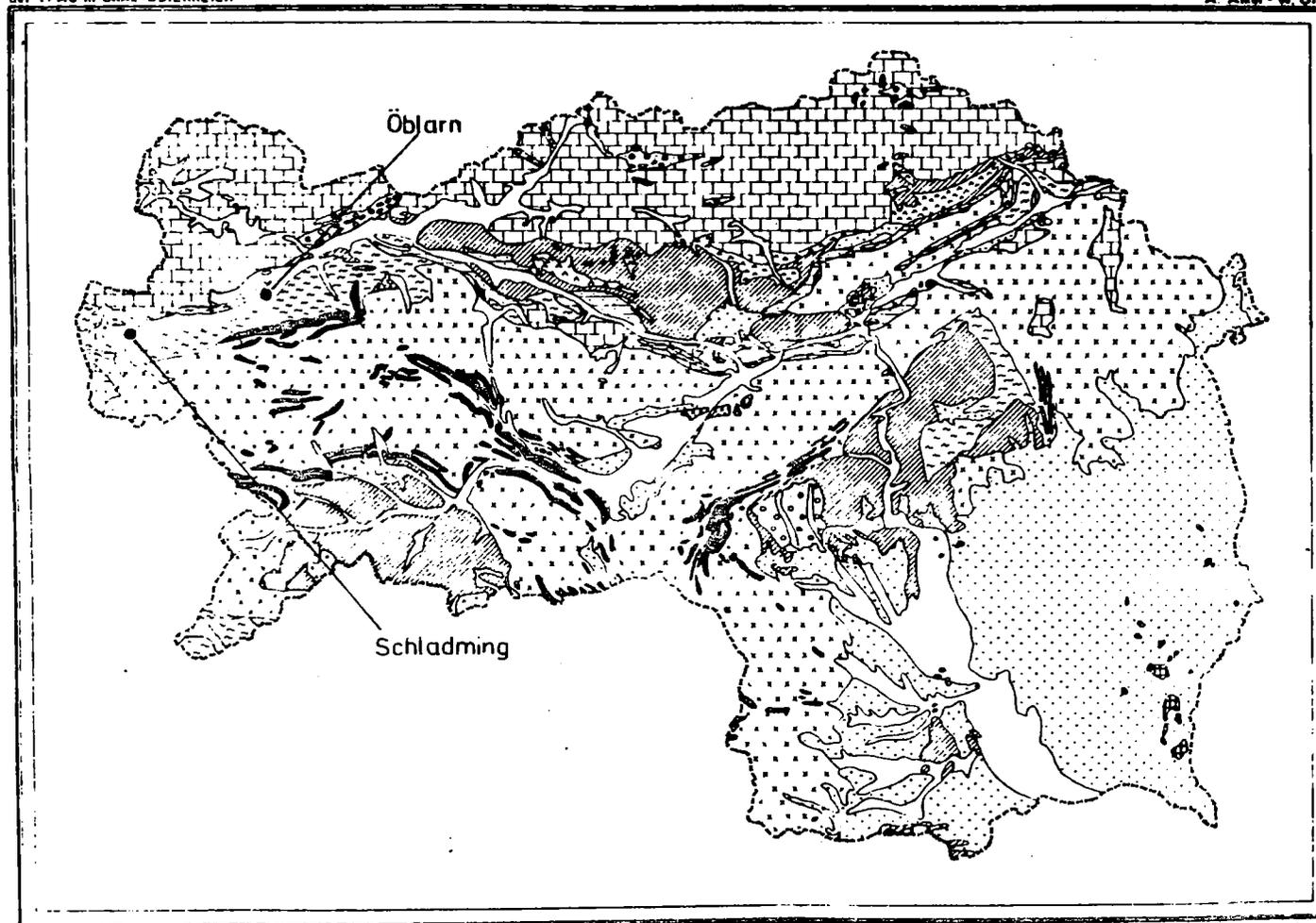
Das konkordante Erzlager Walchen liegt inmitten der Ennstaler Phyllite, dicht oberhalb der Grenze zum mittelostalpinen Kristallin. Es wird durch eine Reihe von Störungen, die annähernd SSW-NNE/70°NW bis saiger verlaufen, zerstückelt. Die Kartierung der Aufschlüsse des Erzlagers, zusammen mit dem Verlauf der Störungen, ergeben einen Versatz der jeweils

Abb. 5: Geologische Karte der Steiermark.

Sonderheft zur Jahrestagung 1972  
der VFMG in GRAZ - ÖSTERREICH

## GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER STEIERMARK

Bearbeiter:  
A. Auer - W. Grad



### LEGENDE

#### QUARTAR



#### TERTIAR

Sedimente

Eruptiva

des Miozän-Pliozän

#### MESOZOIKUM

Oberkreide  
Gesamtschichten

Trias - Jura -  
Unterkreide  
(inkl. Permotrias)

#### PALAOZOIKUM

Karbon

Altpalaeozoikum  
(Ordovizium - Silur - Devon)

Ennstaler Phyllit  
höher metamorphe Gesteins-  
gruppen der Grauwackenzone  
Passauer Phyllit

Blauschneek Porphyroid  
(Ordovizium - Silur)

#### KRISTALLIN

Kristalline  
Granitide, Gneise

Glimmerschiefer, Amphibolite,  
etc.)

Marmor

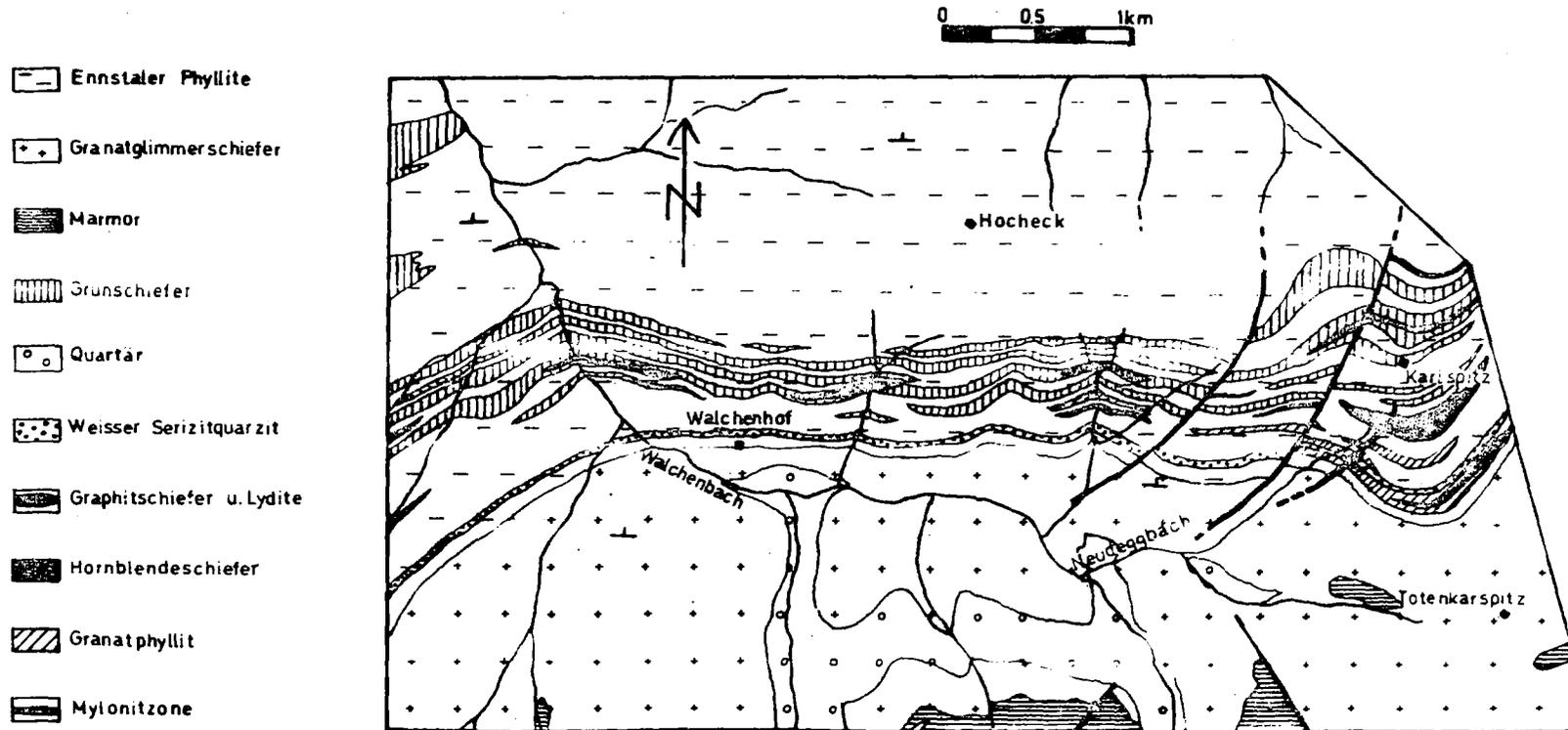
Serpentin

0 10 20 30 km

# Oberes Walchental / Steiermark

Ausschnitt der Geologischen Karte 1:25000

von W. Fritsch 1952



östlichen Teile der Lagerstätte ins Hangende, wobei die Hauptverwerfungen als Brüche mit Seitenverschiebung bezeichnet werden können, mit Sprunghöhen bis zu 230m (UNGER 1968).

## 2. Der Erzkörper

Die Lagerstätte Walchen besteht aus einem konkordant in den Ennstaler Phylliten liegenden Erzkörper. Er fällt nach Norden ein, streicht E/W und taucht mit etwa  $5^{\circ}$  nach Westen ab. Das Erz tritt auf einer Strecke von 4km an einigen Aufschlüssen zu Tage. Die Mächtigkeit der vererzten Schichten nimmt im Aufschlüssen von Westen nach Osten stetig zu ( von etwa 1m bis auf etwa 25m ), mit Mächtigkeiten der erzführenden Horizonte von 0,5m bis 4m (UNGER 1968). In vererzten Bereichen, in denen die Erzführung sehr unregelmäßig auftritt, finden sich sowohl Derberz (Reicherz), als auch Imprägnationen. Das Derberz, welches maximal 1-2m Mächtigkeit erreicht, ist unregelmäßig im Lager verteilt. Erzvorräte zur Teufe hin, sowie in östlicher Streichrichtung sind nicht bekannt, jedoch sehr wahrscheinlich. In westlicher Streichrichtung erweist sich die Vererzung als unbauwürdig (WIEBOLS 1943). Der Erzkörper wird im Hangenden und im Liegenden von einer Reihe konkordant verlaufender, nur geringfügig vererzter Bereiche begleitet. Die Oxidationszone ist durchschnittlich 3m mächtig. Verfasser früherer Arbeiten waren unterschiedlicher Auffassung über die Anzahl der Erzlager. Offensichtlich sind aber drei Erzlager und eine Reihe von Kiesgraten vorhanden. REDLICH (1912) beschreibt zwei linsenförmige Erzlager, bezeichnet mit Gottesgaber-Gang und Dreifaltigkeits-Gang, die nur etwa 1m auseinanderliegen und sich zur Teufe hin überlappen, sowie den Walchener-Gang (Abb.7).

Die geringste wirtschaftliche Bedeutung dieser drei Gänge kommt dem Walchener-Gang zu.

Da die Erzlagerstätte Walchen nur einen Bereich (Gottesgaber-Gang und Dreifaltigkeits-Gang) mit wirtschaftlich interessantem

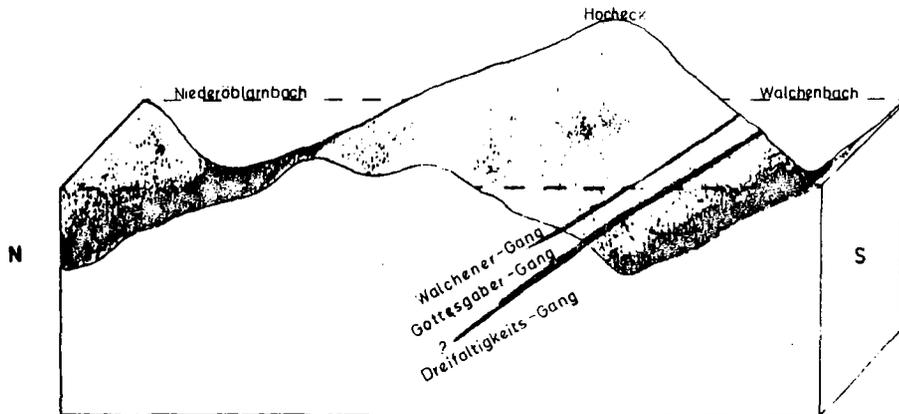


Abb.7: Blockbild des Lagerstättenbereiches mit nicht maßstabsgetreuer, idealisierter Darstellung der Erzlager.

Erzgehalt besitzt, wird dieser im weiteren Verlauf der Arbeit als Erzlager, alle übrigen vererzten Bereiche als Kiesgrate angesprochen.

Der einstige Bergbau beschränkte sich auf Wolfegg- und Neudegggraben.

Eine Kartierung von Erzaufschlüssen des Erzlagers und einiger Kiesgrate enthält die Arbeit von UNGER (1968).

Metallgehaltanalysen der Lagerstätte Walchen:

HACKEL (1944): 3 Derberzproben aus dem Thaddäus-Stollen

Pb: 0,76-1,90%	Cu: 0,15-1,68%
Zn: 2,06-3,61%	Ag: 30-66g/t
As: bis zu 0,44%	S : 26,78-34,92%

KIRNBAUER (1967): 1,0-1,5% Cu

## 2.1. Die Erze - makroskopisch

Es lassen sich zwei Arten von Erzen unterscheiden:

**Imprägnationserz:** In Serizitschiefern und Serizitquarziten, den Trägergesteinen der Vererzung, finden sich Lagen von Sulfiden, deren Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern schwanken, wobei die Lagen konkordant zu den Mineral-lagen des Trägergesteins verlaufen (Abb.8). Die Sulfidlagen setzen sich überwiegend aus feinkörnigen, xenomorphen Partikeln zusammen. Zuweilen bildet Pyrit kleine, idiomorphe Kristalle. Vereinzelt treten Quarzknuern auf, in deren Risse Kupferkies eingewandert ist.

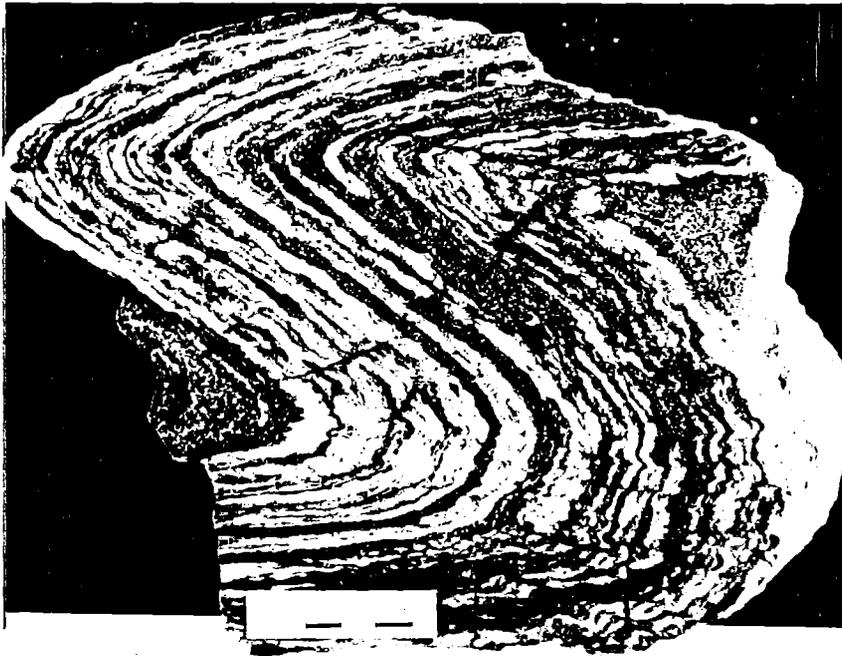


Abb.8: Erzprobe von der Halde des Thaddäus-Stollens.  
Helle Bereiche: Quarz mit sehr geringem Phyllosilikat-  
anteil. Dunkle Bereiche: Magnetkies, Pyrit, Kupfer-  
kies, Bleiglanz, Arsenkies und Zinkblende.

**Derberz:** Eine große Anzahl unterschiedlicher Sulfide, eingeschlossen in einer feinkörnigen Masse von Magnetkies, bilden das Derberz. Das Derberz zeigt keine geregelten Texturen. Vereinzelt haben sich wenige Millimeter große, idiomorphe Kristalle von Kupferkies und Arsenkies gebildet. Derberz tritt anstehend nur

im Profil A (s. Abb.10) zu Tage, ansonsten findet es sich auf den Halden verschiedener Stollen.

Sedimentäre Strukturen lassen sich nicht beobachten.

## 2.2. Erzmikroskopie

Die Auswertung von 13 Proben aus dem anstehenden Gestein und 12 Erzproben der Bergwerkshalden ergibt folgende Beobachtungen: Es treten vorherrschend Magnetkies und Pyrit in etwa gleichen Mengen auf. Kupferkies ist in wechselnden Anteilen vorhanden. Untergeordnet erscheinen Zinkblende und Bleiglanz. Die geringsten Anteile haben: Arsenkies, Ilmenit, Boulangerit, Freibergit, Zinnkies und gediegen Wismut.

Pyrargyrit, Gudmundit und Valleriit, von UNGER (1968) erwähnt, sind in den untersuchten Proben nicht vorhanden.



Abb.9: Typische Erzparagenese der Lagerstätte Walchen. Würfelige Kristalle, weiß: Pyrit; weiß mit grauen Bereichen: Magnetkies mit Umwandlungen zu Markasit; weiß mit typischen Ausbrüchen: Bleiglanz; dunkelgrau: Zinkblende. Ohne Analysator, Anschliff Probe Ö/J.

Es gibt keine typische Gangart. Die "Lagerart" besteht in der Regel aus solchen Mineralen (Quarz, Phyllosilikaten, Karbonaten), die in gleicher oder ähnlicher Ausbildungsweise auch im Nebengestein auftreten.

Das Erzlager und die Kiesgrate sind in sich und untereinander verschieden stark imprägniert und zeigen unterschiedliche Mineralführung. Gesetzmäßigkeiten in der Mineralabfolge der Erzparagenese sind nicht zu erkennen. Erz und Nebengestein sind gleichermaßen tektonisch beansprucht.

### 2.2.1. Pyrit

Pyrit ist mit Magnetkies das häufigste Mineral dieser Lagerstätte. Er kommt in Individuen unterschiedlicher Größe im Millimeterbereich vor. Sein Auftreten beschränkt sich weitgehend auf Wolfegg- und Neudegggraben (Abb.10 u. 13). Im Derberz wird primärer Pyrit äußerst selten beobachtet. Weiter westlich in den Profilen A und C tritt nur noch Magnetkies auf.

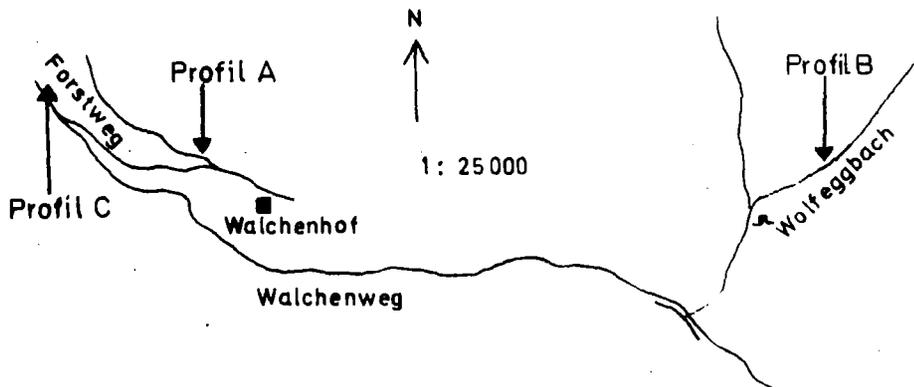


Abb.10: Lage der Profile A, B und C im oberen Walchengraben.

Die überwiegend idiomorph auftretenden Pyritkörner sind bevorzugt in Magnetkieslagen eingebettet (Abb.11) und zeigen klare Korngrenzen. Im Kontakt mit der Gangart (Quarz) sind die Korngrenzen idiomorpher Individuen häufig korrodiert. Kataklyse zeigt Pyrit in den meisten Fällen. Ein Beispiel für Kataklyse veranschaulicht Abbildung 12. Sie zeigt zwei sich gegenseitig zerdrückende Pyritkörner.

Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Arsenkies sind in Kataklysesprünge eingedrungen, ummanteln Pyrit oder kommen als Einschlüsse in Pyrit vor. Auch der Einschluß von Zinnkies ist zu beobachten. Einige Pyrite zeigen Anwachssäume oder eckengerundete, würfelige Kristalle, zum Teil ist bei Pyrit auch schwache Anisotropie zu erkennen.

Es wurden 17 Pyrite im Profil B (Abb.10) mit der Mikrosonde analysiert (Tabelle 1).

Die Pyrite sind praktisch nickelfrei, As-Gehalte (0-0,2%) und Co-Gehalte (0-0,33%) sind ebenfalls gering und schwanken schon innerhalb einer Probe sehr stark.

Es wurden keine mit der Mikrosonde meßbaren Werte an Mn und Au ermittelt. Zonarität im Chemismus wurde bei Pyriten, auch bei solchen mit Anwachssäumen, nicht festgestellt.

Starke Kataklyse einzelner Pyritindividuen deutet auf post-genetisch-gerichteten Druck hin. Nach GRAF und SKINNER (1970) verhält sich Pyrit in allen metamorphen Bereichen als spröder Körper. Gerichteter Druck und/oder As-Gehalte begründen leichte Anisotropie (RAMDOHR 1975). Da Pyrit Einschlüsse von Sulfiden aufweist und von solchen auch umgeben ist, läßt sich auf gleichzeitiges Wachstum der Erzminerale mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten schließen. Bei Kristallisationsbeginn schließt der schneller wachsende Pyrit andere Minerale ein und tritt im weiteren Verlauf der Kristallisation selber als idiomorpher Einschluß auf.

Tab.1: Mikrosondenanalysen von Pyrit im Profil B (vom Hangenden zum Liegenden).

Probe	Fe	S	As	Co	Ni	Co/Ni	Summe
A/10	46,77	53,68	0,06	-	-	-	100,51
	46,92	53,76	0,05	-	-	-	100,74
	46,87	53,80	0,07	-	-	-	100,73
A/4	46,34	53,16	-	0,08	0,03	2,7	99,61
	46,57	53,43	-	0,09	0,02	4,5	100,11
A/6	46,90	54,10	0,09	-	-	-	101,09
	46,83	53,89	0,12	-	-	-	100,84
A/7	46,65	53,34	0,07	-	0,01	-	100,07
	46,33	53,13	0,12	-	0,02	-	99,59
A/13	46,66	53,03	-	0,09	0,02	4,5	99,80
	46,23	52,83	-	0,11	0,02	5,5	99,18
A/11	45,88	53,08	0,20	0,14	0,02	7,0	99,32
	45,57	53,20	0,07	0,17	-	-	99,00
Ö/J	47,13	53,61	-	0,09	0,03	3,0	100,86
	46,82	53,47	-	0,08	0,01	8,0	100,38
	46,44	53,55	0,12	0,33	0,02	16,5	100,45
	46,31	53,45	0,08	0,05	0,01	5,0	99,90

A/10: Pyrite einer Grünschieferprobe.

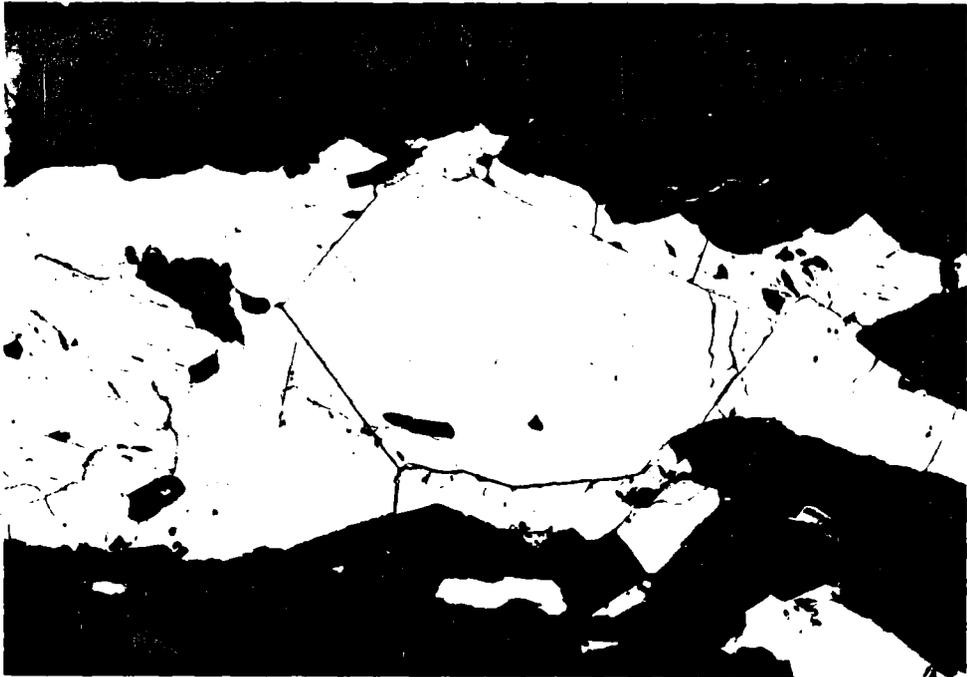
A/4, A/6: Pyrite eines Kiesgrates.

A/7, A/13, A/11: Pyrite des Erzlagers.

Ö/J: Pyrite der Halde des Thaddäus-Stollens.

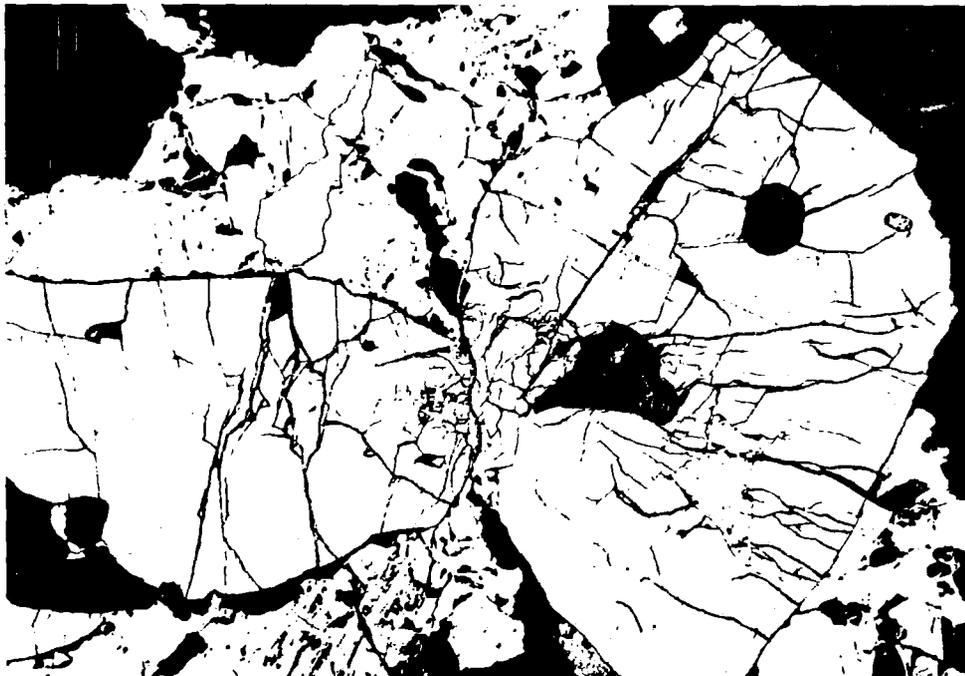
FINLOW-BATES et al. (1977) befaßten sich unter anderem mit dem gleichzeitigen Auftreten von Pyrit und Magnetkies in der Lagerstätte Mount Isa, Australien.

Bei gleichzeitiger Verfügbarkeit von Eisen und Schwefel bildet sich je nach Fe/S-Verhältnis Pyrit oder Magnetkies. In einem System, dessen Schwefelkonzentration nahe der Grenze FeS/FeS<sub>2</sub>



125  $\mu\text{m}$

Abb.11: Idiomorpher Pyritkristall (reinweiß) eingebettet in eine Magnetkieslage (weiß). Ohne Analysator, Anschliff Probe Ö/C.



125  $\mu\text{m}$

Abb.12: 2 Pyritkörner (reinweiß) zerdrücken sich gegenseitig. Zwischen den beiden Körnern Magnetkies (weiß). Ohne Analysator, Anschliff Probe Ö/A.

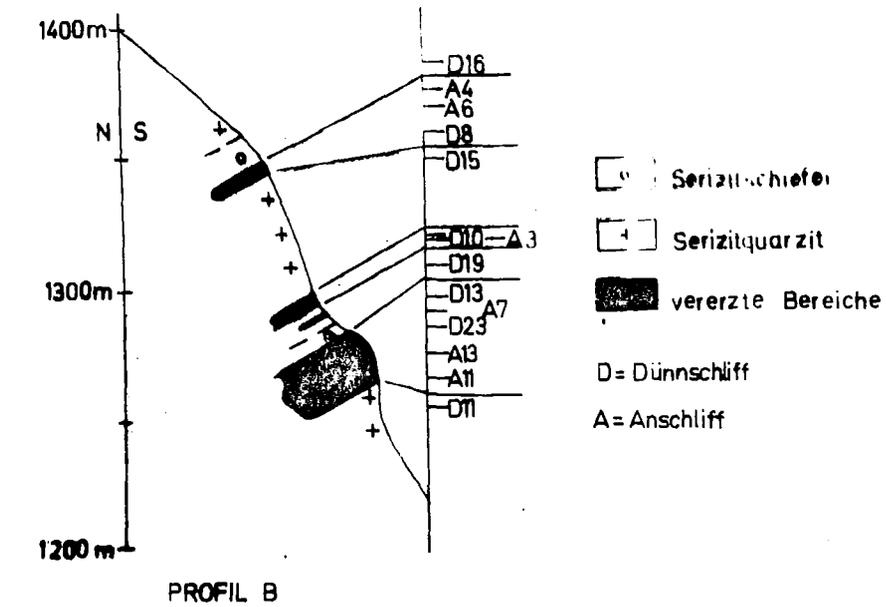


Abb.13: Lage der vererzten Bereiche mit Beprobungspunkten im Profil B, Wolfegggraben.

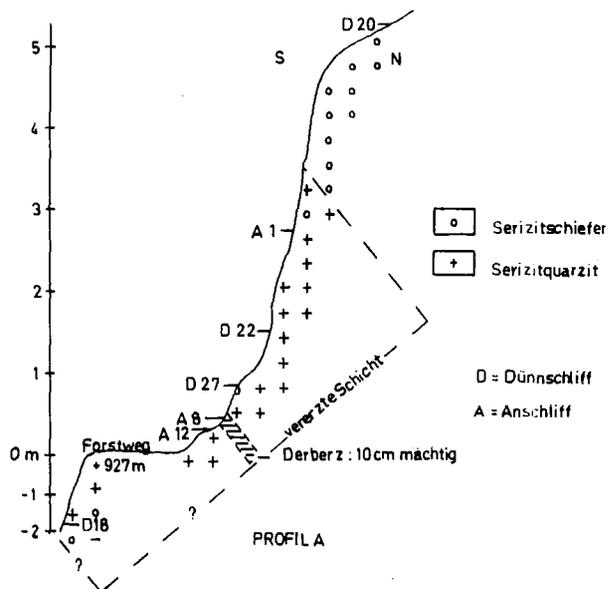


Abb.14: Lage der vererzten Zone mit Beprobungspunkten im Profil A, westlich des Walchenhofes.

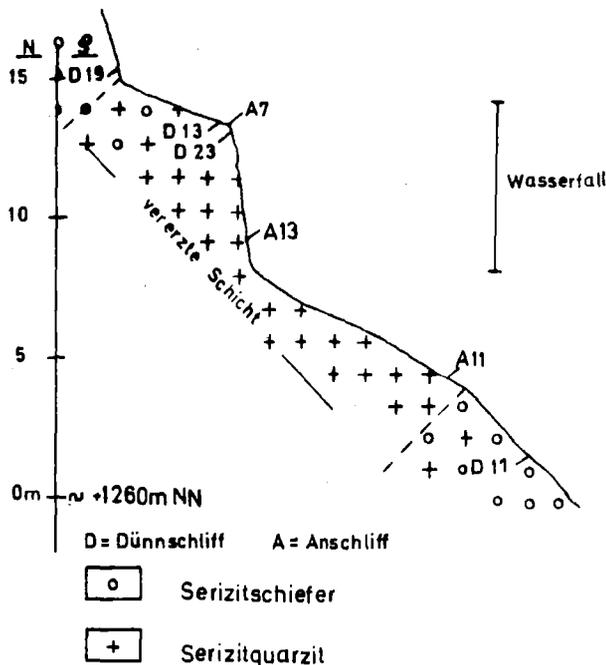


Abb.15: Detaillierte Darstellung des Erzlagerns mit Beprobungspunkten im Profil B, Wolfegggraben.

liegt, nehmen schwerlösliche Sulfide (Cu, Pb, Zn) durch Binden des vorhandenen Schwefels Einfluß auf die Art der sich später bildenden Eisensulfide. Im Derberz der Lagerstätte Walchen ist es unter anderem auf Grund hoher Cu-Pb-Zn-Gehalte nur zur Bildung von Magnetkies gekommen. Wohingegen in Cu-Pb-Zn-armen Bereichen (Imprägnationserz) Pyrit entstehen konnte.

Co- und Ni-Gehalte in Pyrit zur Lösung lagerstättengenetischer Probleme sind Inhalt einer Reihe von Veröffentlichungen.

HEGEMANN (1943) analysierte spektrographisch eine große Anzahl von Pyriten unterschiedlicher Lagerstätten auf Co-, Ni- und Mn-Gehalte. Er analysierte auch Walchener Pyrite und kam zu dem Schluß, daß diese Lagerstätte auf Grund ihrer niedrigen Co- und Ni-Gehalte aus sedimentären gemischten Sulfidgelen entstanden ist.

Die Durchschnittswerte seiner Proben von Walchen liegen bei 0,041% Co und 0,0029% Ni im Vergleich zu den hier mit der Mikrosonde ermittelten Werte von durchschnittlich 0,088% Co und 0,015% Ni.

Die von HEGEMANN (1943) festgestellten hohen und unterschiedlichen Cu-Gehalte können nicht bestätigt werden, sie beruhen auf Verunreinigungen im Pyrit.

Niedrige Co- und Ni-Gehalte, wie sie in Walchener Pyriten festgestellt wurden, sind typisch für Pyrite aus schichtgebundenen, submarin-exhalativen Lagerstätten.

### 2.2.2. Magnetkies

Magnetkies tritt im Imprägnationserz und im Derberz auf. Im erstgenannten findet sich Magnetkies in Form ausgelängter Körner in der Regelung der Gesteinsminerale, während er im Derberz eine kompakte Masse bildet. Magnetkies ist wie alle Erzminerale dieser Lagerstätte eng mit der Gangart verzahnt. Im Imprägnationserz ist er grundsätzlich zusammen mit Quarzindividuen oder Quarzlagen vergesellschaftet. Bei gekreuzten Nicols lassen sich unterschiedlich ausgeprägte Lamellen und Spindeln beobachten (Abb.16). Die xenomorphen Magnetkieskristalle führen selten Einschlüsse, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende werden jedoch häufig ummantelt. Magnetkies wandelt sich auf zwei Weisen um:

A) Er wandelt sich vom Rand und von Rissen her direkt in Markasit um (Abb.17), oder B) er geht in "bird-eye"-Struktur vom Rand und von Rissen her - über ein "Zwischenprodukt" - in ein feinkörniges Gemenge von Pyrit und Markasit über (Abb.18).

Dieses "Zwischenprodukt", so bezeichnet von EINAUDI (1971) und RAMDOHR (1975), läuft im Anschliff sehr schnell dunkel an und ist daher nur als schwarzer Saum zu erkennen (Abb.18).

20 Mikrosondenanalysen (Tab.2) ergeben eine durchschnittliche Zusammensetzung von  $Fe_{0,87}S$  (etwa 46,63 Atomprozent Eisen, bei einer Analysensumme von durchschnittlich 99,57%).



1,5  $\mu\text{m}$

Abb.:16: Ausschnitt aus einem Magnetkieskorn. Drucklamellen im Magnetkies.  
Mit Analysator, Anschliff Probe A/3.



60  $\mu\text{m}$

Abb.17: Magnetkies (weiß) teilweise umgewandelt in Markasit (hellgrau).  
Ohne Analysator, Anschliff Probe A/2.

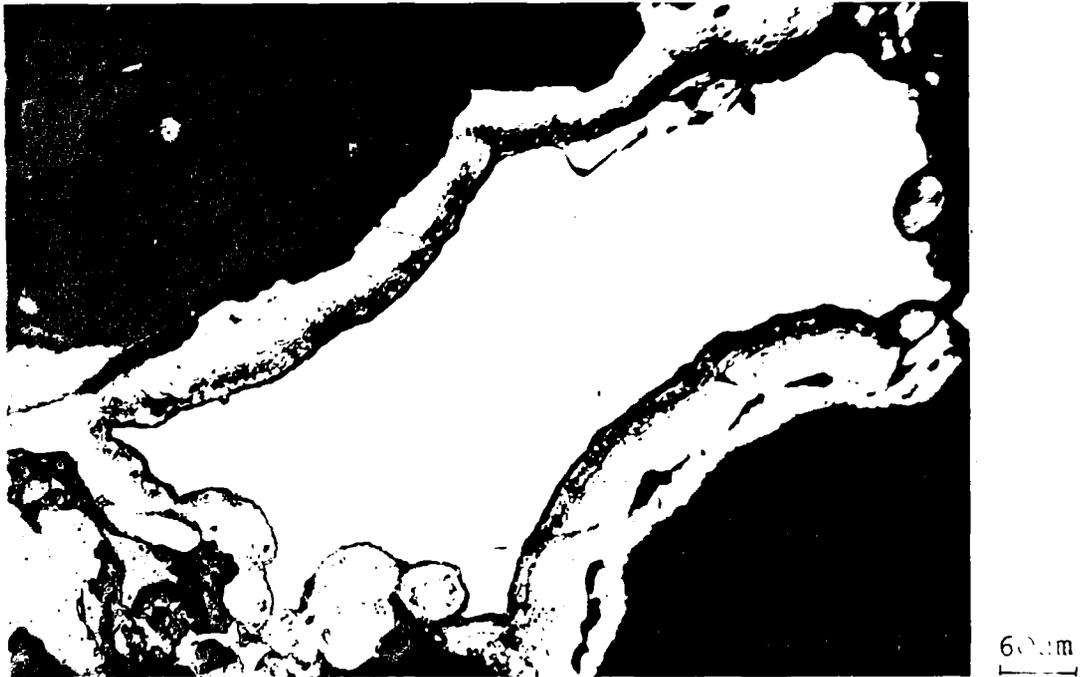


Abb.18a: Magnetkies wandelt sich um in Markasit ("Bird-eye"-Struktur).  
Ohne Analysator, Anschliff Probe A/7.

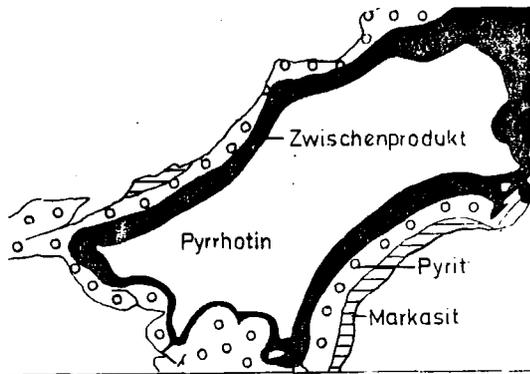


Abb.:18b: Graphische Darstellung der Mineralphasen in Abbildung 18a.

Im Gegensatz zu Erzmineral- und Erzreichtum - sie nehmen vom Zentrum des Erzkörpers (Bereich Wolfegg-, Neudegggraben) vertikal und horizontal ab - scheint der Ni-Gehalt in Magnetkies mit Entfernung vom Zentrum zu steigen (von 0 auf 0,23%). Der Co-Gehalt liegt in der Regel zwischen 0,11% und 0,15%. Umwandlungsprodukte wurden ebenfalls mit der Mikrosonde untersucht. Markasit aus "bird-eye"-Strukturen weist gegenüber

Tab.2: Mikrosondenanalysen von Magnetkies der Profile A, B und C vom Hangenden zum Liegenden.

Probe	Fe	S	Co	Ni	As	Summe	Profil	
A/3	60,20	39,15	0,14	0,04	-	99,53	Profil B	
	59,54	39,57	0,13	0,03	-	99,27		
A/7	59,36	39,46	-	0,01	0,02	98,85		
	59,42	39,37	-	0,01	0,02	98,81		
A/13	61,05	38,92	0,13	-	-	100,10		
	60,63	39,01	0,12	0,01	-	99,77		
A/11	61,31	39,07	0,14	0,01	-	100,53		
	61,57	38,81	0,12	0,01	-	100,51		
Ö/J	61,11	39,07	0,11	-	-	100,29		
	61,21	39,12	0,13	-	-	100,46		
A/1	59,73	39,42	0,13	0,23	-	99,51		Profil A
	59,68	39,50	0,14	0,14	-	99,46		
A/8	59,47	39,65	0,12	0,01	-	99,24		
	59,49	39,86	0,12	0,02	-	99,48		
A/12	59,64	40,04	0,13	0,04	-	99,85		
	59,50	39,99	0,14	0,04	-	99,67		
A/9	59,34	39,56	0,13	0,09	-	99,13	Profil C	
	59,24	39,82	0,13	0,11	-	99,31		
A/2	59,07	39,48	-	0,15	0,02	98,72		
	59,41	39,35	-	0,12	0,02	98,91		

A/3: Magnetkiesprobe eines Kiesgrates.

Ö/J: Magnetkies von der Halde des Thaddäus-Stollens.

Alle übrigen Proben stammen aus dem Erzlager.

Magnetkies keine Änderung im Gehalt an Spurenelementen auf. Markasit, der sich direkt aus Magnetkies gebildet hat, scheint eine relative Nickelanreicherung gegenüber den Nickelgehalten von Magnetkies erfahren zu haben.

Tabelle 3: Mikrosondenanalysen von Magnetkiesumwandlungsprodukten.

Probe	Fe	S	Ni	As	Summe	
A/2	43,38	52,56	0,39	0,04	96,37	Umwandlungsprodukt (A)
	43,56	52,48	0,29	0,04	96,37	
A/7	45,27	51,95	0,02	0,03	97,27	Umwandlungsprodukt (B)

Nach einem Experiment von CLARK und KELLY (1973) reagiert Magnetkies in allen metamorphen Bereichen duktil, womit Auslängung des Magnetkieses, fehlende Kataklase und das Eindringungsvermögen in Sprünge von Pyrit erklärt ist. Kräftige Lamellen und Spindeln, die sich bei gekreuzten Nicols beobachten lassen, sind durch gerichteten Druck entstandene Druckzwillinge - die bei allen Drucken oberhalb 250°C entstehen können - oder Zerknitterungslamellen (RAMDOHR 1975). Umschließt Magnetkies die übrigen Minerale und erscheint damit als späteste Bildung, so liegt dies an seiner besseren Löslichkeit gegenüber Mineralen wie Bleiglanz und Zinkblende. Seine enge Gebundenheit an Quarz läßt eine gemeinsame Bildungsgeschichte erkennen.

(A) Umwandlungen von Magnetkies zu Pyrit werden meist einer nachträglichen Schwefelzufuhr beigemessen. Bietet die geologische Gegebenheit keine Schwefelquelle, so müssen andere Umstände für die Umwandlung verantwortlich sein. GRAF und SKINNER (1971) haben experimentell nachgewiesen, daß Pyrit aus Magnetkies ohne Schwefelzufuhr entstehen kann. Unterhalb 450°C erfolgt die Umwandlung von Magnetkies zu Pyrit bevorzugt unter Stressbedingungen.

Infolgedessen kann die Umwandlung als eine metamorphe Struktur angesehen werden.

Die Umwandlung von Magnetkies zu Markasit, wie sie in dieser Lagerstätte auftritt, mag diesem Vorgang entsprechen.

(B) Wandelt sich Magnetkies durch atmosphärische Verwitterung um, geht er in "bird-eye"-Struktur - über ein "Zwischenprodukt" - in ein feinkörniges Gemenge von Pyrit und Markasit über.

Dieses "Zwischenprodukt", beschrieben von EINAUDI (1971) und RAMDOHR (1975), entsteht unterhalb  $300^{\circ}\text{C}$  und ist an keinen besonderen Lagerstättentyp geknüpft.

Die Anreicherung von Nickel im Umwandlungsprodukt Markasit ist relativ, da bei der Umwandlung des Magnetkieses Eisen abgeführt wird, das Volumen abnimmt und damit der vorhandene Ni-Anteil relativ steigt.

### 2.2.3. Zinkblende

Zinkblende ist nur in geringen Mengen im Imprägnationserz enthalten, häufiger dagegen im Derberz. Sie ist jedoch auf das Zentrum der Vererzung beschränkt. Im Allgemeinen zeigt sie dunkelrote Innenreflexe ohne wesentliche Farbunterschiede. In der Regel schließt sie Magnetkies, Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit ein. Im Derberz treten selten Entmischungen von Kupferkies (Abb.19) auf.

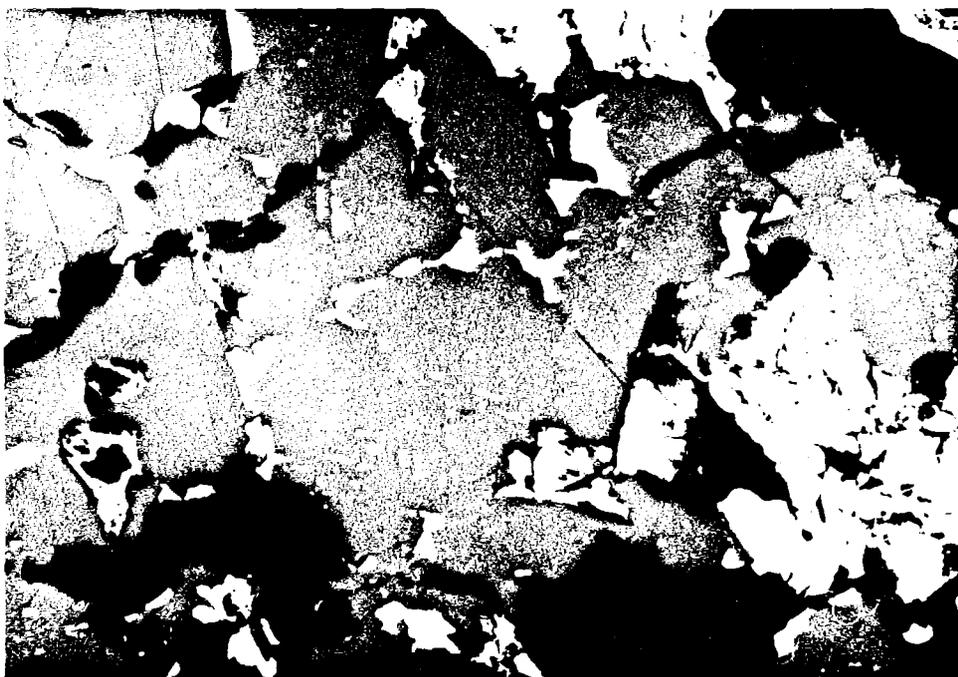


Abb.19: Zinkblende  
(dunkelgraue)  
mit feinen Ent-  
mischungen von  
Kupferkies.  
Ohne Analysator,  
Anschliff Probe A.

60µm

Tabelle 4: Mikrosondenanalysen von Zinkblenden in den Profilen A und B vom Hangenden zum Liegenden.

Walchen: metamorph (etwa 400°C; 5Kb)

Probe	Zn	S	Fe	Cu	Mol%FeS	Summe	
A/7	55,43	34,82	9,33	-	16,45	99,59	Profil B
	56,66	34,70	9,18	-	15,91	100,54	
A/11	57,82	34,06	8,60	0,03	14,82	100,50	
Ö/J	57,67	34,67	8,26	0,20	14,37	100,80	
	57,29	34,01	8,37	0,70	14,62	100,37	
A/8	59,31	33,79	6,41	-	11,25	99,51	Profil A
	58,66	33,94	7,26	-	12,66	99,86	

Alle Proben stammen aus dem Erzlager.

Zum Vergleich Eisengehalte in Zinkblenden anderer Lagerstätten:

Mount Isa, Australien: nicht metamorph (max. 150°C)

5-7% Fe (FINLOW-BATES 1978)

Buntmetallagerstätten der nordwestlichen Kapprovinz:

metamorph (650°C; 3-4Kb)

6-8% Fe (STUMPFL 1977)

Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Zinkblenden mögen in Folge lokal unterschiedlicher Stoffangebote entstanden sein.

Bisher wurde angenommen, daß der FeS-Gehalt in Zinkblende metamorphe Bedingungen reflektieren kann, vorausgesetzt Zinkblende, Pyrit und Magnetkies standen während der Metamorphose im Gleichgewicht. Eine Untersuchung der Gesteinsminerale (s. Kapitel 3.) läßt auf untere Grünschieferfazies als letzten Metamorphosezustand schließen. Nach WINKLER (1967) liegt diese Fazies etwa im Temperaturbereich um 400°C und 5-6Kb. Nach einem Geobarometer von SCOTT (1973, 1976) ergibt sich für FeS-Gehalte der hier untersuchten Zinkblenden von durchschnittlich 14,30 Mol% im Bereich um 400°C ein Druck um 5Kb (Abb.20).

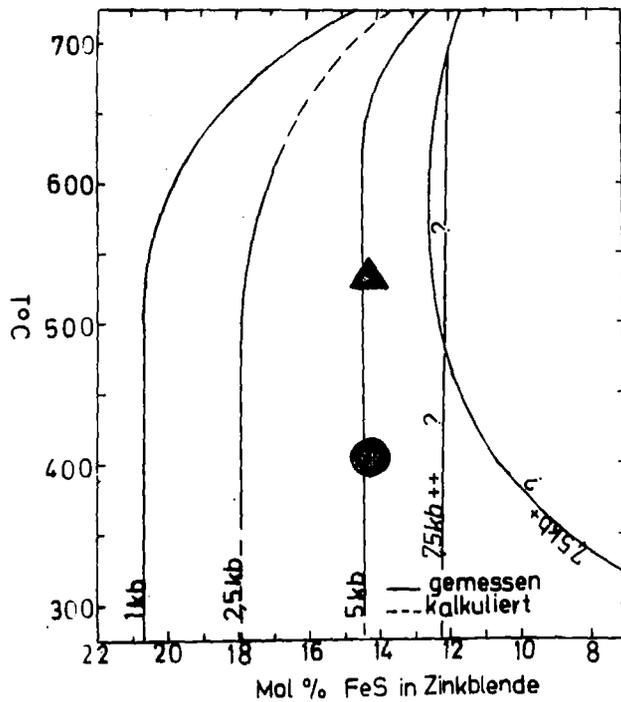


Abb.20: Zinkblendegeobarometer nach SCOTT (1973, 1976). (+ 1973, ++ 1976) Das Dreieck stellt Druckverhältnisse für die obere, der Kreis für die untere Grünschieferfazies, für FeS-Gehalte von 14,30Mol%, dar.

Obwohl das Zinkblendegeobarometer hier für den Durchschnittsgehalt an Eisen zuzutreffen scheint, widerlegen jedoch die auf engem Raum stark variierenden Eisengehalte (von 6-9% Fe, Tab.4) die Anwendbarkeit des Geobarometers. Zudem treffen diese experimentellen Untersuchungen von SCOTT "vor Ort" nicht in jedem Falle zu.

Zinkblenden der Lagerstätte Mount Isa führen Eisengehalte von 5-7%. Diese Lagerstätte ist nicht metamorph und wurde in einem Temperaturbereich von etwa 100-150°C gebildet. Im Gegensatz hierzu führen Zinkblenden der schichtgebundenen Buntmetallagerstätten in der nordwestlichen Kapprovinz auch nur 6-8% Fe, obwohl sie bei etwa 650°C und 3-4Kb metamorphisiert wurden.

FINLOW-BATES (1978) zeigt, daß Eisengehalte in Zinkblenden weniger von der Metamorphose als vom Sauerstoffpartialdruck, von der Schwefelkonzentration, von der Verfügbarkeit des Eisens und von der Temperatur im Bildungsbereich abhängen. Der Einbau hoher Eisengehalte in Zinkblende wird von niedrigen Sauerstoffpartialdrücken, geringen Schwefelkonzentrationen und von hohen Temperaturen begünstigt.

Metamorphe Vorgänge haben Zinkblende wie alle Minerale dieser Lagerstätte überprägt. Somit bleibt die Frage, ob die Gehalte von Kupferkies in Zinkblende ursprünglich vorhanden waren oder aber diese erst während der Metamorphose ins Gitter aufgenommen und bei nachfolgender Abkühlung wieder entmischt wurden. Da aber in vielen schichtgebundenen Vererzungen ähnliche Erscheinungen zu beobachten sind - nämlich Entmischungen in eindeutig niedrig temperierten Zinkblenden im metamorphen Verband - neigt man eher zu der letzteren Annahme.

#### 2.2.4. Kupferkies

Kupferkies ist in unterschiedlichen Mengen im Erzlager verteilt. Er zeigt Kataklyse und enthält - besonders zahlreich im Derberz - Einschlüsse von Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Boulangerit, Fahlerz, Zinnkies, Pyrit und Gangart. Dagegen treten bei Kupferkies als Füllung von Rissen kaum Einschlüsse auf. Gerichteter Druck bei tiefen Temperaturen ist für Kataklyse verantwortlich. Kupferkies ist während der Metamorphose vermutlich teilweise mobilisiert worden und in Risse von ebenfalls metamorph gebildeten Quarzknuern eingewandert. Bei gekreuzten Nicols sind gitterartig orientierte Lamellen zu beobachten, die entweder Umwandlungszwillinge - die bei der  $\alpha$ - $\beta$ -Umwandlung von Kupferkies entstehen - oder Druckzwillinge darstellen (RAMDOHR 1975; YUND und KULLERUD 1966).

#### 2.2.5. Bleiglanz

Bleiglanz tritt in geringeren Mengen, bevorzugt im Derberz, auf. Häufig findet er sich als Einschluß in Pyrit. Auf Grund seiner hohen Duktilität ist er zwickelfüllend, nachträglich in Risse eingedrückt oder zum Bleischweif ausgewalzt. In einem Korn schließt Bleiglanz gediegen Wismut ein (Abb.21).

Bleiglanzeinschlüsse in Pyrit sind mit dem unterschiedlichen

Löslichkeitsvermögen von Blei- und Eisensulfiden zu erklären. PbS ist weniger löslich als Eisensulfide, fällt dementsprechend früher aus und wird von Pyrit umschlossen.



Abb.21: Gediegen Wismut (hellgrau) in Bleiglanz (grau).  
Einschlußfreier, grauer Bereich in der unteren, rechten  
Bildhälfte: Kupferkies.  
Ohne Analysator, Anschliff Probe A/7.

#### 2.2.6. Boulangerit

Boulangerit tritt in geringen Mengen im Derberz auf, wo er meist eng mit Fahlerz, Zinnkies und Bleiglanz verwachsen ist oder von Kupferkies und Magnetkies umschlossen wird (Abb.22).

#### 2.2.7. Zinnkies und Fahlerz

Auch Fahlerz und Zinnkies treten nur in sehr geringen Mengen im Derberz auf. Ihre Korngrößen liegen bei 10-30µm (Abb.22). Fahlerz wurde mit Hilfe der Mikrosonde als Freibergit identifiziert.

Abb.22: Flächenscanning einer Erzparagenese im Anschliff  
Probe Ö/J.

a-g: Flächenscanning für verschiedene Elemente  
(50µm entsprechen 4cm).

h: Zeichnerische Darstellung der verschiedenen Mineral-  
phasen der analysierten Erzparagenese.

A: Kupferkies

B: Bleiglanz

C: Boulangerit

D: Zinnkies

E: Freibergit

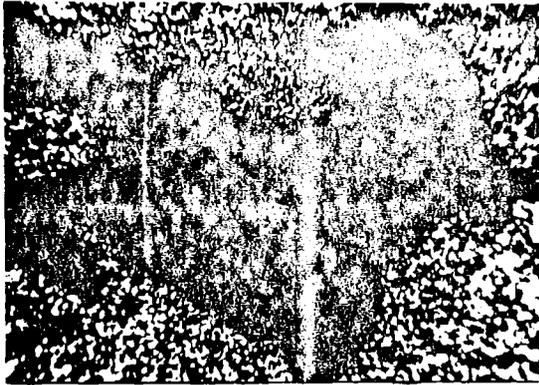


Abb.22a: Fe

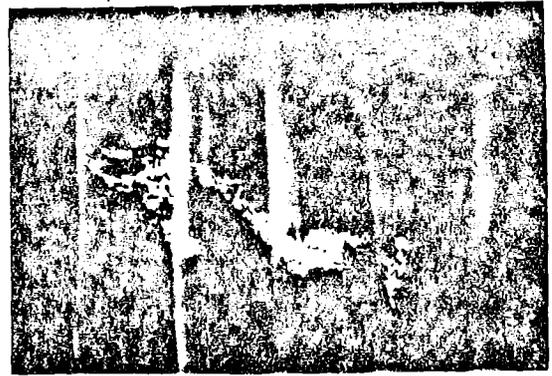


Abb.22b: Ag

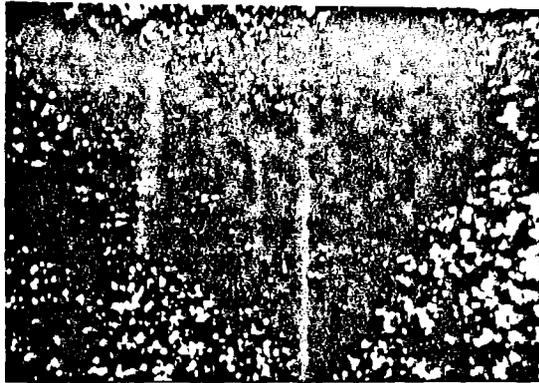


Abb.22c: Cu

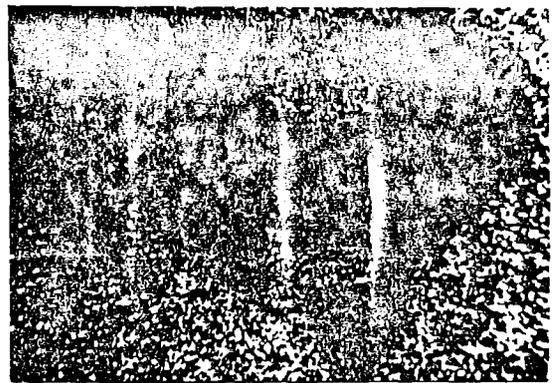


Abb.22d: S



Abb.22e: Pb

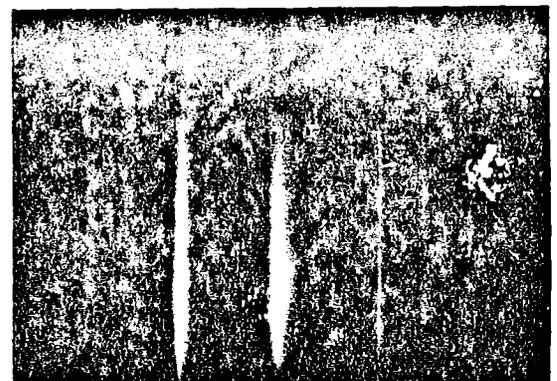


Abb.22f: Sn

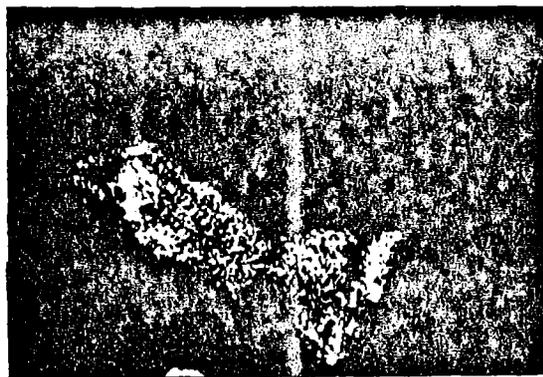


Abb.22g: Sb

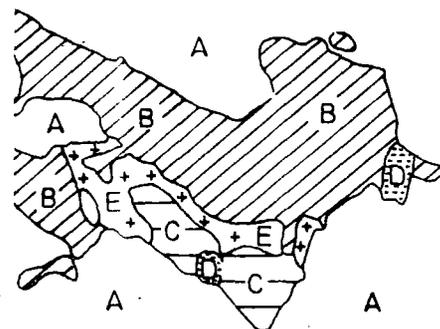


Abb.22h

25 $\mu$ m

Tab.5: Mikrosondenanalysen von Fahlerz, Anschliff Probe Ö/J.

Cu	Sb	S	Ag	Fe	Zn	Summe
28,25	28,63	20,89	14,32	5,81	0,49	99,39
27,26	27,23	21,15	13,85	6,37	0,59	96,45

Für eine durchschnittliche Analysensumme von 97,43% ergibt sich eine Summenformel von  $(\text{Cu, Fe, Ag, Zn})_3\text{Sb S}_{2,80}$ .

#### 2.2.8. Arsenkies

Arsenkies tritt in idiomorphen, zum Teil zerbrochenen Kristallen im Derberz oder als xenomorpher Einschluß in Pyrit auf. Bei gekreuzten Nicols läßt sich mimetischer Zwillingsbau beobachten.

#### 2.2.9. Ilmenit

Ilmenit kommt meist in Form leistenförmiger Kristalle vor (Abb.23). Er ist korrodiert und geht vom Rand her in Rutil über. In seiner Umgebung ist die Gangart durch Eisenhydroxide braungefärbt, die aus freigewordenem Eisenanteil des Ilmenits hervorgegangen sind.

Ilmenit wird oxidiert und wandelt sich in Rutil plus Eisenoxid um, das bei Gegenwart von Wasser hydratisiert und weggeführt wird.

Auf Grund seiner hohen Widerstandskraft gegen Verwitterung ist Ilmenit jedoch noch in Sedimenten und metamorphen Gesteinen zu finden.



60µm

Abb.23a: Leistenförmige Kristalle von Ilmenit, zum größten Teil in Rutil umgewandelt. Ohne Analysator, Anschliff Probe A/12.

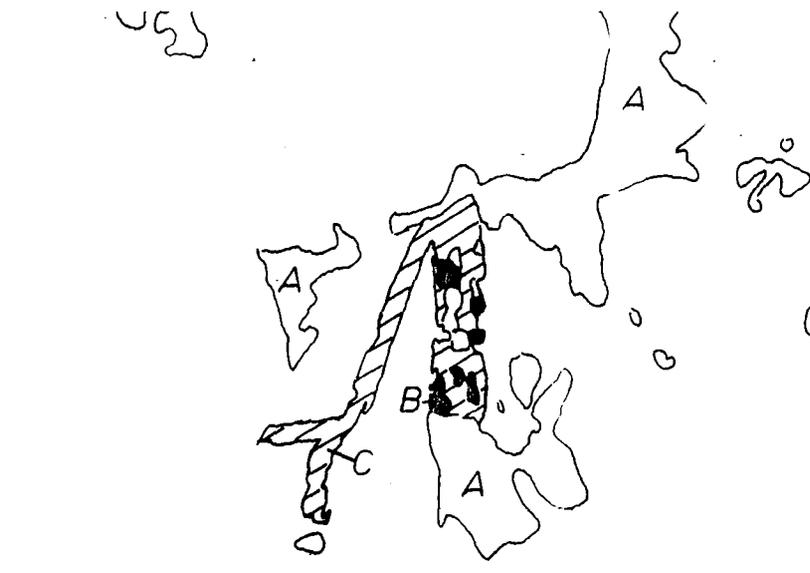


Abb.23b: Graphische Darstellung der Mineralphasen in Abbildung 23a. A: Kupferkies, B: Ilmenit, C: Rutil.

### 3. Gesteine - makroskopisch

Im engeren Lagerstättenbereich finden sich feinschiefrige, zum Teil sehr mürbe Gesteine, bestehend aus Quarz und Schichtsilikaten in Wechsellagerung. Im Millimeterbereich beginnend setzt feine Faltung ein. Die Zusammensetzung der vorherrschenden Gesteine variiert von Serizitschiefer bis Serizitquarzit. Zudem treten im Hangenden der Vererzung überwiegend chloritführende Schiefer, lokal begrenzte Hornblende-Granatschiefer und wenige Meter mächtige Karbonatzüge auf. Granatführende Gesteine sind zuweilen schon im Hangenden der Vererzungszone zu beobachten. Granatglimmerschiefer werden nach Süden hin vorherrschend, wobei Granatanteil im Gestein und Größe der Porphyroblasten zunehmen. Alle Gesteine sind von metasomatischen Quarzknuern und Quarzbändern diskordant durchzogen. Minerallagen, Gesteinszüge, Erzimprägnationen und Erzkörper verlaufen konkordant.

#### 3.1. Gesteinsmikroskopie

Es wurden 29 Gesteinsproben aus dem Erzlager und dessen Umgebung mit dem Durchlichtmikroskop untersucht. Quarz, Serizit, Chlorit, Biotit, Albit, Granat, Karbonat, Epidot/Klinozoisit-Mineraie, Hornblende und Erz sind Hauptbestandteile der verschiedenen Gesteine. Als Akzessorien treten Zirkon, Apatit, Rutil, Titanit und Turmalin auf. Quarz und Phyllosilikate sind vorherrschende Bestandteile aller Gesteine. Lokal stärker vertreten sind Karbonate, Granat und Hornblende.

##### 3.1.1. Quarz

In allen Proben hat Quarz das gleiche Erscheinungsbild. Er ist zerbrochen, eng verzahnt mit anderen Körnern und löscht undulös aus. Die Korngrößen schwanken von wenigen  $\mu\text{m}$  bis in den Millimeterbereich.

Quarz zeigt ein typisch metamorphes Erscheinungsbild, mit

Deformations- und Rekristallisationsmerkmalen. Zerbrochene Körner und undulöse Auslöschung weisen auf gerichteten Druck, enge Verzahnung auf Rekristallisation hin.



360µm

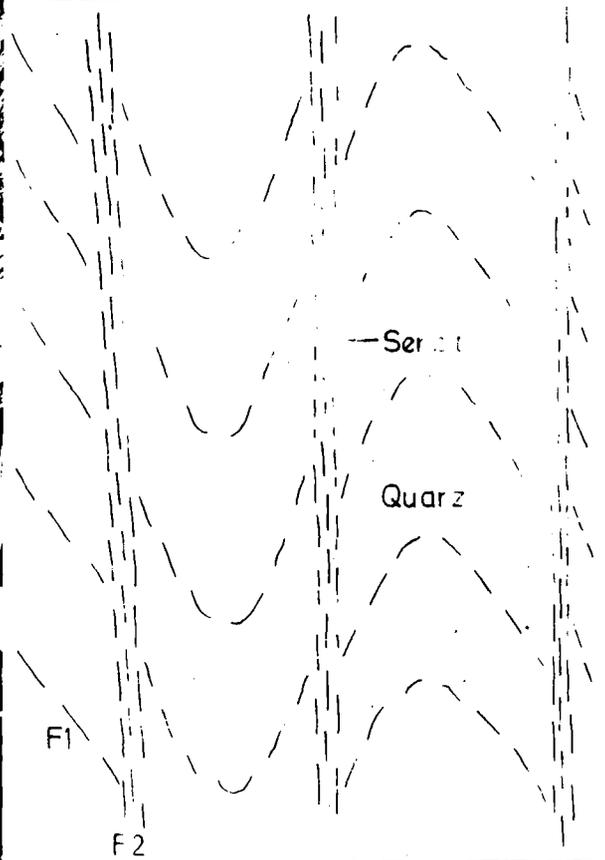


Abb.24a: Verfaltete Serizitblättchen mit undulös auslöschenden Quarzkörnern in Serizitschiefer. Gekreuzte Nicols, Dünnschliff Probe W/10.

Abb.24b: Idealisierte, graphische Darstellung der Abbildung 24a. F1: Schieferungsflächen der ersten Faltung. F2: Durch eine zweite Faltung hervorgerufene Schieferungsflächen.

### 3.1.2. Serizit

Serizit ist ebenfalls in jeder Probe enthalten. Auf Spaltflächen sind häufig Akzessorien wie Rutil, Epidot/Klinozoisit-Minerale und Turmalin eingeschlossen.

Unter gerichtetem Druck sind Serizitkristalle streng parallel zueinander gewachsen. Durchbewegung oder Faltung verfilzen und

verbiegen die Kristalle. Abbildung 24 zeigt unterschiedlich geordnete Serizitblättchen, hervorgerufen durch zwei aufeinanderfolgende, unterschiedliche Faltungsvorgänge (SPREY 1969).

### 3.1.3. Chlorit

Chlorit hat sich vorwiegend - neben Serizit - aus Biotit gebildet (Abb.25). Es treten alle Übergänge von farblos bis dunkelgrüner Eigenfarbe auf. Seine Zusammensetzung variiert von magnesiumreichen bis zu eisenreichen Diabantiten.



Abb.25: Biotit (schwarz), leicht verfaltet, wandelt sich in Chlorit (dunkelgrau) um, daneben Quarz (weiß). Ohne Analysator, Dünnschliff Probe W/6.

Starke Schwankungen im Chemismus der Chlorite (Tab.6) liegen schon im Edukt (Biotit) begründet, dessen Zusammensetzung von lokal differierenden Stoffangeboten beeinflusst wird.

Tab.6: Mikrosondenanalysen von Chlorit im Profil B vom Hangenden zum Liegenden.

Probe	Fe	Mg	Si	Ti	K	Al	Mn	Summe
W/15	19,37	21,13	26,02	-	-	21,29	-	87,82
	19,41	21,20	25,89	-	-	21,46	-	87,96
W/10	33,77	8,94	22,86	-	-	21,49	0,57	87,64
	32,04	10,34	23,01	-	-	21,88	0,46	87,73
W/19	29,03	12,68	24,73	0,11	0,21	20,75	0,49	88,00
	29,39	12,47	24,82	0,10	0,20	21,12	0,55	88,66
W/23	29,19	12,63	23,67	-	-	22,22	-	87,71
	28,42	13,18	24,28	-	-	22,20	-	88,08
W/11	30,68	11,60	24,11	0,09	0,03	21,32	0,25	88,08

W/10, W/23: Chlorite aus vererzten Bereichen.

W/15, W/19, W/11: Chlorite aus dem Nebengestein vererzter Bereiche.

#### 3.1.4. Biotit

Biotit tritt seltener auf und geht generell von Spaltflächen her in dunkelgrünen Chlorit und Serizit über. Wie Chlorit hat Biotit vereinzelt Zirkon- und Rutileinschlüsse, im Falle eines karbonatreichen Gesteines umfangreiche Titaniteinschlüsse. Sehr häufig umhüllt er Eisensulfidkörner (Abb.26).

In Folge retrograder Metamorphose innerhalb der Grünschieferfazies haben sich nahezu alle Biotite in Chlorit und Serizit umgewandelt. Dabei wurden Eisen- und Magnesium-Anteile der Biotite in Chlorit, Kalium-Gehalte in Serizit, sowie Titan-Gehalte in Titanit- und Rutilneubildungen festgehalten.

An Hand der Mg/Fe-Verhältnisse wurden die Biotite - nach TRÖGER (1969) - als Meroxen und Lepidomelan bestimmt.

Tab.7: Mikrosondenanalysen von Biotit im Profil B vom Hangenden zum Liegenden.

Probe	Fe	Mg	Si	Ti	K	Al	Mn	Summe
W/8	10,56	19,26	39,19	0,56	8,70	17,21	-	95,49
	10,24	19,28	39,65	0,56	8,68	17,45	-	95,88
W/15	15,96	14,33	36,84	1,94	8,71	16,44	-	94,42
	15,91	14,52	36,61	2,01	8,57	16,32	-	93,93
W/19	22,30	9,41	34,90	1,67	8,22	17,34	0,32	94,15

W/8: Biotit aus einem Kiesgrat.

W/15, W/19: Biotite aus dem Nebengestein vererzter Bereiche.



Abb.26: Magnetkies (schwarz) ummantelt von Biotit (schwarz, blättrig), der zum Teil in Chlorit (dunkelgrau) umgewandelt ist.  
Ohne Analysator, Dünnschliff Probe W/6.

Biotit ist ein stabiles Mineral der Granatzone, tritt aber auch in angrenzenden Bereichen auf. Bei retrograder Metamorphose - im Temperaturbereich unter  $300^{\circ}\text{C}$  - geht er in Chlorit und Serizit über. Seine ursprüngliche Bildung beruht vermutlich auf Reaktion zwischen Chlorit, Muskovit und Eisensulfid zu Biotit während metamorpher Bedingungen, da er eng mit Eisensulfidkörnern vergesellschaftet auftritt (MÜLLER 1966; TRÖGER 1969).

Biotit ist typisch für metamorphe pelitische Gesteine, in denen die Biotitbildung im mittleren Bereich der Grünschieferfazies (Albit-Epidot-Biotit-Subfazies) einsetzt.

### 3.1.5. Albit

Albit tritt nur in den Meta-Vulkaniten (s. Kapitel 5.) häufig auf. Meist ist ein feinkörniges Albitpflaster mit größeren, zum Teil korrodierten Kristallen vorhanden. Sie zeigen typische polysynthetische Verzwilligung und Deformationszwillinge. Oft finden sich Gruppierungen kleiner, unterschiedlich orientierter Albitkristalle mit Einschlüssen von Karbonat und/oder Epidot/Klinozoisit-Mineralen (Abb.27).

Tab.8: Mikrosondenanalysen von Albit, Dünnschliff Probe W/8.

Probe	Si	Al	Na	Ca	K	Summe
W/8	69,39	19,13	11,03	0,06	0,07	99,68
	68,89	18,91	11,80	0,06	0,07	99,73

Nach WINKLER (1967) ist Albit mit weniger als 7% An-Anteil ein stabiler Plagioklas der Grünschieferfazies und unterscheidet sich deutlich von Plagioklasen der nächst höheren Fazies mit mehr als 15% An-Anteil.



Abb.27: Albit mit polysynthetischer Verzwilligung. Helle Einschlüsse: Epidot/Klinzoisit-Minerale. Gekreuzte Nicols, Dünnschliff Probe W/6.

Wie die Mikrosondenanalysen zeigen, handelt es sich bei diesem Plagioklas um Albit. Dieser tritt nur im metamorphen Bereich auf, wo sich der Ab-Anteil magmatischer Plagioklase durch selektives Aufschmelzen und Rekristallisieren von der An-Komponente trennt. Diagenetische Neubildung ist auszuschließen, da die ehemalige An-Komponente als Calcit und/oder Epidot/Klinzoisit-Minerale im Albit festgehalten ist.

### 3.1.6. Karbonate

Karbonate ankeritischer bis dolomitischer Zusammensetzung treten sehr verbreitet auf, meist zusammen mit Quarz. Die Kristalle werden bis zu wenigen Millimetern groß und sind bei eisenreichen Varianten von Limonit umhüllt. Da in allen Proben - mit Ausnahme der Karbonatgesteine - Karbonat als Einschluß oder zwickelfüllend auftritt, ist es auf Grund von Mineralreaktionen entstanden und nicht sedimentären Ursprungs.

### 3.1.7. Akzessorien

#### Zirkon:

Zirkon ist bevorzugt in Biotiten und eisenreichen Chloriten vorhanden und von pleochroitischen Höfen umgeben (Abb.28). Die xenomorphen Körner sind durchschnittlich etwa 25µm groß.

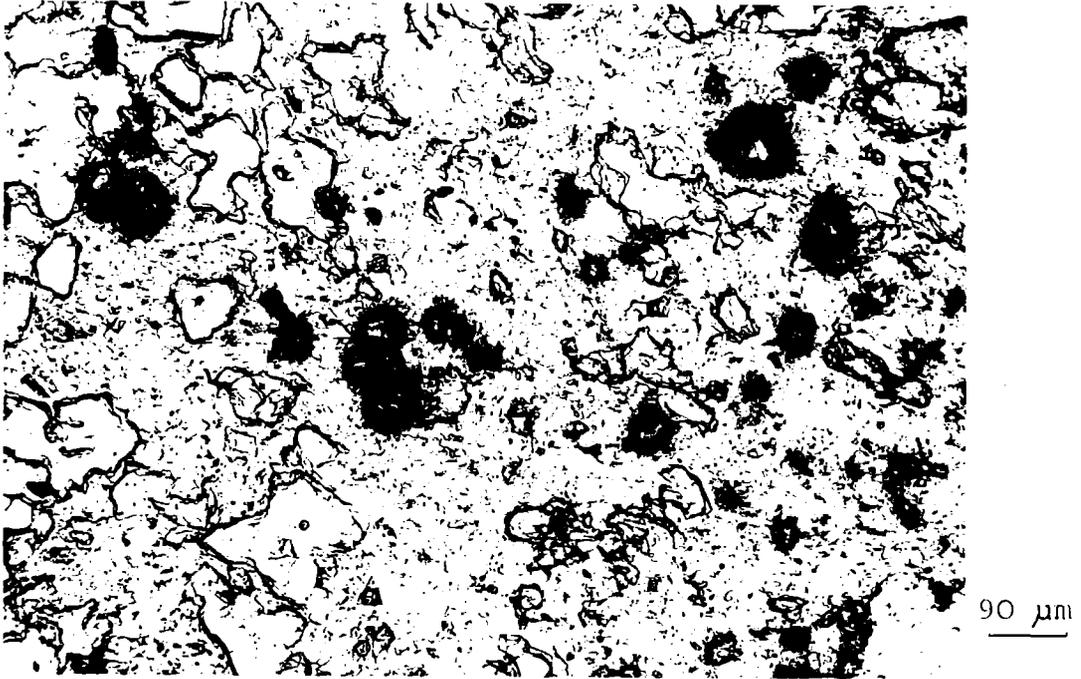


Abb.28: Zirkon mit pleochroitischen Höfen in Chlorit (grau), neben Quarz (weiß).  
Ohne Analysator, Dünnschliff Probe W/10.

#### Apatit:

Apatit kommt in allen Proben in Form kleiner Körner in nur geringen Mengen vor.

#### Turmalin:

Turmalin tritt nur in vereinzelt, zum Teil idiomorphen Körnern zwischen den Phyllosilikaten auf. Sein Pleochroismus wechselt von gelb-braun nach olivgrün. Bei Schnitten senkrecht zur optischen Achse zeigt sich häufig ein bräunlicher Kern mit grünem Rand.

#### Titanit:

Titanit erscheint nur in einer Probe karbonatreichen Gesteines als umfangreiche Anhäufung von bis zu 150 µm großen, idiomorphen Kristallen, die eng mit Chlorit vergesellschaftet sind.

Titanit hat sich in Anwesenheit von Karbonat aus der Ti-Komponente des umgewandelten Biotits gebildet.

#### Rutil:

Tritt sehr verbreitet in kleinen Gruppen und Nestern von bis zu 100 µm großen, zum Teil idiomorphen Kristallen auf, die in aus Biotit gebildetem Chlorit und Serisit eingebettet sind. Rutil bildet sich aus Ilmenit und aus der Ti-Komponente zerfallener Biotite.

#### 3.1.8. Epidot/Klinozoisit-Minerale

Epidot/Klinozoisit-Minerale treten, meist idiomorph, in fast allen Gesteinen auf, bevorzugt jedoch in solchen, die Plagioklas, Granat oder Hornblende enthalten, aus denen sie sich bei einsetzender retrograder Metamorphose zu bilden beginnen. Das Auftreten von Epidot/Klinozoisit-Mineralen ist charakteristisch assoziiert mit schwach regionalmetamorphen Gesteinen.

#### 3.1.9. Hornblende

Hornblende konnte nur in einer der untersuchten Proben (W/21) festgestellt werden. Die blau-grünen, leistenförmigen, meist zerbrochenen Kristalle werden bis zu mehreren Millimetern groß. Sie sind korrodiert und wandeln sich in Chlorit, Biotit und Epidot/Klinozoisit-Minerale um.

Tab.9: Mikrosondenanalysen von Hornblende, Dünnschliff Probe W/21.

Fe	Si	Mg	Ti	K	Na	Ca	Al	Mn	Summe
22,59	40,74	5,51	0,39	0,62	2,60	9,84	14,43	0,30	97,02
22,55	40,63	5,52	0,39	0,62	2,72	9,76	14,38	0,33	96,90

Nach LEAKE (1968) handelt es sich um eine ferro-edenitische Hornblende.

Hornblende (Abb.29) zusammen mit Almandin stellt das metamorph höchsttemperierte Mineral der untersuchten Gesteine dar und tritt erstmals in der höchsten Subfazies der Grünschieferfazies auf. Sie wandelt sich retrograd in Chlorit, Biotit und Epidot/Klinozoisit-Minerale um (SPREY 1969).

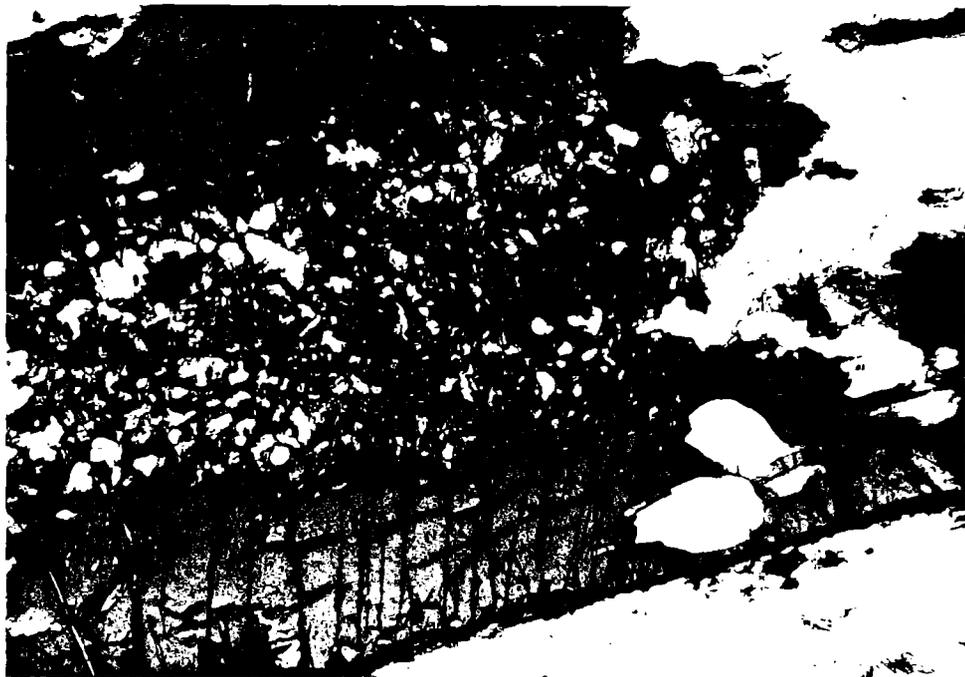


Abb.29: Leistenförmiger Hornblendeporphyroblast (dunkelgrau) wandelt sich vom Kern her in Epidot/Klinozoisit-Minerale um.  
Ohne Analysator, Dünnschliff Probe W/21.

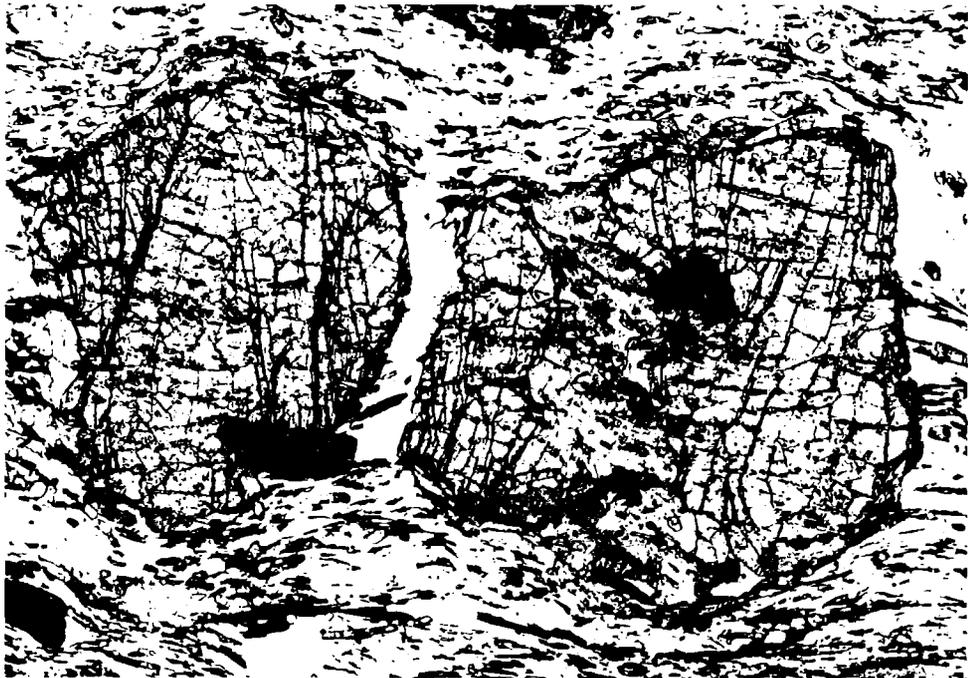
### 3.1.10. Granat

Granatporphyroblasten sind in allen Proben stark zerbrochen und meist vom Rand der Kristalle her umgewandelt. Sprünge sind senkrecht zur Ausrichtung der die Granate umgebenden Minerale angeordnet, seltener sind schwache Einschlußwirbel zu erkennen. Risse und Ränder sind chloritisiert und biotitisiert. Quarz, Ilmenit und Epidot/Klinozoisit-Minerale werden von Granat eingeschlossen. Die Eigenfarbe des Granates ist schwach rosa. Er wird oft von Glimmerlagen ummantelt, wobei er parallel verlaufende Lagen auseinanderzudrücken scheint. Mikrosondenanalysen (Tab.10) weisen ihn als almandinreichen Granat aus.

Die Granate aus Erzlager und Nebengestein unterscheiden sich mit Ausnahme der Ca- und Mn-Gehalte im wesentlichen nicht voneinander. Ca-Gehalte schwanken zwischen 4-11% im Nebengestein und 3-4% im Erzlager, dagegen steigen die Mn-Gehalte von 0-5% im Nebengestein auf 8-10% im Erzlager. Granate der Grüngesteine (Meta-Vulkanite, s. Kapitel 5.) führen deutlich höhere Mangan-gehalte als Granate der Phyllite.

Innerhalb einer jeden Probe sind deutliche Inhomogenitäten - insbesondere im Gehalt an Mangan, Calcium und Eisen - erkennbar. Wie stark zerbrochene und rotierte Granate, Granate mit Einschlußwirbel, beweisen, haben sich die Granate prä- und syn-tektonisch gebildet. Die Umwandlung zu Biotit und Chlorit ist ein retrograder Vorgang. Epidot/Klinozoisit-Minerale im Granat sind vermutlich Einschlüsse oder Epidotisierungerscheinungen. Almandinreicher Granat tritt erstmals in der Quarz-Albit-Epidot-Almandin Subfazies der Grünschieferfazies auf. Er bildet sich bevorzugt aus tonigen Sedimenten (DEER, HOWIE, ZUSSMAN 1962; WINKLER 1967).

Als Nebengesteinsbestandteil zeigt Almandin Quarz-Albit-Epidot-Almandin Subfazienniveau als stärkste metamorphe Überprägung der Lagerstätte an.



30 μm

Abb.30: Zwei Granatporphyroblasten mit vom Rand her einsetzender Umbildung zu Chlorit (dunkelgrau), mit Einschlüssen von Ilmenit (schwarz) und Epidot/Klinozoisit-Mineralen (kleine, helle Körner).  
Ohne Analysator, Dünnschliff Probe W/26.

Mit Annäherung an Erzkörper submarin-exhalativer Lagerstätten erfolgt meist ein Anstieg im Mn-Gehalt der Gesteine. Mn-Höfe um Lagerstätten wie Broken Hill/Australien, Meggen/Deutschland und Schneeberg/Südtirol, sowie um rezente Exhalationszentren im Roten Meer bestätigen diese Beobachtung. Bei metamorphen Gesteinen ist die Mn-Komponente bevorzugt in Granat festgehalten (STUMPFL 1977, 1979).

In seiner Untersuchung über die Lagerstätte Broken Hill gibt STANTON (1976) eine Erklärung für niedrige Ca-Gehalte in Granaten mit hohen Mn-Werten. Demnach ist Mn-Reichtum und Ca-Armut in Granaten im Ausgangsmaterial begründet. Mn wird neben Al in Form eines sedimentär-diagenetischen Chlorites, vermutlich chamositischer bis cronstedtitischer Zusammensetzung, ausgeschieden. Aus diesem Chlorit, der Mn vor Ca im Gitter bevorzugt einbaut, entsteht während der Metamorphose manganreicher Granat.

Tab. 10: Mikrosondenanalysen von Granat.

Probe	Ti	Al	Si	Fe	Mg	Ca	Mn	Summe
W/26	0,14	20,33	36,59	27,84	0,60	9,91	5,07	100,47
	0,18	19,63	36,22	28,09	0,67	9,31	4,71	98,81
	-	19,82	37,23	28,65	0,55	9,51	4,24	100,01
	0,11	19,80	37,64	29,01	0,77	9,48	3,87	100,68
	-	20,17	36,26	31,53	0,79	9,72	1,75	100,22
	0,16	20,00	37,14	29,25	0,64	9,98	3,67	100,84
	0,24	19,76	37,68	27,66	0,60	10,68	4,74	101,36
	0,12	19,97	37,64	28,22	0,57	9,50	5,13	101,15
W/21	0,10	19,88	36,74	30,24	1,14	8,09	4,35	100,54
	-	19,23	36,71	30,27	1,13	8,20	4,45	100,00
	0,14	19,91	36,11	30,78	1,10	7,85	4,23	100,10
	-	21,11	36,91	30,73	1,15	7,85	4,36	102,09
	0,10	20,01	37,66	30,76	1,22	7,77	4,45	101,98
	0,24	19,68	36,27	29,65	0,94	8,35	5,27	100,40
	0,12	20,39	36,38	29,87	1,02	7,98	5,03	100,78
	-	20,37	36,69	30,57	1,08	7,77	4,46	100,94
	-	20,32	37,47	30,75	1,14	7,83	4,35	101,87
0,19	20,31	37,31	29,81	0,96	8,34	5,17	102,08	
W/10	-	20,95	35,96	32,33	1,29	4,36	3,56	98,45
	-	20,76	35,61	33,37	1,42	3,96	3,05	98,17
	0,08	19,97	36,06	33,08	1,45	4,06	3,01	97,71
	-	20,37	35,52	33,56	1,28	3,83	3,47	98,03
	-	20,21	37,06	34,02	1,22	4,20	3,65	100,35
	0,16	20,17	36,36	34,12	1,21	4,08	3,87	99,97
	-	20,15	36,47	33,91	1,29	4,15	3,74	99,70

W/26, W/21: Grüngesteine.  
W/10 : Ennstaler Phyllit.

Tab.10b: Mikrosondenanalysen von Granat.

Probe	Ti	Al	Si	Fe	Mg	Ca	Mn	Summe
W/20	0,09	21,13	36,32	32,75	1,03	8,94	0,81	101,06
	0,08	20,22	36,30	32,51	0,98	8,95	1,10	100,14
	0,12	20,51	36,60	30,88	0,72	9,09	3,00	100,92
	0,22	19,67	36,18	29,37	0,74	10,31	3,25	99,75
	0,11	20,62	36,83	31,66	0,82	9,15	1,67	100,88
	0,20	20,12	36,90	32,01	0,81	9,78	0,98	100,80
	-	20,02	36,35	30,26	0,76	9,34	3,57	100,32
	0,15	20,19	36,12	29,42	0,70	10,04	3,06	99,68
	0,19	20,00	36,74	29,23	0,65	9,36	4,10	100,26
	-	20,27	36,49	30,41	0,76	9,78	3,16	100,87
W/27	0,12	19,07	35,66	30,58	1,42	3,31	9,05	99,20
	-	18,71	35,72	29,79	1,29	3,77	9,40	98,68
	-	20,07	35,04	30,21	1,36	3,54	8,96	99,17
	0,11	19,41	35,83	31,31	1,56	3,81	8,13	100,16
	-	20,97	36,04	31,07	1,57	3,51	7,47	100,64
	-	19,68	36,01	31,00	1,56	3,92	7,99	100,16
	-	19,54	35,74	29,66	1,38	3,35	9,62	98,92
	0,14	19,16	36,03	29,75	1,29	3,60	9,22	99,20
	-	18,92	36,17	31,18	1,60	3,86	8,24	99,96
	0,10	19,40	36,40	31,14	1,45	3,92	8,51	100,91
W/24	0,12	20,42	35,31	30,36	1,19	7,58	4,37	99,35
	0,12	20,78	35,20	29,89	1,12	8,09	4,27	99,48
	0,12	20,64	35,62	29,38	1,08	7,90	4,07	98,81
	0,21	20,67	34,73	28,97	1,06	7,75	4,52	98,79
	-	20,75	35,51	28,56	0,92	7,62	5,10	98,46
	0,15	20,50	36,35	29,64	1,08	7,32	4,41	99,43
	-	20,78	35,60	31,14	1,19	7,67	2,82	99,20
	0,14	20,62	36,58	30,35	1,27	7,32	3,36	99,63
	0,21	20,97	36,46	29,62	1,09	7,55	4,99	100,88

W/20: Ennstaler Phyllit.

W/27: Erzlager

W/24: Wölzer Glimmerschiefer.

#### 4. Geochemie

Die Hauptelemente  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (als Gesamteisen),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{MnO}$ , sowie die Spurenelemente Ba, Sr, Rb, Zr und Ni wurden mit dem Röntgenspektrometer Philips PW 1220 C des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Hamburg gemessen. FeO wurde nach einem modifizierten Verfahren der Vanadant-Methode nach PETERS (1968) titrimetrisch bestimmt.  $\text{CO}_2$  wurde mit einem Carmographen 6 der Fa. Wösthoff ermittelt. Die Bestimmung von  $\text{H}_2\text{O}^-$  und  $\text{H}_2\text{O}^+$  erfolgte durch Wägung der Proben vor und nach mehrstündigem Trocknen bei  $110^\circ\text{C}$ , bzw. nach mehrstündigem Glühen bei  $1000^\circ\text{C}$ .

Die Ergebnisse der Gesteinsanalysen mit den jeweiligen NIGGLI-Werten sind in den Tabellen 11a-m zusammengestellt. Die zugehörigen Modalbestände der Gesteine und Probenahmepunkte finden sich im Anhang.

Pyrit, Magnetkies, Zinkblende und Fahlerz, sowie Biotit, Chlorit, Plagioklas und Hornblende wurden mit der Mikrosonde ARL-SM des Hamburger Institutes, Granat mit der Mikrosonde ARL-SEMQ des Institutes für Mineralogie und Gesteinskunde der Montan-Universität Leoben/Österreich quantitativ analysiert.

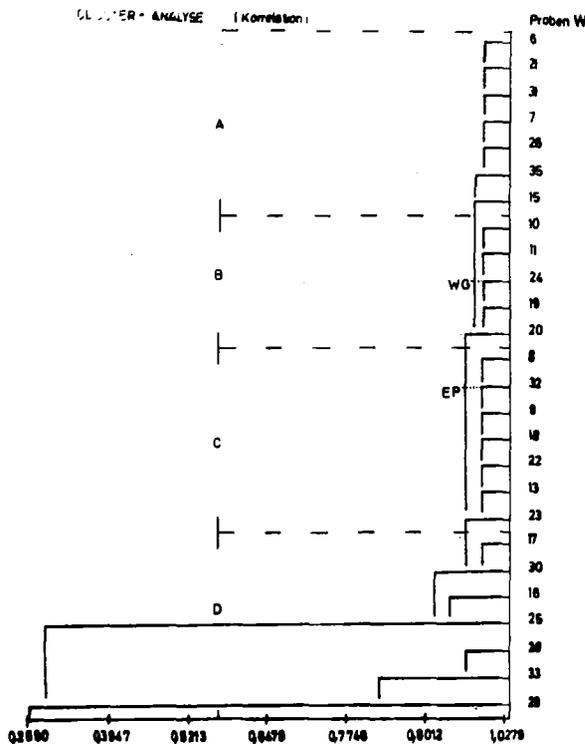
Die Mikrosondenanalysen finden sich bei den Beschreibungen der jeweiligen Minerale.

Zur Erfassung von Gruppierungen und Trends in den Gesteinsanalysen wurde eine Cluster-Analyse durchgeführt.

Bei der Cluster-Analyse werden alle Analysenwerte jeder einzelnen Probe mit allen Werten aller Proben verglichen und Verwandtschaftsbeziehungen graphisch dargestellt (Abb.31). Die Abbildung 31 zeigt das Ergebnis der Cluster-Analyse bei Zugrundelegung der Korrelationsmatrix (d.h. es wird der Trendverlauf der Analysenwerte verglichen).

Es lassen sich 4 Gruppierungen erkennen. Die einzelnen Gruppen wurden mit A, B, C und D benannt.

Abb.31: Cluster-Analyse der Gesteinsanalysen.



Dabei gehören in die Gruppe

- A: Hornblendeschiefer, Grünschiefer und Biotitschiefer von dicht oberhalb der Vererzung.
- B: Serizitphyllite, Serizitquarzite und Granatglimmerschiefer aus der direkten Umgebung der Vererzung (Hangendes und Liegendes).
- C: Serizitphyllite und Serizitquarzite aus den vererzten Bereichen.
- D: Karbonatgesteine aus dem Hangenden der Vererzung.

Die Proben EP (Ennstaler Phyllit) und WG (Wölzer Glimmerschiefer) wurden als repräsentative Proben dieser Gesteine in einiger Entfernung von der vererzten Zone genommen.

Tab.11: Gesteinsanalysen der Gruppe A (Grüngesteine)  
Hauptelemente (in Gewichtsprozenten)

	W/6	W/7	W/15	W/21	W/26	W/31	W/35
SiO <sub>2</sub>	46,51	49,52	49,22	48,84	44,90	46,29	42,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,45	20,25	15,98	17,04	16,62	18,13	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	3,37	1,30	4,55	3,10	4,47	7,29
FeO	9,99	4,49	6,72	7,51	9,42	7,92	7,86
MgO	4,49	1,70	6,89	2,41	2,54	3,09	4,04
CaO	4,79	4,38	4,72	4,71	7,83	6,26	7,67
Na <sub>2</sub> O	4,83	4,63	4,70	4,92	3,75	4,82	2,05
K <sub>2</sub> O	1,03	3,11	1,16	2,29	2,84	0,80	2,56
TiO <sub>2</sub>	2,46	3,64	0,81	2,19	2,07	2,55	2,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,29	0,86	0,12	1,41	1,25	0,99	1,16
SO <sub>3</sub>	-	-	0,06	0,01	0,02	0,04	0,06
MnO	0,11	0,12	0,12	0,12	0,15	0,19	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,46	3,12	4,74	3,25	2,96	4,27	4,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,15	0,20	0,20	0,40	0,15	0,46
CO <sub>2</sub>	1,93	-	3,88	0,09	2,06	0,14	0,05
Summe	100,27	99,34	100,62	99,54	99,91	100,11	99,62

Tab.11b: Gesteinsanalysen der Gruppe B  
Hauptelemente (in Gewichtsprozenten)

	W/10	W/11	W/19	W/20	W/24
SiO <sub>2</sub>	62,78	64,63	59,85	55,72	59,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,94	18,19	20,96	22,16	19,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,32	1,01	2,70	1,73
FeO	4,89	4,29	3,81	4,75	6,27
MgO	1,53	1,62	1,87	1,91	1,94
CaO	0,40	0,22	0,54	0,25	0,84
Na <sub>2</sub> O	0,98	1,37	0,35	1,07	1,51
K <sub>2</sub> O	4,38	3,58	5,67	4,59	3,69
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,80	0,82	0,99	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,10	0,33	0,12	0,14
SO <sub>3</sub>	0,12	-	0,01	-	0,01
MnO	0,29	0,05	0,03	0,09	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,63	4,22	4,71	5,54	4,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,18	0,12	0,30	0,11
CO <sub>2</sub>	1,28	-	0,04	-	0,08
Summe	100,41	100,57	100,12	100,19	100,16

Tab.11c: Gesteinsanalysen der Gruppe C (vererzte Bereiche)  
Hauptelemente (in Gewichtsprozenten)

	W/8	W/9	W/13	W/18	W/22	W/23	W/32
SiO <sub>2</sub>	80,19	71,80	66,93	69,94	65,58	69,37	71,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,15	13,48	7,79	14,09	13,61	6,63	11,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	2,67	13,01 <sup>+</sup>	4,90	2,01	12,47 <sup>+</sup>	0,82
FeO	0,48	2,67	++	1,31	6,26	++	4,20
MgO	1,16	1,79	1,86	0,55	1,93	2,83	4,18
CaO	0,11	0,31	0,42	0,22	0,25	0,29	0,68
Na <sub>2</sub> O	0,31	1,12	0,69	1,29	3,63	0,85	1,06
K <sub>2</sub> O	3,85	3,10	1,35	2,87	1,41	0,47	1,76
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,68	0,22	0,99	0,37	0,13	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,19	0,05	0,12	0,07	0,07	0,28
SO <sub>3</sub>	-	0,53	8,45	0,01	0,25	1,98	0,04
MnO	-	0,01	0,11	0,05	0,25	0,14	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,05	3,84	3,42	3,31	3,56	1,04	4,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,12	0,31	0,20	0,12	0,12	0,11
CO <sub>2</sub>	-	-	3,95	0,07	1,51	6,90	0,05
Summe	99,97	100,79	100,95*	99,92	100,81	100,45*	101,44

Anmerkungen zu dieser Tabelle auf der nächsten Seite!