

Lagerstättenkundliche
Untersuchungen im Grubenrevier
Schwarzleo- Mitte, Leogang,
Salzburg

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades
an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris-Lodron-Universität
Salzburg

eingereicht von
PETER LEBLHUBER

Salzburg 2000

Zusammenfassung

Die Hg-Ag-Cu-Ni(Co)-Pb- Mineralisationen des mittelalterlichen Grubenrevieres Schwarzleo- Mitte, Leogang sind an die unter- bis mitteldevonischen Südfaziesdolomite (SFD) der westlichen Grauwackenzone gebunden. Der mittelsteil- bis steil südfallende Karbonatkörper ist in Wildschönauer Schiefer-Serien eingeschuppt und wird vom Liegenden zum Hangenden aus limonit-führenden Mürbdolomiten, hellen Flaserdolomiten und einer Abfolge aus grauen und schwarzen Dolomiten aufgebaut. Die Schichtgrenzen sind tektonisch überprägt. Die hangenden Serien sind an S-, SE- und E- fallenden Störungen abgeschoben und zerschert. Die Strukturen folgen einem alpidischen Gefügemuster. Die gangförmigen Tennantit- Mineralisationen der SFD werden von älteren N-S streichenden Klüften dieses Systems kontrolliert (Typus Barbarastollen, Schwarzleo- West). Die hellen Flaserdolomite führen eine disseminierte, und an jungen, NE- SW streichenden Störungen remobilisierte, Cinnabarit- Pyrit- Hg-Fahlerz- Vererzung (Hg- Zone). Als mineralogische Besonderheit finden sich Kristalle von Gortdrumit $(\text{Cu,Fe})_{6,06}\text{Hg}_{1,98}\text{S}_{4,96}$ in drusigen, schwarzen Dolomiten. In W-E streichenden Scherzonen innerhalb der schwarzen Dolomite („Schwarze Schiefer“) treten feinkörnige Galenitvererzungen mit hohen Cu-Ag-Ni-Co- Gehalten auf (PbI- Zone). Die vererzten Kataklasten entsprechen den „Schwarzen Klüften“ des Revieres Schwarzleo-Ost. Unregelmäßige bis gangförmige Tennantit- Bornit- ged. Kupfer- Mineralisationen (Cu>Pb- Zone) und nesterförmig rekristallisierter Galenit mit Ni/Co- Trägern (PbII- Zone) sind an die hangende Serie gebunden. Supergene Anreicherungen führten im Neuschurfstollen zur Ausbildung von Ag- reichen Paragenesen mit Moschellandsbergit, Schachnerit/Paraschachnerit, „Kongsbergit“ und ged. Silber. Durch Mikrosondenanalytik lassen sich Hg- reiche, Cu- arme Fahlerze („Schwazite“) mit variierenden As/Sb- Verhältnissen (Hg- Zone) von Cu- reichen Tennantiten (Cu>Pb- Zone) und Tennantiten mit höheren Fe-Zn- Gehalten (PbII- Zone) unterscheiden. Die unregelmäßigen As/Sb- Zonierungen der Hg- Fahlerze werden als Zeichen einer niedrigtemperierten Reaktion der schichtgebundenen Hg-Sb- Fahlerze des präalpidischen Stoffbestandes mit alpidischen, As- reichen Lösungen interpretiert.

Inhaltsverzeichnis

1 Geographischer Überblick	9
2 Geologie der westlichen Grauwackenzone	11
2.1 Großtektonische Einheiten	12
2.1.1 Die Glemmtal- Einheit	12
2.1.2 Die Wildseeloder-Einheit	13
2.1.3 Die Hochhörndler Schuppenzone	16
2.2 Metamorphose	17
2.3 Die prämesozoische Entwicklung der westlichen Grauwackenzone	18
2.4 Metallogenese	20
3 Der polymetallische Cu-Ni-Co-Hg-Ag- Bezirk Leogang	24
4 Geschichtlicher Überblick	26
4.1 Geschichte des Grubenrevieres Schwarzleo- Mitte	27
5 Geologie des Schwarzleotales	30
5.1 Tektonik	33
5.2 Metamorphose	34
6 Die Grubenreviere von Leogang	35
6.1 Geologischer Rahmen	35
6.1.1 Die Südfaziesdolomite	35
6.1.2 Die Serizitschiefer-Abfolge	37
6.1.3 Violette Schiefer	38
6.2 Das Grubenrevier Schwarzleo	38
6.2.1 Schwarzleo- West	38
6.2.2 Schwarzleo- Ost	41
6.2.3 Schwarzleo- Mitte	42
6.3 Das Grubenrevier Nöckelberg	42
6.4 Das Grubenrevier Vogelhalte- Inschlagalm	43
6.4.1 Die Vogelhalte	43
6.4.2 Der Magnesitbergbau Inschlagalm	44
7 Das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte	45
7.1 Arbeitsmethoden	45
8 Geologie von Schwarzleo- Mitte	49
8.1 Die Stollensysteme von Schwarzleo- Mitte	49
8.2 Schichtfolge	51
8.2.1 Liegende Serie	51
8.2.1.1 Mürbdolomit 1	51
8.2.1.2 Mürbdolomit 2	51

8.2.1.3 Breccien	52
8.2.2 Helle Flaserdolomite	52
8.2.3 Hangende Serie	53
8.2.3.1 Graue Dolomite	53
8.2.3.2 Schwarze Dolomite	53
8.2.3.3 "Schwarze Schiefer"	54
8.2.4 Hangende Schieferserien	55
8.3 Tektonik	55
9 Der Neuschurfstollen	60
9.1 Geologie des Neuschurfstollens	61
10 Der Christophstollen	64
10.1 Geologie des Christophstollens	65
11 Geologische Profile	67
12 Mineralogie von Schwarzleo- Mitte	70
12.1 Die Hg- Zone	70
12.2 Die Pb I- Zone	81
12.3 Die Fahlerz-Bornit (Cu>Pb)- Zone	82
12.4 Die Pb II Zone	91
12.5 Die Chalkopyrit-Fahlerzzone (Cu- Zone)	96
12.6 Mineralogie des Christophstollens	96
13 Mineralchemie	98
13.1 Fahlerze	98
13.2 Silberamalgame	116
13.3 Gortdrumit	120
13.4 Diverse Analysen	121
13.5 Gesamtchemische Analysen	126
13.6 Schwefelisotope	128
14 Metallogenetische Überlegungen	129
14.1 Primärerzparagenesen	129
14.2 Supergene Anreicherungen	131
14.3 Paragenetische Vergleiche	136
14.4 Metallogenetische Modelle	138
Literaturliste	148
 Beilagen	
1. Montangeologische Karte Neuschurfstollen M 1:200	
2. Montangeologische Karte Christophstollen M 1:200	
3. Mineralogische Karte Neuschurfstollen (Zonenmodell) M 1:200	

Vorwort:

Das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte (Neuschurf- und Christophstollen) bildet durch seine geographische Lage das Bindeglied zwischen dem bereits ausführlich dokumentierten Grubenrevier West (LENGAUER 1989) und dem zur Zeit (noch) nicht befahrbaren Revier Schwarzleo-Ost. Über die komplexe Mineralogie dieses Revieres geben nur historische Stufen aus dem Erasmusstollen Auskunft (PAAR UND CHEN 1985). Die lagerstättenkundliche Untersuchungen im Revier Mitte sollten dazu beitragen einen weiteren Bergbausektor im großen "Grubengebäude Leogang" zu beleuchten. Ziel dieser Arbeit war eine geologische und mineralogische Bestandsaufnahme und die Erstellung eines geologisch- metallogenetischen Modelles. Zu diesem Zwecke sollten möglichst viele geowissenschaftliche Arbeitsmethoden erlernt und angewendet werden. Im Zuge der Arbeit zeigte sich, daß das Revier Mitte auch in geologischer und mineralogischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen den beiden Revieren Ost und West einnimmt.

Danksagung:

Ich danke meinem Lehrer und Betreuer Univ. Prof. Dipl. Ing. Dr. Werner H. Paar, der mir zu jeder Zeit mit Rat und Tat zur Seite stand. Mit seinen Lehrveranstaltungen und Exkursionen erweckte er in mir das lagerstättenkundliche und erzmineralogische Interesse und verhalf mir durch zahlreiche fruchtbare Diskussionen zu einer umfassenderen Sicht der Dinge. Mein besonderer Dank gilt Ing. Norbert E. Urban, der mich in die "mineralogischen Geheimnisse" des Neuschurfstollens einweihte und mir großzügig Probenmaterial zur Verfügung stellte. Ihm ist unter anderem auch der Erstfund der Gortdrumit-Kristalle zu verdanken. Bei Mag. Dan Topa bedanke ich mich für die Mikrosondenanalysen und für die Vermittlung von Hintergrundwissen über Analytik und Mineralchemie. An dieser Stelle gilt mein Dank auch Herrn Winfried Waldhör für die Anfertigung hervorragender Anschliffpräparate, die die Grundlage für gute Mikrosondenanalytik bilden. Ich bedanke mich bei Georg Zagler für seine tatkräftige Unterstützung und seinem Entusiasmus bei der Probenahme. Gedankt sei meinen Kollegen Gerald Daxner, Dr. Hannes Horner, Wolfgang Heidinger, Mag. Klaus Robl, und Mag. Franz Gusenbauer für ihre zahlreichen Anregungen. Weiters danke ich Dr. Gerhard Feitzinger für den Grubenplan, Dr. Gerti Friedl und Dr. Hans Genser für ihre Hilfe bei den REM-Aufnahmen, Dr. Gerold Tippelt für seine Unterstützung bei röntgentechnischen Fragen und Dr. Hans P. Steyrer für seinen pho-

tographischen und strukturgeologischen Beistand. Zu Dank verpflichtet bin ich auch Prof. Dr. Larryn W. Diamond, Leoben und Dr. Thilo Arlt, Bern für ihre Analysen der Probe c3d, Prof. Dr. N. Bortnikov, Moskau für die Schwefelisotopenuntersuchung und Prof. Dr. Y. Moelo für seine Ideen zur Fahlerzproblematik.

Nicht zuletzt danke ich der Gemeinde Leogang für ihre großzügige Unterstützung, Herrn Hans Müllauer († 16.4.2000) für die gute Zusammenarbeit und Herrn Hans Rainer und seinem Team vom Unterberghaus für die freundliche Bewirtung nach den Grubenbefahrungen.



"Ad augusta, per angusta"

1 Geographischer Überblick

Die Salzburger Gemeinde Leogang liegt ca. 10 km westlich von Saalfelden im Mitterpinzgau. Das W-E verlaufende Tal der Leoganger Ache markiert die Grenze zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der westlichen Grauwackenzone. Die beiden Einheiten bilden im Raum Leogang einen starken morphologischen Kontrast zwischen den steil aufragenden Wänden der Leoganger Steinberge (Birnhorn 2634m NN) im Norden und den sanften, bewaldeten Hängen der nordöstlichen Kitzbühler Alpen im Süden. Das Untersuchungsgebiet liegt WSW der Ortschaft Leogang im Schwarzleotal.

Nach der Ortschaft Hütten, ca. 5 km westlich von Leogang gelegen, zweigt ein Güterweg nach Süden in das Schwarzleotal ab und folgt dem Schwarzleobach in südwestlicher und später in westsüdwestlicher Richtung. Die öffentliche Straße endet vor der Jausenstation „Unterberghaus“, der Anfahrtstube des Schaubergwerkes. Man folgt der Forststraße an der orographisch rechten Seite ca. 400 Meter weiter bis zur kleinen Brücke über den Erzkendlgraben, kurz vor dem Schaubergwerk. Nach der Brücke führt ein kleiner Fußsteig den Erzkendlgraben hinauf bis zum Neuschurfstollen. Das Mundloch (N 47°25.35', E 12°40.50', 1070m NN) liegt an der orographisch linken Seite des Grabens, oberhalb einer Geländekante. Etwa 10m tiefer, am Fuß der Steilstufe befindet sich das stark verbrochene Mundloch des Christophstollens. Die Gehzeit vom Unterberghaus zum Grubenrevier Schwarzleo-Mitte beträgt 5 bis 10 Minuten. In unmittelbarer Nachbarschaft von Schwarzleo-Mitte liegen der Barbara-, Maria Heimsuchung- und Danielstollen mit dem Schaubergwerksbereich (Grubenrevier Schwarzleo-West) bzw. der etwas tiefer liegende Johannesstollen des Grubenrevieres Schwarzleo-Ost.



Abb. 1-1. Übersichtskarte – Ausschnitt aus ÖK 123

2 Geologie der westlichen Grauwackenzone

Die westliche Grauwackenzone (GWZ) ist ein schmaler, maximal 25 km breiter Streifen paläozoischer Gesteine, der sich von Schwaz bis östlich von Radstadt erstreckt und somit die Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen trennt. Die GWZ ist Teil des variszischen Basements der Ostalpen und wird dem oberostalpinen Deckensystem zugeordnet. Zwischen der nördlichen Grauwackenzone und der Basis der Kalkalpen besteht ein stratigraphischer, aber stark verschuppter Kontakt. Die beide Einheiten wurden im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung vom ursprünglichen Basement abgeschert und über die zentralalpinen Einheiten nach Norden verfrachtet. Die Liegendgrenzen gegen die Innsbrucker Quarzphyllite im SW und gegen das Peninikum im Süden (Salzachtallängsstörung) sind tektonischer Natur. Die westliche Grauwackenzone wird nach SCHÖNLAUB (1979) in zwei Bereiche westlich und östlich der Zeller Furche unterteilt. Die folgende Betrachtung des Gesteinsbestandes beschränkt sich auf die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen. Dieses Gebiet erstreckt sich westlich der Zeller Furche über Leogang- Hochfilzen- St.Johann i.T.- Söll- an der Nordseite der Wildschönau vorbei bis zum Ausgang des Zillertales und nach Schwaz. Die Südgrenze bildet zunächst das Salzachlängstal, streicht ab Mittersill in NW Richtung zum Großen Rettenstein und Hopfgarten und verläuft dann bogenförmig bis südlich der Wildschönau. Die SW Grenze quert bei Fügen das Zillertal und reicht bis westlich von Schwaz ins Inntal.

In den östlichen Kitzbühler Alpen lassen sich zwei tektonische Großeinheiten unterscheiden (HEINISCH 1988). Die Wildseeloder-Einheit im Norden umfaßt mächtige, oberordovizische Porphyroidlagen und devonische Karbonate. Die Glemmtal- Einheit im Süden beinhaltet im wesentlichen die Schichtfolge der Wildschönauer Schiefer. Getrennt werden beide Einheiten durch eine breite Scherzone, die Hochhörndler Schuppenzone.

2.1 Großtektonische Einheiten

2.1.1 Die Glemmtal- Einheit

Unter dem Sammelbegriff Wildschönauer Schiefer faßt man eine mehrere 1000 Meter mächtige Abfolge schwach metamorpher siliziklastischer Gesteine zusammen. Der Gesteinsbestand besteht vor allem aus Tonschiefern, Phylliten, Metasilt- und Metasandsteinen mit konkordant eingeschalteten Metavulkaniten. Es treten saure (Porphyroide) und basische Chemismen (Basalte) auf (SCHÖNLAUB 1979). Die Porphyroidlagen werden als Äquivalente des Blassen- eck- Porphyroids der östlichen GWZ angesehen und sind zeitlich somit ins höhere Caradoc oder an die Grenze zum Ashgill zu stellen (SCHÖNLAUB 1979). Es handelt sich dabei um Quarz- porphyre mit Tuffgefolge, die durch die Metamorphose zu Porphyroiden umgewandelt wurden. Die Schichtmächtigkeiten in der Glemmtal-Einheit erreichen wenige Dezimeter bis Zehnerme- ter und sind terrigen- detritischem Material zwischengelagert. Sie werden als Abtragungsschutt der mächtigen Porphyryplattform der benachbarten Wildseeloder- Einheit angesehen (HEINISCH 1988). Die basischen Vulkanite können nach SCHLAEGEL-BLAUT (1990) in zwei Großgrup- pen eingeteilt werden:

- 1) Intraplattenbasalte (WPB): Sie bilden den Hauptanteil des basischen Magmatismus in der Grauwackenzone. Der Gesteinsinhalt umfaßt gabbroide Ganggesteine, blasenreiche Pillowba- salte, bunte Pyroklastika und Tuffite, untergeordnet Pyroxenite und dioritische Ganggesteine. Die Abfolgen erreichen Mächtigkeiten bis zu 400m. Geochemisch handelt es sich vor allem um Alkalibasalte und untergeordnet um Tholeiite, beide stark an inkompatiblen Elementen (z.B. Zr, Nb,Ti) und leichten Seltenerdelementen (LREE) angereichert. Die Elementverteilung spricht also für eine geotektonische Position innerhalb einer Platte (Inselvulkane).
- 2) Marginal-basin Basalte: Zu dieser Gruppe zählt der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, eine 400 m mächtige Abfolge aus Pillow- und Schichtlaven mit tholeiitischem Chemismus, deren geochemische Charakteristik am ehesten einer plattentektonischen Position in einem beginnenden back-arc Becken entspricht. Die Basalte der Kitzbühler GWZ treten auch inner- halb der Klingler Kar- Formation, einer geringmächtigen bunten Serie aus Karbonaten, Ton- schiefern, Lyditen und Schwarzschiefern auf. Die Conodonten in den Karbonaten datieren das

Einsetzen des basischen Vulkanismus auf das obere Unterdevon (HEINISCH ET AL. 1987). Im Liegenden der Klingler Kar- Formation folgen die Wildschönauer Schiefer der Löhnersbach- Formation. Die Wechselfolgen von Tonschiefern, Phylliten, Metasilt- und Metasandsteinen zeigen reliktsche Sedimentstrukturen, die auf distale Turbidite hinweisen (HEINISCH ET AL. 1987). Die stratigraphische Basis bilden die Porphyroide des oberen Ordoviziums. Die Löhnersbach- Formation reicht bis in das Obersilur (Pridolium). Im Hangenden der Klingler Kar- Formation schließt die Schattberg- Formation als stratigraphisch höchste Einheit an. Die Sedimentation beginnt etwa im mittleren Devon und reicht vermutlich bis ins Karbon. Der Gesteinsbestand ist ähnlich der Löhnersbach- Formation, jedoch mit erhöhtem Metasandstein- Anteilen. Die fossilere Schattberg- Formation wird von HEINISCH ET AL. (1987) als proximale Turbiditsequenz interpretiert.

2.1.2 Die Wildseeloder-Einheit

Über der tektonisch abgesicherten Basis der Wildseeloder- Einheit treten bis zu 600 m mächtige oberordovizische Porphyroide auf. Die flächenmäßig große Verbreitung der Vulkanite (über 300 km im Streichen), der einheitliche Chemismus, sowie die Verschweißung von Fremdmaterial mit den Porphyroidlagen weisen auf einen subaerischen Absatz in Form von Ignimbritdecken hin (HEINISCH 1988). Lediglich die Schichtmächtigkeiten und das Mengenverhältnis von Porphyroiden zu Tuffiten können stark variieren. Als Hauptverbreitungsgebiete gelten Wildseeloder, Hohe Salve und Hahnenkamm. Nach einer Schichtlücke im obersten Ordovizium beginnt sich ab dem unteren Silur eine Faziesdifferentiation von Schwarzschiefern, pelagischen Kalken und Dolomiten zu entwickeln. Ab dem obersten Silur entsteht eine gegliederte Karbonatplattform aus Dolomiten in Riff- und Becken- Fazies. Die Sedimentation endet im obersten Devon und setzt erst wieder im Perm mit der postvariszischen Transgressionserie (Basalbrecie) ein.

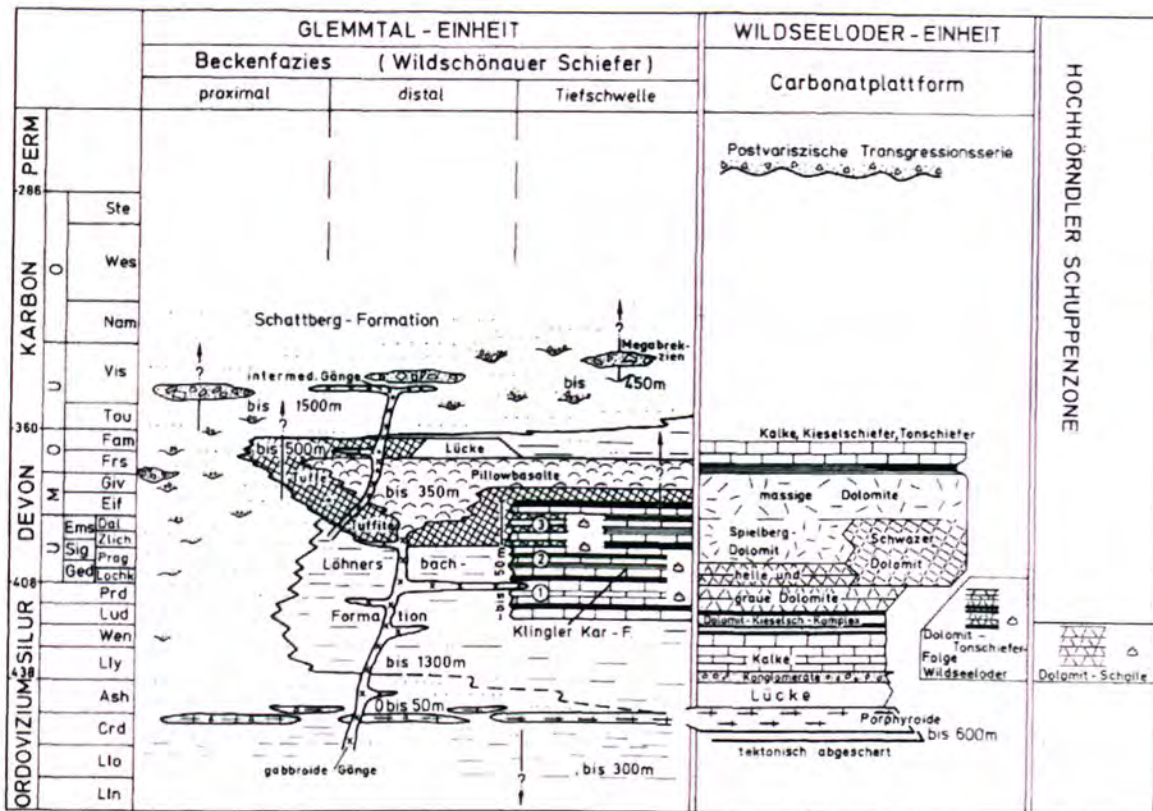


Abb. 2-1. Fazielle Gliederung der östlichen Kitzbühler GWZ (aus HEINISCH 1988)

Nach HEINISCH (1988) läßt sich nun folgendes stratigraphisch- fazielle Modell erstellen: Die Glemmtal- Einheit entspricht einer Beckenfazies. Die Wildschönauer Schiefer werden als Turbiditströme in ein marginales Becken an einem passiven Kontinentalrand interpretiert. Man unterscheidet die distalen Turbidite der Löhnersbach- Formation von den proximalen Turbiditen der Schattberg- Formation, die sich in der Nähe von Tiefsee- Rinnenfächern abgelagerten. Die grobklastischen Sedimente entsprechen dabei den Rinnensedimenten. Die Klinger Kar- Formation mit ihren geringmächtigen Karbonat- Lydit- Abfolgen wird als pelagische Tiefschwelle betrachtet. Dem basaltischen Vulkanismus läßt sich eine "seamount" oder Inselvulkan- Position zuordnen. Da die Basalte in allen drei Fazies-Teilräumen aufgeschlossen sind, gelten sie als wichtige Zeitmarker für die Glemmtal- Einheit.

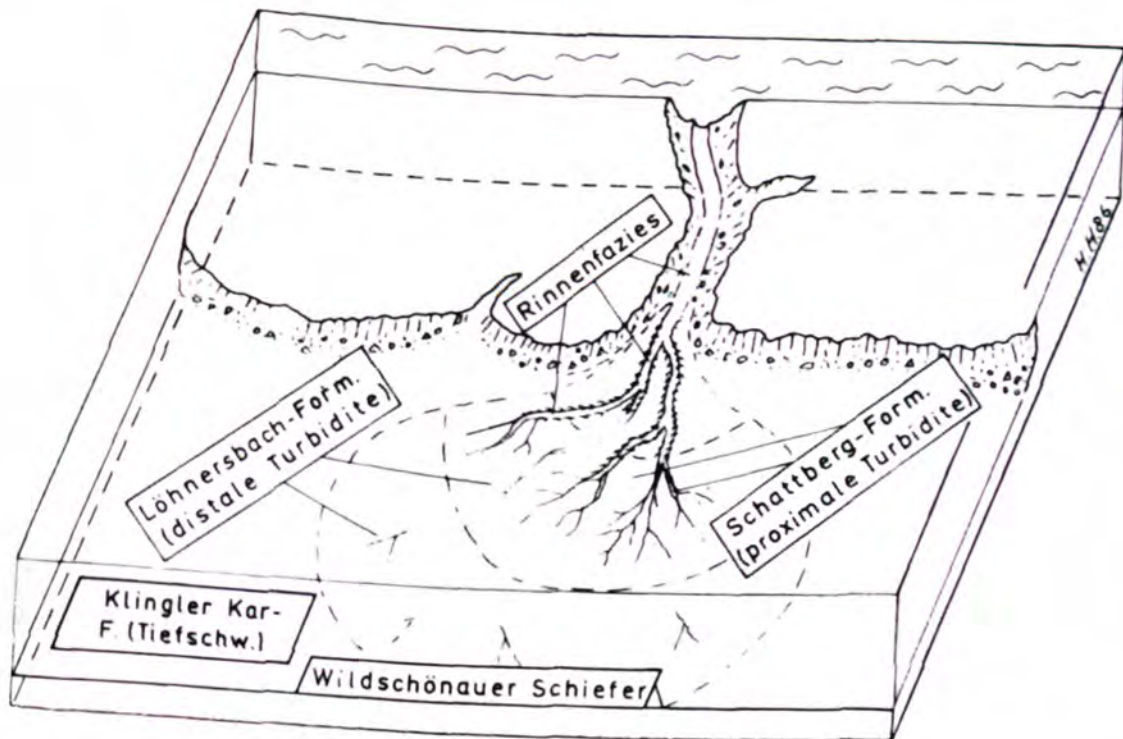


Abb. 2-2. Faziesgliederung der Wildschönauer Schiefer (aus HEINISCH 1988)

Der Beckenfazies steht die Plattformentwicklung der Wildseeloder- Einheit gegenüber. Die Abfolgen sind zeitgleich und paläogeographisch benachbart entstanden. Die Karbonate reichen stratigraphisch vom unteren Silur bis ins oberste Devon und bestehen aus einer bunten Serie aus Kalken, gebankten und massigen Dolomiten. Der unterdevonische Schwazer Dolomit streicht als mehr oder weniger zusammenhängender Gesteinszug von Schwaz im Westen bis östlich des Wörgler Baches. Mikrofaziell lassen sich fossilarme, laminierte Dolomite im Liegenden von mächtigen, dolomitisierten fossilreichen (Riff-) Kalken im Hangenden unterscheiden (SCHÖNLAUB 1979). Die Fortsetzung dieses Karbonatgesteinszuges von Kitzbühel bis Leogang bilden die Spielbergdolomite, die lithofaziell und altersmäßig den höheren Schwazer Dolomiten gleichen. Den Spielbergdolomiten steht im Süden die stets tektonisch getrennte, parallele Beckenentwicklung der sogenannten Südfaziesdolomite gegenüber.

2.1.3 Die Hochhörndler Schuppenzone

Folgt man dem Modell von HEINISCH (1988), so bilden die Glemmtal- Einheit im S und die Wildseeloder- Einheit im Norden der östlichen Kitzbühler GWZ zwei tektonische Faziesdecken, die durch die Hochhörndler Schuppenzone getrennt werden. Im Schwarzeotal Leogangs treten die Gesteine der Südfazies zusammen mit Wildschönauer Schiefer innerhalb dieser Scherzone auf. Die Hochhörndler Schuppenzone kann hier als eigene lithofaziell-tektonische Decke angesehen werden (s. Abb. 2-3 auf Seite 17). Die stratigraphische Verbreitung der SFD reicht vom Ludlow bis ins Mitteldevon. Die Schichtfolge beginnt mit hellen, gebankten, tektonisch stark beanspruchten Dolomiten. Darüber bilden geringmächtige weiße und violette Flaserdolomite einen markanten Leithorizont (Siegen-Eifel). Im Hangenden folgen die vorwiegend dunklen, detritusreichen Dolomite des Mitteldevons (Eifel- Givet). Die polymetallische Sulfidvererzung und die Magnesitvorkommen Leogangs sind ausschließlich an die SFD-Abfolgen gebunden. Das Alter des Deckenbaues ist alpidisch. Eine mögliche variszische Anlage ist durch die starke alpidische Überprägung maskiert. Im großregionalen Vergleich zwischen den Nördlichen Kalkalpen (NKA) und der GWZ wurde im Wesentlichen ein uniformes Lineationsmuster festgestellt (LENGAUER 1989). Die Hauptstrukturen durchschlagen die Grenze zwischen den NKA und der GWZ. Ein weiterer Hinweis auf das alpidische Alter des Deckenbaues konnte im ehemaligen Magnesitbergbau Inschlagalm, Sohle 1 gefunden werden. Hier sind rote Sandsteine der postvariszischen Transgressionsserie in die SFD eingeschuppt. Ähnliches wurde von LENGAUER 1989 im Voglergraben zwischen Spielbergdolomit und Wildschönauer Schiefen beobachtet.

Im Gegensatz dazu steht das Konzept von MOSTLER (1973), der für dieses Gebiet drei variszische Deckeneinheiten postuliert. Die nördlichste Einheit 1 wird vor allem aus den Porphyroiden gebildet, die ihre Hauptverbreitung nördlich von Kitzbühel haben. Die zweite, tektonisch höhere Einheit schließt südlich an und besteht aus den Dolomiten der Plattform- Fazies. Sie bilden einen schmalen, E-W streichenden Streifen, der von Saalfelden bis westlich von Kitzbühel reicht. Die tektonisch hangendste Decke 3 wird von den Serien der Wildschönauer Schiefer aufgebaut.

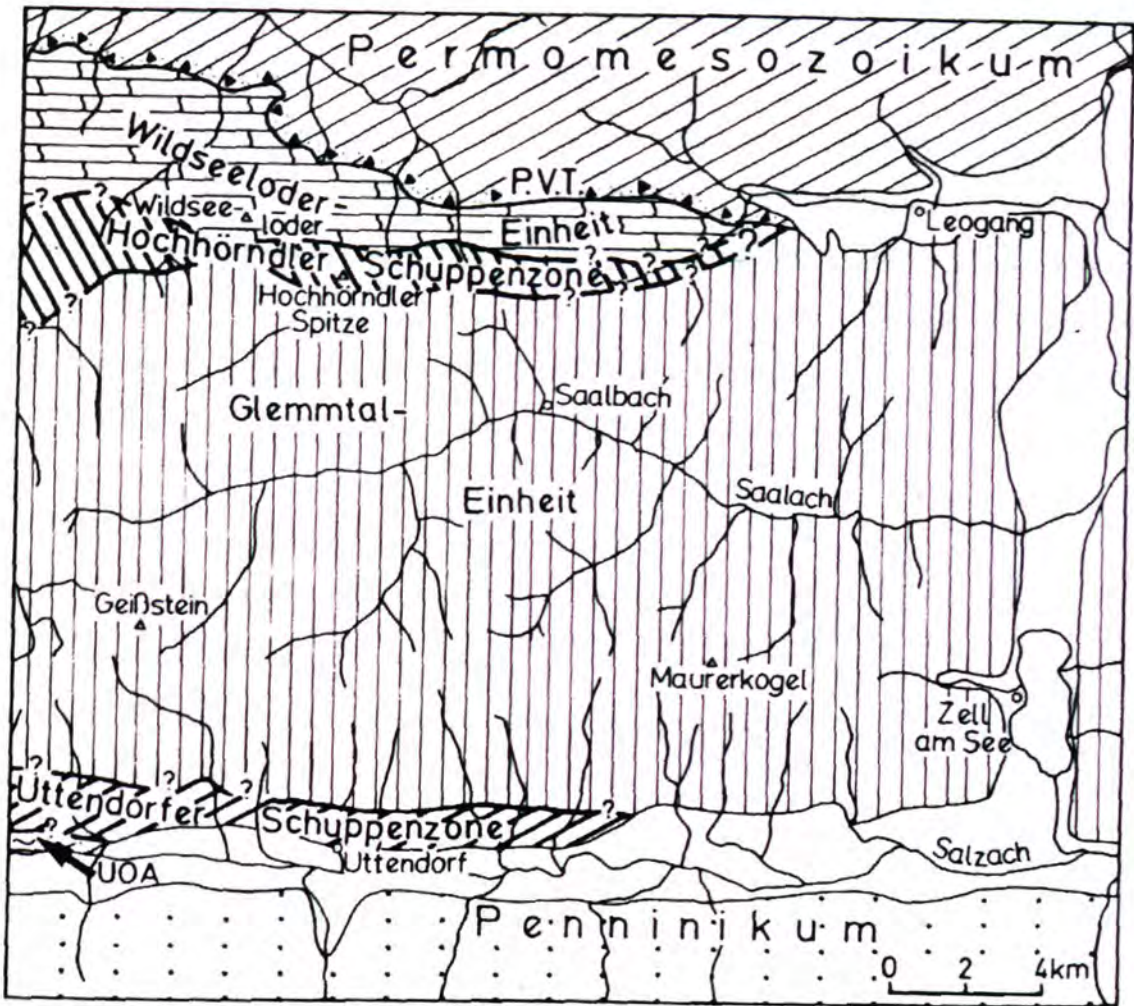


Abb. 2-3. Tektonische Karte der östlichen Kitzbühler GWZ (aus HEINISCH 1988)

2.2 Metamorphose

Die Gesteine der GWZ wurden während der variszischen und alpidischen Orogenese metamorph überprägt. Da die Drücke und Temperaturen der beiden Metamorposen ungefähr gleiche Werte erreichten, ist eine Differenzierung der beiden Ereignisse einigermaßen schwierig. Es wurden kritische Mineralparagenesen aus den Wildschönauer Schiefern (SCHRAMM 1980) und aus den Metabasiten (COLINS ET AL. 1980) untersucht. In den Phylliten der Wildschönauer Schiefer konnten über die gesamte N-S Erstreckung der westlichen GWZ folgende metamorphen Minerale nachgewiesen werden: Pyrophyllit, mixed-layer Paragonit/Muskovit,

Paragonit und Chloritoid. Der Ordnungsgrad der mixed-layer Minerale nimmt allerdings nach S hin zu. Dies weist auf eine Zunahme des Metamorphosegrades von N nach S hin. Bei der Untersuchung der Illitkristallinität wurden Kübler- Indizes um 4.0 mm gemessen, was einem Übergang zwischen der Anchi- und Epizone mit Temperaturen von ca. 300°C entspricht. Die fallweise auftretenden Chloritoide sind ausnahmslos postkinematisch entstanden und werden so als Produkte der alpidischen Metamorphose betrachtet (SCHRAMM 1980). Die Untersuchungen an den Metabasiten bestätigen diese Ergebnisse (COLINS ET AL. 1980). Als Mineralneubildungen konnten hier vor allem Chlorit, Aktinolith, Epidot, Stilpnomelan, phengitischer Muskovit und Biotit nachgewiesen werden. Damit ergeben sich Temperaturen von ca. 350°C und Drucke von 3 kb. Dies entspricht einer regionalmetamorphen Überprägung im Bereich der unteren Grünschieferfazies.

2.3 Die prämesozoische Entwicklung der westlichen Grauwackenzone

Die Fragen zur paläogeographischen Lage und plattentektonischen Position der westlichen GWZ in prämesozoischer Zeit konnten durch sedimentologisch- stratigraphische Arbeiten (SCHÖNLAUB 1979, HEINISCH 1987, 1988) und durch die geochemisch- petrographische Bearbeitung der Vulkanite (SCHLÄGEL-BLAUT 1990) zum Teil beantwortet werden. Da die westliche GWZ nur einen kleinen Teil des paläozoischen Basements der Ostalpen aufschließt verdienen umfassendere Betrachtungen aller Paläozoikumsvorkommen des Alpenraumes besondere Beachtung (SCHÖNLAUB 1979, LOESCHKE UND HEINISCH 1993, VON RAUMER UND NEUBAUER 1993, SCHÖNLAUB UND HEINISCH 1993, VON RAUMER 1998). Die Rekonstruktionen der präalpidischen plattentektonischen Situation ermöglichen auch detailliertere Aussagen über die metallogenetische Entwicklung des Ostalpenraumes (POHL 1984, KÖPPEL ET AL. 1993). Schwierigkeiten ergeben sich dabei unter anderem aus der variszischen und alpidischen metamorphen Überprägung der Gebiete. So werden den verschiedenen Basement- Einheiten ursprünglich Positionen am Nordrand des Gondwana- Kontinents zugeordnet. VON RAUMER UND NEUBAUER (1993) unterscheiden dabei die gondwananahen ost- und süd- alpinen Einheiten (Norisches Terrane) vom Moldanubikum und Teilen des Helvetikums. Getrennt werden beide durch eine ozeanische Suture, die das Basement des Penninikums

beinhaltet (s. Abb. 2-4 auf Seite 19). Nach der ordovizischen Vereisung begannen die Gondwana-Mikrokontinente eine Norddrift Richtung Laurasia. Dehnungstektonik führte zur Ausbildung von Horst und Graben-Strukturen. Der devonische Vulkanismus der GWZ zeugt von diesen Rifting-Prozessen am Nordrand von Gondwana (VON RAUMER 1998). Die subaerischen Ignimbrite sowie die Schwermineralspektren der Wildschönauer Schiefer deuten auf die Existenz eines nahen Kontinentalgebietes hin (HEINISCH 1988). Turbidite transportierten den Detritus mehr oder weniger weit in ein Randbecken (distale und proximal Turbidite der Wildschönauer Schiefer). Gleichzeitig entwickelte sich in der Nachbarschaft ein epikontinentales Flachmeer mit Karbonatplattformen und marinem, basischem Inselvulkanismus (SCHLAEGEL-BLAUT 1990). Die Existenz devonischer ozeanischer Kruste konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Die Einheiten der GWZ waren also bis ins Devon Teil eines Schelfgebietes am passiven Kontinentalrand von Gondwana. Ab dem obersten Devon und im Verlauf des Unterkarbons kam es durch die Kollision mit Laurasia zur Akkretion einzelnen Basement-Einheiten. Die ost- und südalpinen Gebiete wurden Teil des südöstlichen variszischen Orogens (VON RAUMER UND NEUBAUER 1993). Im Laufe des Karbons und des Perms wurden die Einheiten durch postkollisionäre Vorgänge gehoben und teilweise erodiert. In der westlichen GWZ zeugen die postvariszischen Transgressionsserien mit Basalbreccie und Hochfilzener Schichten von diesen Ereignissen.

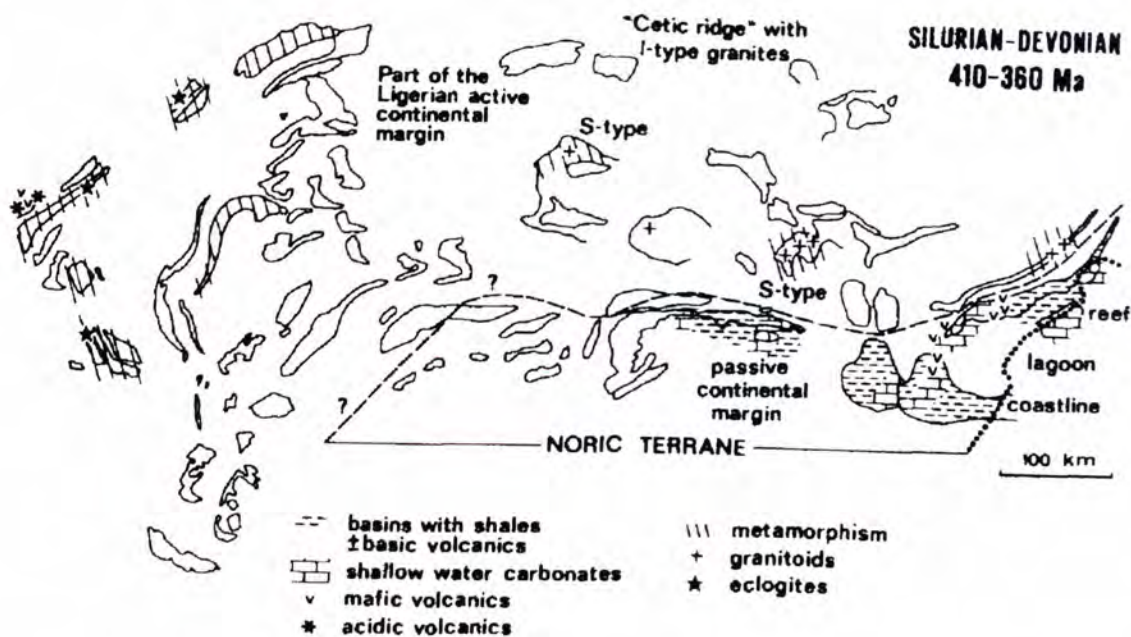


Abb. 2-4. Paläogeographische Situation Silur-Devon (aus NEUBAUER UND VON RAUMER 1993)

2.4 Metallogenese

Die Mineralisationen in der westlichen GWZ zählten jahrhundertlang zu den bedeutensten Quellen für Buntmetalle in Mitteleuropa. Spuren prähistorischen Bergbaues kennt man vom Kupferbergbau Mitterberg (GÜNTHER ET AL. 1993) bis in das Gebiet von Schwaz (GSTREIN 1979). Sie bezeugen eine über 5000 Jahre lange Bergbautradition in dieser Region. Im Kupfererzbezirk Mitterberg- Mühlbach- Larzenbach befindet sich die größte Cu- Vererzung der Ostalpen. Weitere wichtige Erzbezirke der westlichen GWZ sind das Gebiet Röhrebühel-Kitzbühel (Kupfer- und Baryterzbezirk), der Fahlerzbezirk Schwaz-Brixlegg, der Magnesitbezirk Hochfilzen und der polymetallische Cu-Ni-Co-Hg-Ag Bezirk Leogang (WEBER ET AL. 1997). Auffallend ist, daß die Vererzungen dieser Bezirke ausschließlich an die paläozoischen Schichtglieder gebunden sind. Die Mineralisationen treten in Schiefererserien (Mitterberg, Kitzbühel) oder in unterdevonischen Dolomiten auf (Leogang, Hochfilzen und Schwaz). Letztere zeigen eine Faziesgebundenheit an die Südfaziesdolomite bzw. an den Schwazer Dolomit. Es sind schichtkonkordante wie auch diskordante Erzkörper zu beobachten. Aus den zahlreichen Arbeiten über die Genese und Altersstellung der ostalpinen Vererzungen (SCHULZ 1974, 1978 A,B, SCHROLL 1978, TUFAR 1974, 1979, POHL 1984, KÖPPEL ET AL. 1993, EBNER 1998) läßt sich heute folgendes metallogenetisches Bild für die westliche GWZ zusammenstellen:

Der Rifting- Prozeß im Silur und Devon gilt als Motor für die metallogenetische Entwicklung (POHL 1984, KÖPPEL ET AL. 1993). Der resultierende basische Vulkanismus (SCHLAEGEL-BLAUT 1990, LOESCHKE UND HEINISCH 1993) und die damit verbundenen Hydrothermalsysteme führten zur Voranreicherung von Cu-(Ni,Co)-As-Sb-Hg-Ag-(Pb)-Sulfiden (s. Abb. 2-5 auf Seite 22). Die germanotype Bruchtektonik schuf eine Faziesdifferentiation in Becken, Schwellen und Flachwasserbereiche, die eine selektive Ausfällung der Erze ermöglichte. So sind z.B. alle Zinnobervererzungen der GWZ an dieselbe lithologische Einheit, die Flaserdolomite, gebunden.

Für eine zumindest frühdiagenetische Anlage der Magnesite sprechen die Beobachtungen von VAVTAR im Gebiet von Hochfilzen/ Bürglkopf. Hier konnten reliktsche Feinschichtungen von Sericit und Hämatit gefunden werden (VAVTAR UND SCHULZ 1978). In der benachbarten Lagerstätte Inschlagalm konnten HADITSCH UND MOSTLER (1978) allerdings keine primäre

oder frühdiagenetische Magnesitisierung feststellen, da es sich bei den Südfaziesdolomiten ausschließlich um Beckensedimente und um keine Flachwasserbildungen handelt. Sie bringen die Lagerstättenbildung in Konnex mit der variszischen Metamorphose und beziehen die Mg-Gehalte aus Skeletten von Echinodermaten. Die neue Altersstellung der Basalte durch HEINISCH ET AL. 1987 macht nun aber den submarinen Vulkanismus als lagerstättenbildenden Faktor wahrscheinlich. Die Magnesitgenese in der westlichen GWZ scheint ein mehrphasiger Akt aus primären bis frühdiagenetischen, vulkanogenen und metamorph- metasomatischen Prozessen zu sein. Das variszische Alter der Magnesite ist durch die Funde von Magnesitgeröllen in der permischen Basalbreccie bewiesen (SCHRAMM 1973).

Hinweise für eine metamorphe Beeinflussung der Lagerstätten findet man auch in den polymetallischen Sulfidvererzungen von Mitterberg, Schwaz und Leogang. Die hier auftretenden diskordanten Erzgänge werden als Ergebnis einer Mobilisation des primären Stoffbestandes während der alpidischen Orogenese interpretiert. Beeindruckendstes Beispiel hierfür ist der Mitterberger Hauptgang, der bis in die postvariszische Transgressionsserie reicht (WEBER ET AL. 1997). Die Fahlerzgänge von Leogang folgen einem alpidischen Kluftsystem und sind auch mineralchemisch als reine Tennantite vom Altbestand zu unterscheiden (LENGAUER 1989). Diese Cu-As Mineralisationen sind auch aus dem Schwazer Raum bekannt, und werden dort als alpidische Remobilisate interpretiert (GSTREIN 1979, GSTREIN 1983). Der Einfluß der variszischen Metamorphose auf die Vererzungen ist aufgrund der intensiven alpidischen Überprägung schwer zu bestimmen, muß aber zweifellos berücksichtigt werden.

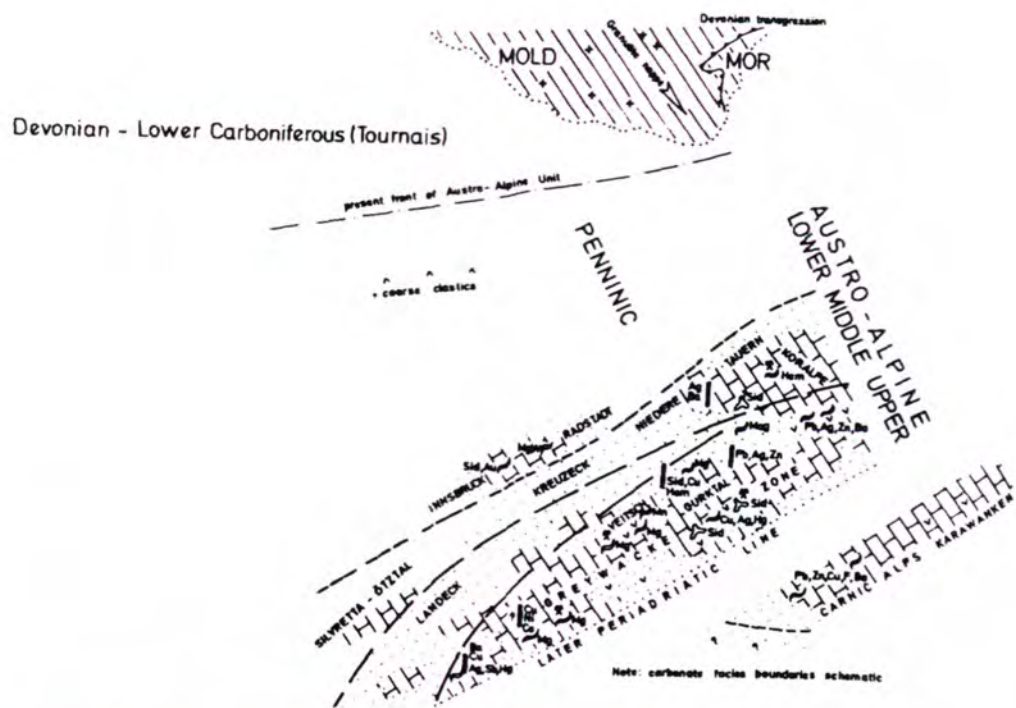


Abb. 2-5. Paläometallogenetische Karte- Devon (aus POHL 1984)



Abb. 2-6. Schematisches Modell der Faziesentwicklung im oberen Devon

3 Der polymetallische Cu-Ni-Co-Hg-Ag-Bezirk Leogang

Der Bergbaubezirk Leogang im Schwarzleotal setzt sich aus den drei Grubenrevieren Schwarzleo, Vogelhalte- Inschlagalm und Nöckelberg zusammen. (s. Abb. 3-1 auf Seite 25). Im bekanntesten und größten Revier Schwarzleo wurden Cu-, Ag-, Hg-, Ni/Co- und Pb- Erze abgebaut. Es läßt sich in die Teilreviere Schwarzleo- Ost, -Mitte und -West untergliedern. Der Erasmusstollen im Bereich der Jausenstation Unterberghaus und der Johannesstollen östlich des Erzkendlbaches erschlossen das Revier Schwarzleo- Ost. Sie sind unweit der Forststraße gelegen und heute verbrochen. Der Johannesstollen wird zur Zeit von der Gemeinde Leogang wiedergewältigt. Das Grubenrevier Mitte, bestehend aus dem Neuschurf- und Christophstollen ist das kleinste der Schwarzleo- Reviere. Das benachbarte Cu- Revier Schwarzleo- West umfaßt den Barbara-, Maria Heimsuchung- und den Danielstollen, die zum Teil als Schaubergwerk zugänglich sind.

An der orographisch linken Seite des Schwarzleotales, NW des Schaubergwerkes befindet sich das Revier Vogelhalte- Inschlagalm. Die wichtigsten Einbaue des Hg-Ag Bergbaues Vogelhalte waren der Johannes- und der Thomasstollen, die direkt am Wandfuß in 1200m Seehöhe angeschlagen wurden. Das Revier Vogelhalte liegt im Randbereich des Spatmagnetitkörpers Inschlagalm.

Der ehemalige Ni/Co Bergbau am Nöckelberg liegt NE des Schwarzleo- Revieres zwischen Voglergraben und Rastboden in 1200 bis 1400m Seehöhe. Das Revier besteht aus einer Reihe unabhängiger Grubenfelder, die alle nicht mehr zugänglich sind. Die bedeutensten Gruben waren der Kruppstollen auf der Brandstattötzt, der Unterbau-, Ottenthaler, und Neuschurfstollen, sowie der Sebastian- und Antonistollen. Das Revier Nöckelberg war auf einer Länge von ca. 1500m und einer Teufe von ca. 200m aufgeschlossen. Der Erzbezirk Leogang war jahrhundertlang ein bedeutender Lieferant für Cu, Ag, Ni und Co in Mitteleuropa.

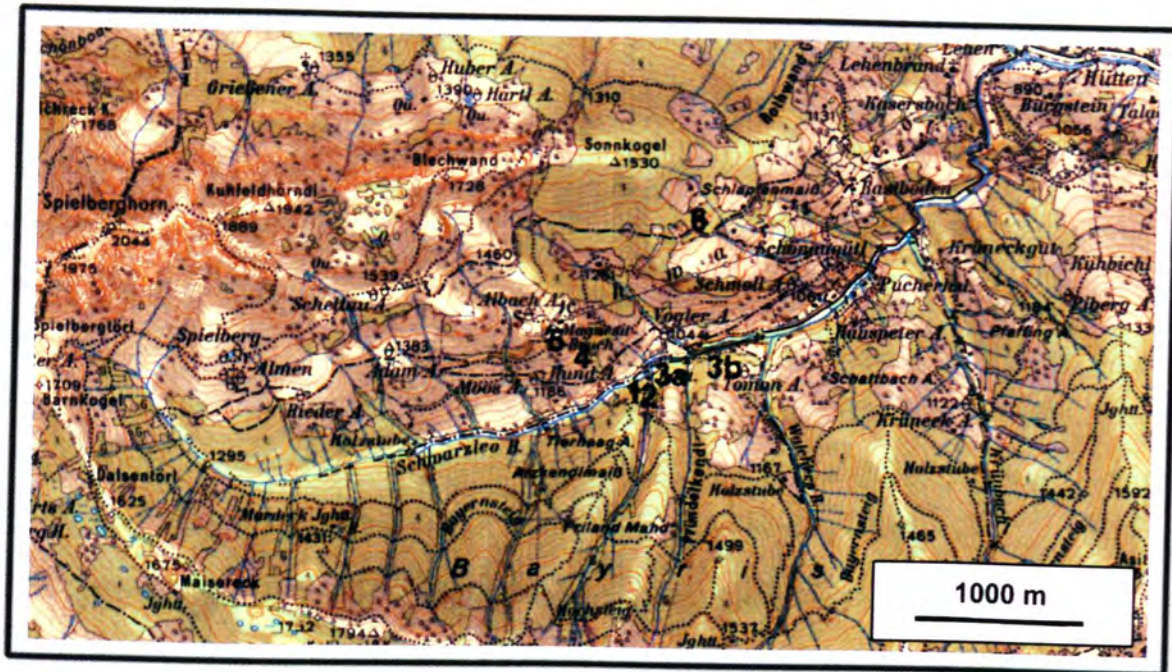


Abb. 3-1. Lage der Grubenreviere: 1 Schwarzleo West, 2 Schwarzleo Mitte, 3 Schwarzleo Ost, 4 Vogelhalte, 5 Inschlagalm, 6 Nöckelberg.



Abb. 3-2. Mundloch Neuschurfstollen bis 1996

4 Geschichtlicher Überblick

Umfassende Abhandlungen über die Geschichte des Bergbaues bei Leogang finden sich in den Arbeiten von HADITSCH UND MOSTLER (1970), GÜNTHER (1987) UND FERSTL (IN VORBEREITUNG). Erste Beschreibungen der geologischen und lagerstättenkundlichen Situation stammen von POSEPNY (1880), FUGGER (1881), BUCHRUCKER (1891), FUGGER ET AL. (1917), REDLICH (1917), UND SCHWARZ (1930). Im Rahmen dieser Arbeit wird nur eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten historische Daten gegeben.

Bronze-, Steinschlägel- und Schlackenfunde um historische Schmelzplätze im Raum Saalfelden zeugen von einem prähistorischen Bergbau im Gebiet von Leogang. Erstmals urkundlich erwähnt wird die Bergbautätigkeit 1425 unter dem Namen "Lewganc". Die Cu-Ag-Hg- Erze aus den Revieren Schwarzleo und Vogelhalte wurden damals in der Schmelzhütte des Silberbergbaues in Schladming verhüttet (GÜNTHER 1987). Ab 1542 erfolgte die Verhüttung der Erze durch Salzburger und Nürnberger Hüttenfachleute in Leogang. Für die Aufbereitung bediente man sich wasserbetriebener Pochwerke an der Leoganger Ache und später am Schwarzleobach zwischen Brunnkendel- und Erzkendelgraben. Quecksilber galt damals als „strategisches“ Metall und so unterlag der Hg- Bergbau in Leogang sogar der zeitweiligen Geheimhaltung. Diese Entwicklung stand wohl auch in Zusammenhang mit den medizinischen Erkenntnissen von Paracelsus (1493-1541).

In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts begann auch der Abbau von Co- Erzen zur Blaufarbenerzeugung am Nöckelberg. Nickel konnte zu dieser Zeit noch nicht verhüttet werden und ging auf Halde. Der Erasmusstollen lieferte das Münzmetall für die „Salzburger Silbertaler“. Anfang des 18. Jahrhunderts erlebte der Bergbau unter der Führung des Gewerken Johann Silvester Prugger von Pruggheim eine Blütezeit. Der Aufschwung war allerdings nur von kurzer Dauer, denn bedingt durch das Emigrationsedikt von 1731 wurden viele protestantische Bergleute des Landes verwiesen (GÜNTHER 1987). Der Mangel an Facharbeitern führte zu einer drastischen Abnahme der Produktivität, die erst 1761 durch die Übernahme der Bergwerke und Hüttenanlagen durch den Salzburger Erzbischof Sigismund von Schrattenbach gestoppt werden

konnte. Die Erzförderung erfolgte zu dieser Zeit hauptsächlich aus dem Revier Schwarzleo Ost und vom Nöckelberg, während die Reviere Schwarzleo West und Vogelhalte kaum mehr beschürft wurden.

Ab dem Ende des 18. Jahrhunderts kämpften die Gewerken mit aufbereitungstechnischen Problemen und abnehmenden Erzgehalten. Die Auswirkungen der napoleonischen Kriege führten zu Absatzschwierigkeiten von Blaufarben und so wurde 1812 der Betrieb am Nöckelberg eingestellt (GÜNTHER 1987). 1828 stellte man schließlich auch die Aktivitäten in Schwarzleo ein, da die zusitzenden Wässer den Tiefbau unmöglich machten. 1848 wurde der Bergbau Schwarzleo und Nöckelberg durch eine Privatgewerkschaft wieder aufgenommen, rentabel wurde der Abbau aber erst durch die Beteiligung des Großindustriellen Ing. Karl Krupp im Jahre 1870. Die Reviere wurden fast ausschließlich auf Ni/Co-Erze abgebaut, die in Sonnrein bei Leogang verhüttet wurden. Aus dem Nickelmetall wurden im deutschen Reich die ersten Nickelmarkstücke geprägt. In der Blütezeit des Bergbaues zwischen 1871 und 1880 waren 62 Mann beschäftigt. 1888 mußte der Bergbau aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt werden (Entdeckung der neukaledonischen Ni-Lagerstätten). Letzte Schurfversuche am Nöckelberg gab es während des ersten Weltkrieges.

In den Jahren 1919 bis 1923 entdeckte der Geologe Theodor Ohnesorge bei Kartierungsarbeiten das Spatmagnetitvorkommen Inschlagalm. 1936 wurde ein kleiner Tagbau eröffnet, der während des zweiten Weltkrieges auch mit russischen Kriegsgefangenen betrieben wurde. 1952 übernahm die Österreichisch-Amerikanische Magnetit AG den Betrieb, der nun auch auf einen untertägigen Abbau erweitert wurde (GÜNTHER 1987). Mit der Schließung des Magnetitgrube im Jahre 1970 endete in Leogang eine jahrhundertelange Bergbautätigkeit. Das 1989 im Revier Schwarzleo West eröffnete Schaubergwerk und das Bergbaumuseum in Hütten würdigen und erhalten die Bergbautradition Leogangs auf besondere Weise.

4.1 Geschichte des Grubenrevieres Schwarzleo- Mitte

Über Geschichte des Bergbaues im Neuschurf- und Christophstollen ist nur wenig bekannt. Dennoch können aus der Art des Stollenvortriebes und der Abbauweise Aussagen über das ungefähre Alter der Strecken und die Geometrie der abgebauten Erzkörper gemacht werden.

Die Grundstrecke des Christophstollens durchörtert die liegendsten Schichtfolgen (Mürbdolomite) des Reviers Schwarzleo- Mitte und zeigt ein klassisches mittelalterliches Stollenprofil mit Schräm Spuren (s. Abb. 4-1 auf Seite 29), wie es auch im Bereich des Danielstollens zu beobachten ist und wird zeitlich ins 15. oder 16. Jahrhundert gestellt. Man hoffte hier die östliche Fortsetzung der Fahlerzgänge des Westrevieres anzutreffen. In den südlichen und östlichen Bereichen des Christophstollens, die in die hangenden dunklen Dolomiten vorgetrieben wurden, sind keine Schräm Spuren sichtbar.

Der Sprengvortrieb mit Schwarzpulver wurde in Leogang um 1650 eingeführt. Es ist anzunehmen, daß mit Hilfe dieser neuen Abbaumethode die Bergbautätigkeit im Christophstollen kurzzeitig wieder aufgenommen wurde. Zu dieser Zeit entstand auch die große Kaverne im darüberliegenden Neuschurfstollen und der (Förder-)Schacht zum Christoph- Niveau.

Die Christoph- Grundstrecke diente als Förderstollen für die Cu-Ag-Pb Reicherze der Neuschurf- Kaverne. Der Christophstollen wurde 1987 in Folge eines heftigen Gewitters im Mundlochbereich vermurt und ist heute bequemer über den Neuschurfstollen befahrbar. Der Neuschurfstollen wurde an der mit Hg und Ag vererzten Grenze zwischen den Flaser- und den dunklen Dolomiten eingetrieben, und ist dem Christophstollen altersmäßig gleichzustellen. Beweise für den Stollenvortrieb mittels Schlägel und Eisen sind allerdings durch die regen Abbautätigkeiten der Mineraliensammler selten geworden. Das Mundloch des Neuschurfstollens (s. Abb. 3-2 auf Seite 25) liegt im Erzkendlgraben und wurde erst im Jahre 1989 durch Mineraliensammler wiedergewältigt bzw. 1996 durch die Gemeinde Leogang ausgebaut.

Eine kurzfristige Wiederaufnahme des Bergbaues erfolgte im Sommer 1997 durch Georg Zagler und den Autor. Ziel der Aktion war die Gewinnung von Hg-Ag- bzw. Cu-Pb- Erzen für wissenschaftliche Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit. Der Querschnitt des Neuschurfstollens wurde auf den ersten 10 Metern erweitert um die Probenahme mittels Benzinbohrer zu erleichtern. Eine Sprengung in der nordöstlichen Ecke der Neuschurf- Kaverne brachte schließlich Cu-Pb Reicherze mit Ag-Gehalten von bis 300g/t zu Tage.



Abb. 4-1. Feldort mit Schräm Spuren, mittelalterliches Stollenprofil; Christophstollen

5 Geologie des Schwarzleotales

Die grundlegenden Arbeiten über die Geologie dieses Gebietes stammen von HADITSCH UND MOSTLER (1970), MAVRIDIS UND MOSTLER (1973) UND LENGAUER (1989). Letzterer bietet unter anderem eine detaillierte petrographische Dokumentation sämtlicher, im Bereich des Schwarzleotales anstehender Gesteine. Im Folgenden wird nun versucht die bisherigen geologischen Erkenntnisse zusammenzufassen und in das neue tektonische Modell von HEINISCH (1988) einzugliedern.

Im Bereich des Schwarzleotales treffen die beiden großtektonischen Decken der Wildseeloder-Einheit und der Glemmtal- Einheit mit ihren typischen Gesteinsinhalten aufeinander. Die Abfolgen der Wildschönauer Schiefer der Glemmtal- Einheit treten an der Südflanke des Tales zu Tage, und reichen vom unmittelbar Hangenden des Lagerstättenbereichs bis hinauf in die Kammregion Asitzkopf- Mardeckkopf- Kohlmaiskopf. Es handelt sich dabei um laminierte, hell- bis dunkelgraue Phyllite, die bei erhöhten Chloritgehalten auch Übergänge zu grünlichen Farbtönen zeigen und als laminierte Schiefer bezeichnet werden (LENGAUER 1989). Zwischengelagert finden sich bis zu 3m mächtige Subgrauwacken, violette Metatuffe und selten Diabase. Die Schichten fallen flach bis mittelsteil nach Süden. Nach LENGAUER (1989) bestehen gute Übereinstimmungen mit den Gesteinen der Löhnersbach- Formation (HEINISCH 1987). Der Großteil der Wildschönauer Schiefer im Schwarzleotal sind dunkelgraue Serizit-schiefer, die im Zuge der genaueren Betrachtung der Grubenreviere besprochen werden (Kap. 6.1.2 auf Seite 37).

Die Wildseeloder- Einheit mit dem Spielbergdolomit streicht, von Westen über Bürglkopf und Spielberghorn kommend, an der Nordseite ins Schwarzleotal, um im unteren Schwarzleotal NE des Pucherhäusels auszuweichen. Der Spielbergdolomit ist ein grau-weißer, grobbankiger Dolomit mit charakteristischen roten Flecken und herauswitternden Crinoidenbruchstücken. Auch geomorphologisch läßt er sich durch die Ausbildung von Härtlingen und Steilstufen erkennen. Darüber liegt diskordant die postvariszische Transgressionsserie mit Basalbreccie und Spielbacher Tonschiefer. Die Basalbreccie besteht aus Spielbergdolomit- Komponenten und einer

Quarz-Muskovit-Karbonat- Matrix. Die intensive Rotfärbung ist auf fein verteilten Hämatit zurückzuführen (LENGAUER 1989). Die ebenfalls rot gefärbten Spielbacher Tonschiefer enthalten ihrerseits Komponenten der Basalbreccie und m- mächtige Einschaltungen von violett-roten Sand- und Siltsteinen.

Das Postvariszikum ist vom Eingang des Schwarzleotales bis zum Pucherhäusl anstehend und grenzt im Norden die Wildseeloder-Einheit gegen die NKA ab. Die tektonische Grenze zwischen der Wildseelodereinheit im Liegenden und der darüberliegenden Glemmtal- Einheit markiert eine breite Scherzone, die von HEINISCH (1988) als Hochhörndler Schuppenzone bezeichnet wird. In diesem Bereich kommt es zu intensiven Verschuppungen zwischen den Wildschönauer Schiefern (Serizitschiefer) und den unterdevonischen Dolomiten der Südfazies (SFD). Der Schwarzleobach folgt dieser Schwächezone Richtung Osten bis zur Kote 934. Mit dem Auskeilen des Spielbergdolomits der Wildseeloder- Einheit findet auch diese Störungszone ihr Ende und der Bach ändert beim Durchschneiden der Transgressionsserie seine Fließrichtung auf NE und später auf N. Die Hochhörndler Schuppenzone kann im Bereich Schwarzleo als Scherbahn einer Aufschiebung der Glemmtal- Einheit auf die starren Karbonate der Wildseeloder- Einheit gesehen werden. Der SFD- Körper wurde im Zuge dieser Bewegungen steilgestellt und stark zerschert.

Durch das Auskeilen der Wildseeloder- Einheit im Bereich südlich des Nöckelberges und des Rastbodens kam es hier zu einer teilweisen Überschiebung der SFD über die Spielbergdolomite. Die Lagerung der beiden geringmächtigen SFD- Schuppen (20m) am Nöckelberg ist flach und nordfallend. Die mächtigsten Abfolgen der SFD im Schwarzleotal findet man im Bereich Inschlagalm - Vogelhalde (200m), sowie in deren streichender Fortsetzung, dem Revier Schwarzleo (<100m). Die zwischen dem Nöckelberg und Schwarzleo aufgeschlossene Spielbergdolomite bilden somit ein tektonisches Halbfenster der Wildseeloder- Einheit (s. Abb. 5-1 auf Seite 32). Die steil südfallenden Südfaziesdolomite sind hier den Spielbergdolomiten aufgeschoben und im Liegenden und Hangenden von Wildschönauer Schiefern tektonisch begrenzt (s. Abb. 5-2 auf Seite 33). Auffallend ist die Schichtgebundenheit der polymetallischen Vererzungen Leogangs an die SFD, die ihrerseits wiederum nur innerhalb dieser ca. 1km breiten, Scherzone liegen (s. Abb. 2-3 auf Seite 17).

Die Hochhörndler Schuppenzone kann als eigene Faziesdecke, die aus den Dolomiten der Beckenfazies (SFD) besteht, angesehen werden (MÜNDL.MITT. NEUBAUER 1999). Während des

Deckentransportes führten Kompetenzunterschiede zwischen den verschiedenen Dolomiten und zwischen den Dolomiten und den Serizitphylliten der Wildschönauer Schiefer zur Ausbildung von Scherbahnen. Aufgrund ihrer lagerstättenkundlichen Bedeutung wird die Geologie in der Schuppenzone anschließend ausführlich behandelt (Kap. 6 auf Seite 35).

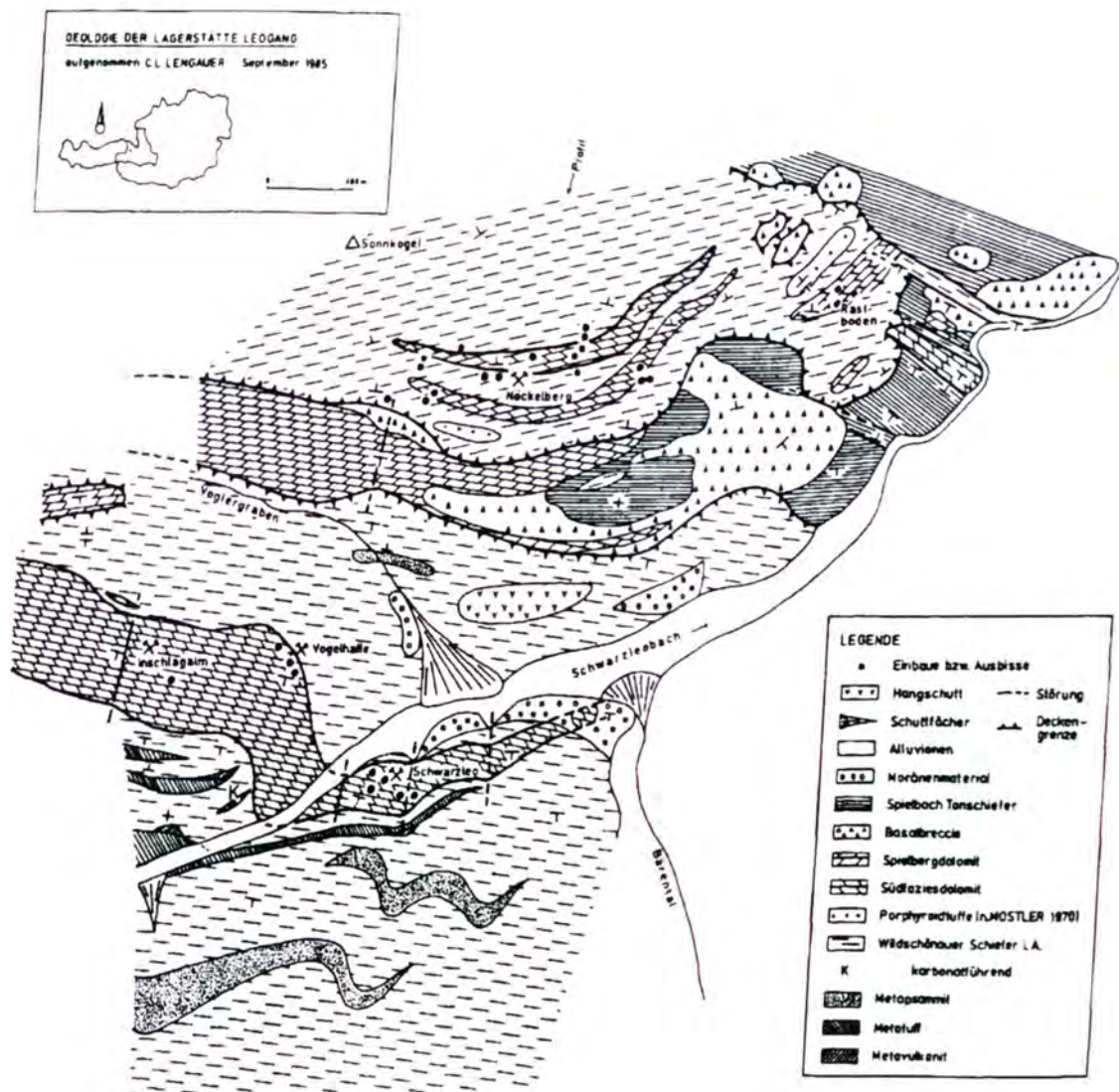


Abb. 5-1. Geologische Karte (NACH HADITSCH UND MOSTLER 1970, AUS LENGAUER 1989)

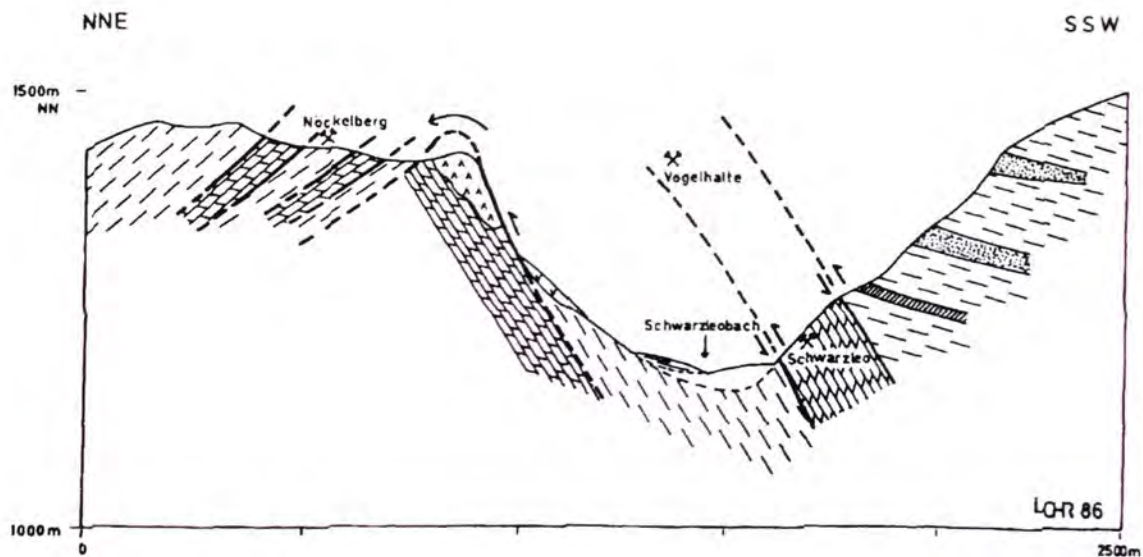


Abb. 5-2. Profilschnitt durch das Schwarzleotal (aus LENGAUER 1989)

5.1 Tektonik

Strukturgeologisch wird das Schwarzleotal durch ein alpidisches Störungsmuster geprägt. Die Luftbildauswertungen und die Geländebefunde zeigen ein uniformes Lineationsmuster, das im Wesentlichen ungestört auf die Einheiten der NKA übergreift. Das Hauptmaximum streicht NNE-SSW, die Streichrichtungen der Nebenmaxima sind NE-SW bzw. E-W (LENGAUER 1989). Die Ausbildung dieser Lineamente wird mit spät- bis postalpidischen Vorgängen in Zusammenhang gebracht. Die NNE-SSW streichenden Störungen sind die relativ jüngsten Scherklüfte und lassen im Gelände eine Blattverschiebungskomponente erkennen. Auf der Südseite des Schwarzleotales zeigen die N-S verlaufenden Gräben des Erzkendl- und Pründelkendlbaches eine geringfügige Änderung der Hauptstreichrichtung an. Die älteren mehr oder weniger E-W streichenden Strukturen sind s-parallel südfallend. Das zweite Nebenmaximum repräsentieren NE-SW streichende, SE fallende Abschiebungen, die jedoch in den verschiedenen Revieren unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Im Detail sind einige Schwankungen im Verlauf der Hauptstörungsrichtungen zu beobachten, die sich aber auf das unterschiedliche mechanische Verhalten der Gesteine in der Scherzone zurückführen lassen (LENGAUER 1989).

Der generelle Verlauf der Strukturen paßt in das oben genannte Modell der nordvergenten Deckenüberschiebung: Die E-W streichenden, steil südfallenden Störungen bildeten die Aufschiebungsflächen während des Nordschubes der oberostalpinen Deckeneinheiten. Im Bereich des Schwarzleotales wurden die SFD auf den Spielbergdolomit aufgeschoben und ihrerseits von den Wildschönauer Schiefern überfahren. In jungalpidischer Zeit kam es zu südvergenten Abschuppungen der Gesteine der Hochhörndler Decke, wobei die bestehenden Aufschiebungsflächen reaktiviert wurden (LENGAUER 1989). Die Extensionstektonik führte weiters zur Ausbildung von Abschiebungsflächen, die die Karbonatkörper im Winkel von 45° zu den Hauptspannungsrichtungen zerscherten. Im Raum Schwarzleo ist der NE-SW streichende Ast bevorzugt ausgebildet. Die Blattverschiebungen der etwa N-S verlaufenden Störungen werden als Dehnungskluftgefüge, die infolge der Hebung des Alpenkörpers entstanden sind, interpretiert. Durch diese schrägen, ostvergenten Abschiebungen sind die Hangendblöcke relativ nach E und S verschoben (LENGAUER 1989).

5.2 Metamorphose

Die Untersuchungen der Metamorphosebedingungen im Raum Schwarzleo (LENGAUER 1989) bestätigen durchwegs die Ergebnisse von SCHRAMM (1980) und COLINS ET AL. (1980). Die Illitkristallinitäten bewegen sich im Übergangsbereich zwischen anchi- und epimetamorpher Überprägung. Auffallend sind anormal hohe epizonale Bedingungen im Revier Schwarzleo, während die Reviere Vogelhalt und Nöckelberg in die anchimetamorphe Zone fallen. Die Anomalie von Schwarzleo basiert auf einem Schnitteffekt der flach nach Norden fallenden Isofläche der Metamorphose mit der Erosion des Schwarzleotales (LENGAUER 1989). Dies entspricht einem Anstieg der Metamorphosetemperaturen von ca. 250°C in den nördlichen Revieren auf $300\text{--}350^\circ\text{C}$ im Bereich Schwarzleo. Die Auswirkungen dieser positiven Wärmeanomalie auf den vorhandenen Mineralbestand ist vor allem bei erzmineralogischen Überlegungen in Betracht zu ziehen. Bei den Muskovititen können zwei Populationen unterschieden werden, die auf zwei barometrische Ereignisse hinweisen. Nach LENGAUER (1989) kam es während der alpidischen Metamorphose nicht zur vollständigen Rekristallisation der variszischen Hellglimmer. Zusammenfassend läßt sich für das Gebiet Schwarzleo eine alpidische Metamorphose mit p/T-Bedingungen von 2kb und $250\text{--}350^\circ\text{C}$ feststellen.

6 Die Grubenreviere von Leogang

6.1 Geologischer Rahmen

Die SFD mit ihren schichtgebundenen Vererzungen und die Serizitphyllit- Abfolge der Wildschönauer Schiefer bilden den geologischen Rahmen der Erzreviere. Beide Einheiten wurden durch die Deckenüberschiebungen ineinander verschuppt und liegen heute als Teile der Hochhörnldler Schuppenzone zwischen der Glemmtal- Einheit im Süden und der Wildseeloder- Einheit im Norden.

6.1.1 Die Südfaziesdolomite

Die SFD sind im Gelände an ihrer braunen Verwitterungsfarbe zu erkennen. Die Waldböden oberhalb der Dolomite sind intensiv ockerfarben und ermöglichen eine indirekte Kartierung in dem allgemein schlecht aufgeschlossenen Gebiet. Morphologisch sind sie als Härtinge und Wandbildner im Revier Vogelhalt - Inschlagalm zu erkennen. Im Revier Schwarzleo läßt sich beim Übergang zu den hangenden Wildschönauer Schiefern (laminierte Schiefer) eine deutliche Geländekante beobachten. Die zähen Flaserdolomite bilden im Erzkendlgraben zwischen dem Christoph- und Neuschurfniveau eine ausgeprägte Steilstufe. Die SFD treten in den verschiedenen Revieren in unterschiedlichen Mächtigkeiten und Schichtfolgen auf. Dies ist vor allem auf den intensiven Schuppenbau im Gebiet der Scherzone zurückzuführen. Die SFD Abfolge wird im Folgenden anhand des Idealprofiles Barbarastollen/ Schwarzleo- West beschrieben (s. Abb. 6-1 auf Seite 40). Hier sind alle lagerstättkundlich interessanten Lithologien in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 100m aufgeschlossen. Sie lassen sich in drei Teile untergliedern:

- 1.) Die unterdevonische liegende Serie (Gedinne-Siegen) umfaßt graue bis weiße , cm-dm mächtige gebankte Karbonate, die tektonisch stark beansprucht sind. LENGAUER 1989 unter-

scheidet zwischen massigeren, gebankten Dolomiten und stark zerrütteten und breccierten Mürbdolomiten. Die zähen gebankten Dolomite verkleinern den Stollenquerschnitt vor dem Aufstiegsbereich zum Fuchsbau merklich, und sind an den dunkelrot anwitternden Kluftflächen zu erkennen. Es zeigen sich auch Übergänge zu schwarz-weiß laminierten Dolomiten. Die dunklen Partien bestehen aus Fe- reichem Magnesit, die helleren Bereiche führen Fe- armen Dolomit (LENGAUER 1989). Den Hauptanteil der liegenden Serie stellen die grau-weißen, gelb anwitternden Mürbdolomite dar. Im Bereich von Störungen große Bereiche des Karbonatkörpers limonitisiert. Die stark zerbrochenen grauen Fragmente aus Fe-hältigem Magnesit sind durch weißen Fe- armen Magnesit verheilt und führen nur noch untergeordnet Dolomit. Stellenweise treten auch Zebratexturen aus schwarzen und weißen Karbonaten auf. Zwischengelagert finden sich helle schieferige Partien und Breccienkörper, die den Gesteinsverband zusätzlich auflockern.

Die Breccien bestehen aus Mürbdolomitkomponenten in dunkelbrauner, limonitischer Matrix, in deren charakteristischen Hohlräumen büschelförmige Aragonite und Cu- Sekundärminerale kristallisieren. Die Breccienhorizonte werden als Paläokarstbildungen im Zuge der postvariszischen Erosion interpretiert (MOSTLER 1984). Dafür sprechen auch die Gipse permischen Alters aus dem Gipsschacht des Barbara- Revieres (LENGAUER 1989). Da die Breccien im Liegenden der SFD auftreten, würde dies auf eine inverse Lagerung der Abfolge hinweisen, wie sie auch schon von MAVRIDIS UND MOSTLER (1970) gefordert wurde. Die Breccienbildung könnte aber auch tektonischer Natur sein. Mögliche Beweise hierfür finden sich in der mehr oder weniger s-konkordanten Lagerung und dem bevorzugten Auftreten der Breccienkörper nahe E-W streichender Strukturen oder nahe der tektonisch stark überprägten Grenze zu den hangenden Flaserdolomiten (Breccie Fuchsbau-Gipsschacht). Hier wird auch ihre lagerstättenkundliche Bedeutung ersichtlich. Den Rand des Breccienkörpers bilden zahlreiche subparallele, wenige mm-cm mächtige Fahlerzgänge, die großräumig abgebaut wurden. Die Dolomitkomponenten der Breccie können auch von Fahlerzsäumen umgeben sein. Fahlerzgänge treten aber auch außerhalb der Breccien in den Mürbdolomiten auf und folgen dabei einem alpidischen Störungsmuster (Kap. 6.2.1 auf Seite 38). Die Genese der permischen Gipse könnte auch mit Einschuppungen permoskythischer Gesteine in Zusammenhang gebracht werden (Kap. 6.1.3 auf Seite 38 und Kap. 8.2.4 auf Seite 55).

2.) Die beigen bis violetten Flaserdolomite bilden einen markanten, wenige Meter mächtigen Leithorizont im Hangenden der Müribdolomite und werden condontenstratigraphisch ins Siegen bis Eifel gestellt (LENGAUER 1989). Sie besitzen eine große laterale Verbreitung von Schwaz über den Bürglkopf bis nach Leogang und sind in ähnlicher Form auch aus der östlichen GWZ bekannt. Chemisch gesehen sind die Leoganger Flaserdolomite sehr Fe-arme Dolomite mit Quarz und Muskovitanteilen von bis zu 20% (LENGAUER 1989). Der Name leitet sich von der ausgeprägten mm bis cm- mächtigen Flaserschichtung der Dolomite ab. Charakteristisch sind grüne, phyllosilikatreiche Beläge auf den Schichtflächen, die hauptsächlich aus Illiten und Fe-reichen Chloriten bestehen und als tuffitische Zwischenlagen interpretiert werden (LENGAUER 1989). Die Übergänge von hellen zu violetten Flaserdolomiten sind fließend und durch feinstverteilten Hämatit bewirkt. Typisch sind auch schichtgebundene, disseminierte Cinnabarit und Pyrit Vererzungen. Gebirgsmechanisch bilden die Flaserdolomite kompetente Körper an denen vor allem die hangenden dunklen Dolomite abgeschert wurden. So sind auch die geringmächtigen Flaserdolomitschuppen in den grenznahen Bereichen der hangenden- (Barbarastollen) und liegenden Serien (Inschlagalm, Sohle 1) tektonischen Ursprungs.

3.) Die Dolomite der hangenden Serie (Eifel-Givet) sind dunkel pigmentierte eisenarme Karbonate mit erhöhten Anteilen an Quarz (bis 15%) und Muskovit (bis 10%) (LENGAUER 1989). Es lassen sich schwarze Dolomite von dunkelgrauen bis hellgrauen Varietäten unterscheiden. Bei starker tektonischer Beanspruchung sind Übergänge zu schwarzen Schiefern bzw. zu breccierten dunkelgrauen Dolomiten zu beobachten. Vor allem im Grenzbereich zu den hangenden Wildschönauer Schiefern sind die dunklen Karbonate extrem zerschert und alteriert. Die dunklen Dolomite sind Träger einer komplexen Pb-Cu-Ag-Ni/Co Paragenese, die in den Revieren Schwarzleo-Mitte und Ost abgebaut wurde.

6.1.2 Die Serizitschiefer-Abfolge

Die SFD werden im Liegenden und Hangenden tektonisch von Serizitschiefern begrenzt. Im Hangenden der Schwarzleo-Revire ist ein Übergang zu den bereits besprochenen Laminieren Schiefern zu erkennen (Kap. 5 auf Seite 30). Unter dem Sammelbegriff Serizitschiefer versteht man hauptsächlich dunkelgraue Phyllite, die durch unterschiedliche Quarz- und Chlorit-Gehalte auch grau-grün gefärbt sein können. Durch feinstverteilten Pyrit besonders dunkel gefärbte,

graphitisch glänzende Varietäten werden als Schwarzphyllite bezeichnet (LENGAUER 1989). Aus den Revieren Schwarzleo-Mitte, Inschlagalm und Nöckelberg kennt man stark gebleichte Schiefer, die im Falle der Inschlagalm allerdings eher durch eine Zerschierung der Dolomite mit erhöhtem Fluiddurchsatz entstanden sind. Nach LENGAUER (1989) sind die gebleichten Schiefer an der Grenze SFD- Schiefer (Nöckelberg) als Pyrophyllitschiefer zu bezeichnen.

6.1.3 Violette Schiefer

Als Einschaltungen in den Serizitschiefern sind geringmächtige Subgrauwacken und auffallend violette Tonschiefer zu beobachten. Letztere sind von der Inschlagalm-Vogelhalte sowie aus dem Liegenden der Brandstattöztz am Nöckelberg beschrieben worden. Die Schiefer bestehen aus einer Serizit-Chlorit Matrix mit Quarzkomponenten. Erhöhte Paragonitgehalte werden als vulkanogene Beeinflussung gesehen (LENGAUER 1989, MAVRIDIS UND MOSTLER 1970). Die Violettfärbung ist auf fein dispersen Hämatit zurückzuführen. Auf der Sohle 1 der Inschlagalm sind die violetten Schiefer zusammen mit eindeutig postvariszischen roten Sandsteinen in die SFD eingeschuppt. Sie bilden eine Wechsellagerung mit hellen Flaserdolomiten im Hangenden des Magnesitkörpers. Mit zunehmender Verschieferung zeigten die Gesteine große Ähnlichkeiten mit den violetten Flaserdolomiten. Im Hangenden des Revieres Schwarzleo-Mitte treten ebenfalls violette Tonschiefer auf, die als eingeschuppte Teile der Kalkalpenbasis (Permoskyth) interpretiert werden können.

6.2 Das Grubenrevier Schwarzleo

6.2.1 Schwarzleo- West

Der Danielstollen, höchstgelegener und ältester Einbau im Revier, ist direkt im SFD angeschlagen und durchörtert die liegende Serie (Mürbdolomite). Die weitverzweigten Stollen und Abbaue des tieferen Maria Heimsuchungs- Niveaus sind die Verbindung zur Unterfahrungsstrecke Barbarastollen. Letzterer wurde in den liegenden Schiefen angesetzt und durch den

gesamten südfallenden SFD-Körper bis in die hangenden Wildschönauer Schiefer vorgetrieben. Abgebaut wurden hier jedoch nur die Fahlerze der Müribdolomit- Abfolgen. Die Kupfer- Mineralisationen treten in Form von strukturell gebundenen mm-cm mächtigen Tennantit (+/-Chalkopyrit)- Gängen auf (Fahlerzmineralisation vom Typus Barbarastollen). Die wichtigsten vererzten Richtungen s_1 180/50 („Schwarze Klüfte“, Breccien?), s_2 135/40 („Johanneskluff“), k 050/60 und k 000/70 sind alpidisch angelegt (LENGAUER 1989). Die Vererzungen der Breccien stellten die wirtschaftlich wichtigsten Teile des Reviers, zumal sie auch relativ leicht abzubauen waren. Erhöhte Fluiddurchsätze in den aufgelockerten Bereichen führten wahrscheinlich zu einer bevorzugten Vererzung der Breccienkörper (LENGAUER 1989). Der größte Breccienhorizont läßt sich vom Niveau des Maria Heimsuchungsstollens (Fuchsbau) bis in den 30m unter den Barbarastollen reichenden Gipsschacht verfolgen. Hier sollen auch bis zu 1m mächtige Hohlraumfüllungen aus Fahlerz, Gips und Baryt („Typhone“) angestanden sein. Die Breccien sind auch aufgrund ihrer Sekundärmineralisationen von Bedeutung. Neben Azurit, Malachit oder Cuprit konnte hier auch das seltene Nickelkarbonat Reevesit nachgewiesen werden.

Die Stollen und Abbaue der liegenden Serie wurden in händischer Schrämarbeit vorgetrieben. Die hangenden Flaserdolomite und die dunklen Dolomite wurden erst später mit Hilfe der Sprengtechnik durchörtert. Die Flaserdolomite führen eine schichtgebundene Cinnabarit-(Hg)-Fahlerz-Pyrit Mineralisation. Chemisch lassen sich die schichtgebundenen, Sb-reichen Fahlerze von den As- reichen, strukturell gebundenen Fahlerzen unterscheiden. Letztere werden als alpidische Remobilisate des paläozoischen, schichtgebundenen Stoffbestandes interpretiert (LENGAUER 1989). Der Barbarastollen endet mit einem Verbruch in den dunklen Dolomiten nahe der Grenze zu den Wildschönauer Schiefen.

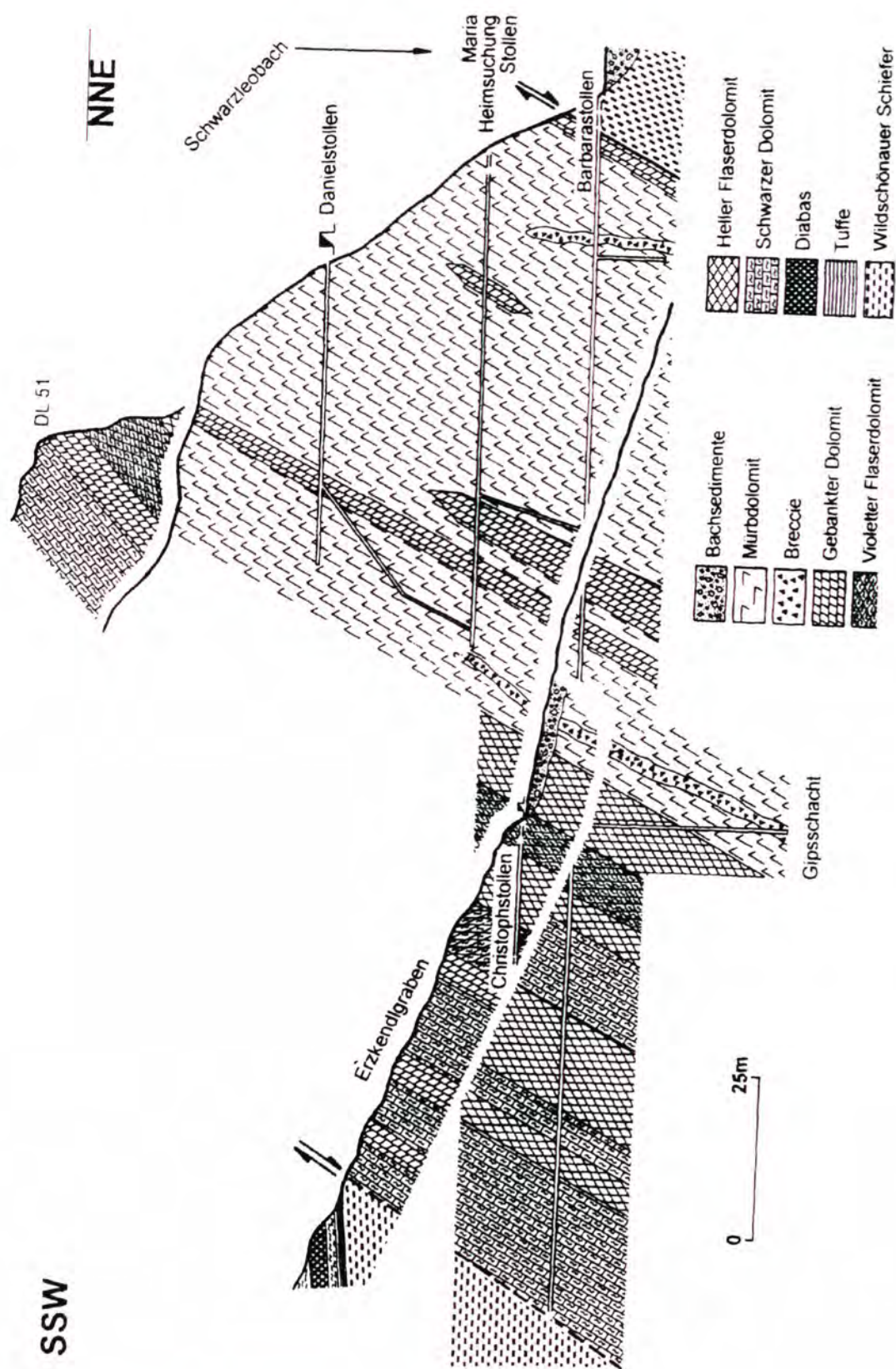


Abb. 6-1. Profil Schwarzleo Barbarstollen (AUS LENGAUER 1989)

6.2.2 Schwarzleo- Ost

Der Erasmus und Johannesstollen waren die größten und produktivsten Teile des Schwarzleo-Revieres. Leider ist über die Geologie wenig bekannt, da der Erasmusstollen verbrochen und der Johannesstollen zur Zeit nur auf ca. 270m befahrbar ist. Aufgrund der historischen Beschreibungen von POSEPNY (1880) und der modernen erzmineralogischen Untersuchungen an Museumsstücken (PAAR UND CHEN 1985) läßt sich derzeit folgendes Bild rekonstruieren. Im Revier Schwarzleo- Ost wurden vor allem die hangenden Partien der SFD in Fortsetzung des Grubenrevieres Schwarzleo- Mitte auf Ni/Co, Ag/Hg und Pb/Cu abgebaut. Beide Stollen sind in den bis zu 300m mächtigen liegenden Wildschönauer Schiefern angeschlagen. Im Johannesstollen läßt sich eine intensive Schuppentektonik zwischen den Serizitschiefern/ Schwarzphylliten und grauen Dolomiten beobachten, die die Standfestigkeit des Grubengebäudes herabsetzen. Nach POSEPNY (1880) sind im Erasmusstollen die Ni/Co- Vererzungen an etwa E-W streichende „Schwarze Schiefer“ („Schwarze Kluft“) gebunden, die im Liegenden der Pb-Cu Zone auftreten. Es werden auch talkige Schiefer erwähnt, die ähnlich denen des Nöckelberges sein sollen (Pyrophyllitschiefer). HADITSCH UND MOSTLER (1970) berichten von einem NE-SW streichenden Fahlerzgang, der in diesen gebleichten Schiefern aufgeschlossen war („Johanneskluft“). Es werden zwei Vererzungstypen beschrieben (POSEPNY 1880):

- 1.) „erdig-dunkle Co/Ni- Erze mit nicht deutlicher Form, die vom tauben, schwarzen Schiefergestein schwer zu unterscheiden sind und Erythrin- Ausblühungen zeigen“.
- 2.) „Typhonartige Erze von Fahlerz und Gips in eisenschüssigen Kalkfragmenten“. Aus moderner Sicht lassen sich an Hand von Reicherzproben aus dem Erasmusstollen zwei verschiedene Sulfiderzparagenesen feststellen (PAAR UND CHEN 1985):

Die „Typus 1 Erze“ bestehen aus den Hauptkomponenten Bornit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Galenit und Pyrit in einer Matrix aus Mg-Fe Karbonaten. Untergeordnet finden sich die Ni- Träger Polydymit und Millerit, ferner Renierit, Mawsonit, Colusit, Covellin, Nukundamit und Luzonit/Stibiolumit. Diese Paragenese zeigt erzmikroskopisch graphische Verwachsungen der einzelnen Komponenten.

Die jüngeren, komplexen Cu-Pb-Ag-Hg Phasen der „Typus 2 Erze“ scheinen durch eine partielle Remobilisation der Primärparagenese (Typus 1) bei niedrigeren Temperaturen entstanden zu sein und werden so einem spätalpidischen Ereignis zugeordnet. Dabei bildeten sich seltene

Minerale wie Balkanit, Betekhtinit, Stromeyerit, Amalgam und Furutobeit. Graphische Verwachsungen von Stromeyerit bzw. Chalkosin mit sekundärem Galenit sind typische Erztexturen. Weitere Phasen dieser Paragenese sind Cinnabarit, Bornit und Tennantit. Für die Kristallisation der Typus 2 Erze werden Temperaturen $<150^{\circ}\text{C}$, z.T. auch $<67^{\circ}\text{C}$ (Stromeyerit-Chalkosin) angenommen (PAAR UND CHEN 1985).

6.2.3 Schwarzleo- Mitte

Das Grubenrevier Mitte stellt auch in geologischer und mineralogischer Hinsicht die Verbindung zwischen den Revieren Schwarzleo Ost- und West her und wurde im Rahmen dieser Arbeit lagerstättenkundlich untersucht (siehe ab Kap.8).

6.3 Das Grubenrevier Nöckelberg

Am Nöckelberg wurden hauptsächlich zwei maximal 20m mächtige, flach nordfallende SFD-Schuppen beschürft, die in den Wildschönauer Schiefern liegen. Die liegende Schuppe wurde durch die Baue der Brandstattöztz aufgeschlossen, die restlichen Stollen durchörterten die hangende Schuppe (Kap. 3 auf Seite 24). Im Liegenden der Brandstattöztz stehen violette Tonschiefer an. Die SFD- Abfolge weist Ähnlichkeiten mit den hangenden Serien des Revieres Schwarzleo auf, Mürbdolomite und Breccien treten nur untergeordnet auf. Es überwiegen gebankte, graue bis schwarze Dolomite. Die Schuppen sind im Randbereich stark zerschert und von Schwarzphylliten durchzogen. Die Ursache für diese gestörte Schichtfolge ist auf die intensiven Schuppentektonik zurückzuführen. Die reichste Vererzung soll analog zur Situation in Schwarzleo- Mitte in den hangendsten Bereichen der Dolomite nahe dem tektonischen Kontakt zu den Schiefern anstehen (HADITSCH UND MOSTLER 1970). NE-SW streichende Störungen im Bereich des Mittellauf- Stollens sollen ebenfalls Ni/Co Reicherze geführt haben. Darüber hinaus wurde auch hier eine nickelreiche „Schwarze Kluft“ abgebaut (REDLICH 1917). Die Lage der Abbaue im Grubenplan lassen im Revier Nöckelberg ähnlich orientierte vererzte Strukturen wie im Revier Schwarzleo erkennen. Nach LENGAUER 1989 können drei Erzparagenesen unterschieden werden:

- 1.) Die Gersdorffit-Paragenese ist an die schwarzen Dolomite der hangenden Serie gebunden. Die Vererzung ist fein disseminiert und oft nur an den Erythrin-Ausblühungen zu erkennen. Assoziiert sind Bravoit, Pyrit, Siegenit, Fahlerz und Galenit.
- 2.) Die Bornit-Paragenese mit den Haupterzen Pyrit, Chalkopyrit und Bornit entspricht den Typus 1 Erzen (PAAR UND CHEN 1985) aus dem Revier Schwarzleo Ost (LENGAUER 1989). Die Vererzung tritt butzenförmig in massigem Dolomit oder als Intergranularfüllung in breccierten Karbonaten auf. Von Bedeutung sind auch Spuren von Mawsonit, Renierit und Colusit.
- 3.) Die nahezu monomineralischen Fahlerzklüfte in den Mürbdolomiten sind dem Typus Barbarastollen zuzuordnen. Als Besonderheit gelten graphische Verwachsungen von Galenit mit Fahlerz und Millerit Entmischungen aus Ni/Co Thiospinellen (LENGAUER 1989). Auch am Nöckelberg stellen die diskordanten Fahlerzklüfte die jüngste Vererzungsphase dar. Die N-S streichenden jungalpidischen Kluftscharen sind taub.

6.4 Das Grubenrevier Vogelhalte- Inschlagalm

Der SFD Körper dieses Revieres bildet die nordwestliche Fortsetzung der Schwarzleoreviere. Die Magnesitvererzung der Inschlagalm liegt im zentralen Teil der südfallenden Dolomitschuppe. Das Revier Vogelhalte liegt am Ostrand des Magnesitkörpers.

6.4.1 Die Vogelhalte

Der verbrochene Johannesstollen und der darüberliegende Thomasstollen sind in die liegenden Serien der SFD vorgetrieben. Abgebaut wurden die Fahlerzklüfte vom Typus Barbarastollen und Hg-Ag Erze. Es können meist südfallende vererzte Strukturen und Mineralisationen in Breccien unterschieden werden. Das Nebengestein ist ein grauer, durchäderter, stark limonitisierter Dolomit mit grobspätigen Magnesitkomponenten. Die Fahlerzgänge werden von SE fallenden Störungen abgeschnitten. Die Cinnabaritführung der Dolomite dürfte aus den anstehenden Flaserdolomiten mobilisiert sein. Interessant ist das Auftreten von nadelförmigem Cinnabarit und Metacinnabaritkrusten. Zusätzlich konnte auch eine kupferreiche Bornitzone und eine Ni/Co- Mineralisation in den hangenden SFD entdeckt werden (LENGAUER 1989).

Auf den vernäbten Halden im Thomasstollen lassen sich rezente Bildungen von Devillin, Langit, Brochantit und Malachit beobachten.

6.4.2 Der Magnesitbergbau Inschlagalm

Der Magnesitkörper wurde in zwei Tagebauen (Ost und West) und im Tiefbau auf insgesamt sieben Sohlen abgebaut. Auf der tiefsten Sohle 1 ist die Grenze zu den hangenden Flaserdolomiten aufgeschlossen. Hier kommt es zu einer Verschuppung der grauen Dolomite/Magnesite mit den Flaserdolomiten. Innerhalb einer Scherzone folgen geringmächtige Einschaltungen von roten Sandsteinen der postvariszischen Transgressionserie. In den stark alterierten Dolomiten im Liegenden der südfallenden Scherzonen treten regelmäßig Strontianit, Ca-Strontianit, Celestin und Baryt- Mineralisationen auf. Die Mylonite sind s-konkordant eingeschaltet und bestehen aus hellgrauen und schwarzen Schieferlagen und gelegentlichen Breccienkörpern. Cinnabarit und gediegen Hg sind mit hellen, schiefrigen, markasitführenden Zwischenlagen assoziiert. Fahlerze bilden butzenförmige Aggregate und unregelmäßige Gängchen.

Die Sohle 1 diente als Förderstollen des Magnesits, der auf den höhergelegenen Sohlen im Blockbruchbau gewonnen wurde. Das Magnesiterz ist ein grobspätiges, weiß-graues bis weiß-schwarzes Gestein mit einer charakteristischen weißen Durchäderung. Auf der 5. Sohle läßt sich eine Saigerstellung der W-E streichenden Kataklasite beobachten. Auch hier sind die Sr- Mineralisationen unmittelbar an die Störungen gebunden. Obwohl das Magnesitvorkommen an die liegenden Serien der SFD gebunden zu sein scheint, konnten hier keine typischen Mürbdolomite gefunden werden. Lediglich die limonitischen Breccienkörper erinnern an diesen Karbonattypus. Die hangenden dunklen Dolomitserien sind nicht aufgeschlossen. Sie dürften tektonisch abgeschert und/oder der Erosion zum Opfer gefallen sein.

7 Das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte

7.1 Arbeitsmethoden

Montangeologische Kartierung:

Die geologische Aufnahme des Neuschurf- und Christophstollens erfolgte mittels Ulmaufnahmen im Maßstab 1:100. Die stark vererzten und tektonisierten Bereiche des Neuschurfstollens wurden im Maßstab 1:50 dargestellt. Für die Projektion der Geologie auf Millimeterpapier wurde das Modell der aufgeklappten, von unten betrachteten Ulmen verwendet. Zur Vermessung diente ein eingemessenes Maßband parallel zur Stollenachse. Die Meßpunkte wurden mittels Strahl der Grubenlampe orthogonal auf das Maßband projiziert. Die Übertragung auf den Grubenplan (FEITZINGER UND LEBLHUBER 1993) im Maßstab 1:200 erfolgte durch Projektion sämtlicher Gefügedaten auf ein Referenzniveau von einem Meter. Die geometrische Beziehung lautet:

$$x = \cot \alpha \cdot \Delta h$$

x.....Verschiebung des Fallwerts in Horizontaldistanz

ΔhVertikalabweichung der Kompaßpeilung vom Referenzniveau von 1m

α Einfallswinkel

Die allgemein übliche Lage der Schnittfläche auf Brusthöhe (1.5m) war aufgrund der niedrigen Stollenhöhe (oft um 1.5m und darunter) nicht zweckmäßig. Niveauunterschiede im Sohlbereich konnten meist durch Messungen oder Schätzungen ausgeglichen werden. An einigen Stellen (Neuschurf-Kaverne, hintere Christoph-Kaverne) führten diese Unregelmäßigkeiten aber zu Schnitteffekten im Grundriss, sodaß dort die Abweichungen vom Referenznivau (in Metern) in

die Karte eingezeichnet werden mußten. Die geologische Karte wurde anschließend im Programm AutoCad digitalisiert und weiterverarbeitet.

Die Programme Gefüge 5 und Stereonett dienten der Verarbeitung der Gefügedaten.. Als Darstellungsform wurde ein Isolinien-Plot mit Projektion in die untere Halbkugel gewählt. Die Lage der k- Flächen wurde in Form einer Kluftrose gezeichnet. Die Hauptspannungsrichtungen konnten aus den Daten von Harnischflächen mit Hilfe einer Paläostress-Analyse ermittelt werden.

Mikroskopie

Zur mineralogischen Charakterisierung der Vererzungen wurden 53 Anschliffe auflichtmikroskopisch untersucht. Dazu diente ein Leitz Laborlux 12 Pol mit Leitz Orthomat Fotoaufsatz. Mikroskopiert und fotografiert wurde ausschließlich in Ölimmersion. An der unbekannten Phase der Probe bo1 (Kap. 12.3 auf Seite 82) wurden auch Reflexionsmessungen am Leitz- Forschungsmikroskop durchgeführt (WTiC- Standard). Die Beschreibung der Nebengesteine sowie die Bestimmung der Gangarten und der Sekundärminerale erfolgte an weiteren 70 ausgewählten und katalogisierten Proben. Bei den meisten Mineralisationen handelt es sich um Mikromounts, die mit dem Stereomikroskop oder dem Rasterelektronenmikroskop untersucht wurden.

Elektronenmikrosonde

Die chemischen Analysen wurden mit einer JEOL JXA-8600 Elektronenmikrosonde mit LINK-eXL Steuerungssystem durchgeführt. Die Messungen erfolgten mit 25kV Beschleunigungsspannung, 30nA Probenstrom, und einer Zählzeit von 20s und 7s für peaks und background. Für die unter dem Elektronenstrahl instabilen Ag-Hg Verbindungen sowie für die Gortdrumitanalysen wurde ein Probenstrom von 10nA gewählt. Auf die verwendeten Standards wird bei der detaillierten Besprechung der einzelnen Mineralphasen eingegangen. Die Rohdaten wurden mit einer ZAF-4 Statistik korrigiert. Insgesamt wurden über 200 Analysen an 18 verschiedenen Mineralphasen erstellt.

Rasterelektronenmikroskopie (REM-EDX)

Mit dem Leica Stereoscan 430 REM-EDX wurden Bilder und qualitative Analysen von Sekundärmineral-Paragenesen gewonnen. Das Leica Stereoscan 430 ist ein softwaregesteuertes (Leica Leo), digitales Rasterelektronenmikroskop mit SE-Detektor für Oberflächenanalysen und X-Ray Detektor (Fa. Röntec) für energiedispersive Röntgenanalysen. Für die REM Aufnahmen mußten die Proben mit einer 10nm dünnen Goldschicht beschichtet werden; für die EDX Analysen wurde mit Kohlenstoff bedampft.

Röntgendiffraktometrie

Das Probenmaterial wurde fein gemahlen und mit Aceton auf Glasplättchen bzw. Si-Einkristallträger aufgetragen. Die Röntgenuntersuchung erfolgte mit dem vollautomatischen Pulverdiffraktometer Siemens D500 ($\lambda \text{ CuK}_{\alpha 1} = 1.54060 \text{ \AA}$, $\lambda \text{ CuK}_{\alpha 2} = 1.5444 \text{ \AA}$; 40 KV, 30 mA). Das Gerät ist mit einer halbautomatischen Divergenzblende (1°), automatischem Probenwechsler, Graphit- Sekundärmonochromator und Szintillationszähler ausgestattet. Die Software DIFFRAC AT V3 (Siemens, Socabim) ist für die Steuerung des Diffraktometers und die Verarbeitung der Röntgenbeugungsdiagramme zuständig. Die Auswertung der Diagramme erfolgte mit dem EVA- Programm von Siemens.

Gesamtchemische Analysen

Für die Abschätzung der Metallgehalte wurden durchschnittliche bis gute Vererzungen aus den verschiedenen mineralogischen Zonen (Hg-, PbI-, Cu>Pb und PbII- Zone) sowie "Schwarze Schiefer", die hangenden Wildschönauer Schiefer und die violetten Schiefer bemustert. Die Proben wurden von der kanadischen Firma ITS Intertek Testing Service- Bondar Clegg mit unterschiedlichen Analyseverfahren auf 42 Elemente untersucht:

Gold + 33 Elemente: INAA (Neutronenaktivierung)

Germanium, Gallium: ICP (Atomemissionsspektroskopie, Säureaufschluß)

Quecksilber: AAS /CV (Atomabsorptionsspektroskopie/cold vapor, Königswasseraufschluß)

Thallium: AAS (HBr- Organischer Aufschluß)

Kupfer, Blei, Wismut und Vanadium: AAS (Säureaufschluß).

Schwefelisotope

Eine detaillierte Untersuchung der Schwefelisotopen war im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen. Die an einigen Proben interesshalber durchgeführten Untersuchungen werden bereits publizierten Daten gegenübergestellt. (WEBER ET AL. 1997). Zur Vorbereitung für die Sulfidschwefelisotopie wurden die Erzproben zerkleinert und die reinen Erzphasen unter dem Binokular ausgepickt. Aus einer historischen Erasmusprobe entstanden so Erzkonzentrate von Galenit, Bornit und Chalkopyrit. Die Probe aus dem Neuschurfstollen stammt von einer makroskopisch ähnlichen Vererzung aus der Neuschurf-Kaverne (Pb II-Zone, Probe ga II). Hier wurden Galenit und Chalkopyrit separiert. Das Fahlerz stammt aus der Cu>Pb- Zone. Die Messungen erfolgten massenspektrometrisch an gasförmigen SO₂ (Prof. Dr. N. Bortnikov, Moskau). Die Messdaten wurden anschließend auf kosmischen Schwefel in Form des CDT (Canon Diablo Troilite)- Standards normiert. Die $\delta^{34}\text{S}$ Werte werden nach folgender Formel angegeben:

$$\delta^{34}\text{S} = (R_{\text{Probe}} / R_{\text{Standard}} - 1) \times 1000 [‰]$$

$$R = {}^{34}\text{S} / {}^{32}\text{S}$$

8 Geologie von Schwarzleo- Mitte

8.1 Die Stollensysteme von Schwarzleo- Mitte

Der Niveauunterschied zwischen dem Neuschurfstollen (1070 NN) und dem darunterliegenden Christophstollen beträgt maximal 10 Meter. Beide Mundlöcher liegen auf der orografisch linken Seite des Erzkendlgrabens. Die generellen Vortriebsrichtungen sind SW und anschließend N-S bzw. E-W. Die Alten folgten somit den großen Störungssystemen, die einen leichten Vortrieb ermöglichten. Der Querschnitt der handgeschränten Strecken beträgt etwa 1.5 m^2 . Die Lage der Stollen zueinander wird aus Abb. 8-1 ersichtlich. Der Abstieg auf das Christoph-Niveau erfolgt durch einen Schacht am südlichen Ende der Neuschurf- Kaverne. Weitere Verbindungen der beider Stollen zueinander konnten nicht gefunden werden. Aus den Grubenplänen lassen sich auch die starken Vernässungen in den östlichen Teilen des Christophstollens ("Erythrin- Kaverne") erklären. Diese Bereiche liegen direkt unter dem Erzkendlbach. Auffallend ist auch die Symmetrie der beiden großen Abbaukavernen an der Grenze zu den hangenden Schieferen (siehe geol. Karten). Mit dem Wasserstollen, der nur Schieferserien durchörtert, versuchte man vergeblich eine weitere vererzte Dolomitschuppe zu finden. Als Folge dieses Mißerfolgs wurde der Vortrieb auf Neuschurfniveau („Hintere Kaverne“) sofort nach Erreichen der hangenden Schiefer eingestellt.

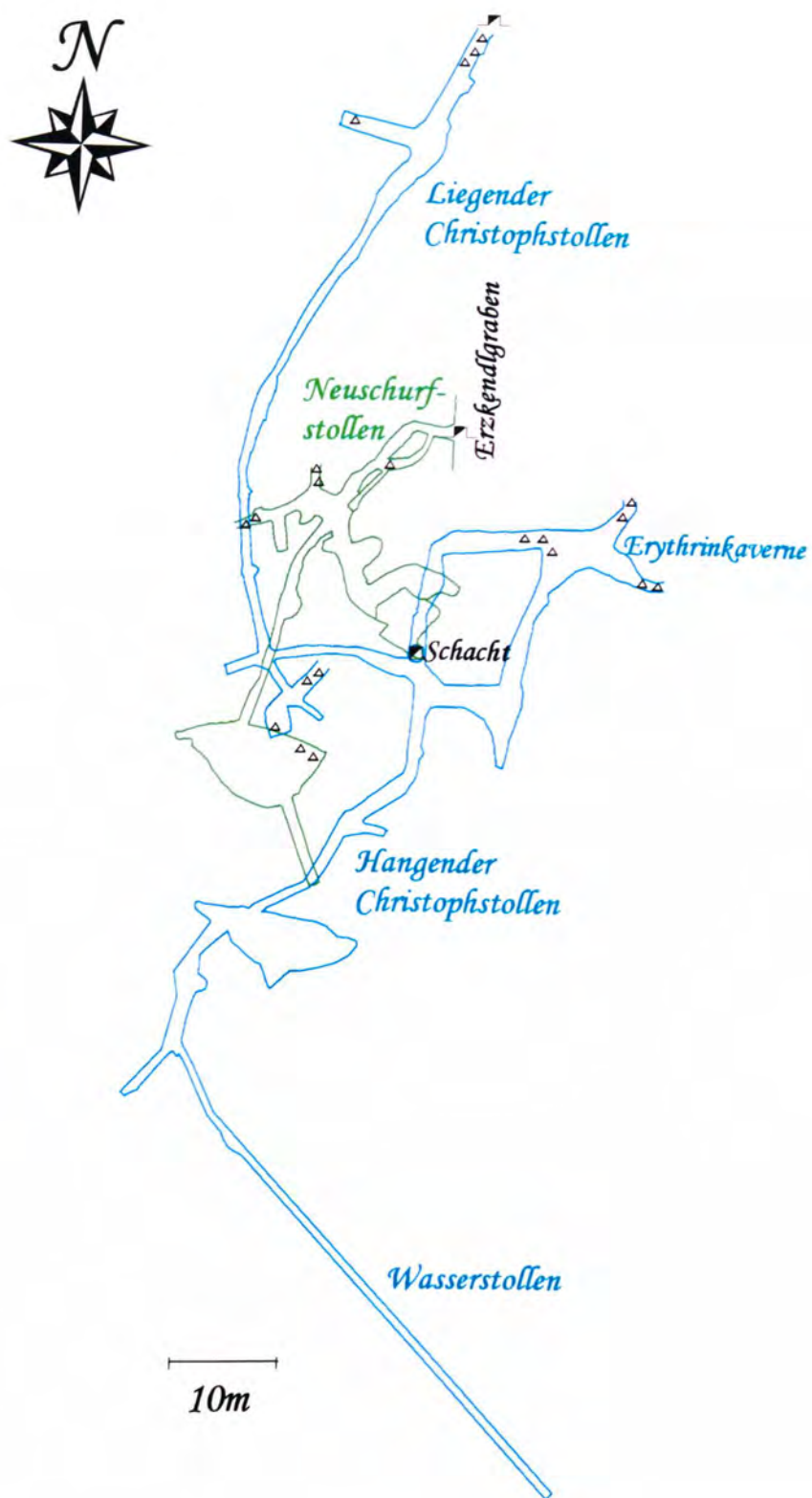


Abb. 8-1. Die Stollensysteme von Schwarzleo- Mitte

8.2 Schichtfolge

8.2.1 Liegende Serie

Die unterdevonische Dolomitabfolge steht in den nördlichen Teilen des Christophstollens (Liegendstollen) an. Die Schichtfolge ist ca. 50m mächtig und steil südfallend (durchschnittlich $s_1 170/60$). Die Gesteine können unter dem Sammelbegriff Mürbdolomite zusammengefaßt werden. Der Hauptteil der Serie besteht aus Mürbdolomit 1.

8.2.1.1 Mürbdolomit 1

Er läßt sich makroskopisch als weißer bis grauer Dolomit beschreiben. Charakteristisch ist die gelbbraune Verwitterungsfarbe, die auf eine Limonitföhrung hinweist. Der Mürbdolomit 1 ist stark fragmentiert, die Matrix zwischen den Dolomitkomponenten besteht aus Magnesit. Die weißen Karbonatanteile sind schwarz pigmentiert und erinnern an die Zebratexturen in Schwarzleo West (LENGAUER 1989). Den cm-mächtigen Bänken sind tonige Schieferlagen eingeschaltet. In der Nähe von Störungszonen sind die glimmerbelegten Flächen in Störungsrichtung (s_2) eingeregelt. Die Fallrichtung der Transversalschieferung ist mittelsteil nach Südosten (durchschnittlich $s_2 135/40$). In geotechnischer Hinsicht überraschen die zerrütteten Mürbdolomite durch sehr hohe Standfestigkeit. Dies ist vor allem auf die schonende Vortriebs-technik mittels Schlägel und Eisen zurückzuführen.

8.2.1.2 Mürbdolomit 2

Diese Varietät unterscheidet sich vom Typus 1 durch eine ausgeprägtere und mächtigere Bankung (dm-Bereich). Die Bankungsfugen föhren weiße bis violette Beläge. Die Mürbdolomite 2 sind tektonisch weniger beansprucht und wirken massiger. Ihr Auftreten beschränkt sich auf wenige, geringmächtige Schuppen (max. 3m) . Sie ähneln den gebankten Dolomiten aus dem Barbarastollen (Kap. 6.1.1 auf Seite 35), verwittern jedoch braun und sind weniger hart. Die braune Verwitterungsfarbe ermöglicht auch eine gute Abgrenzung gegenüber den Mürbdolomiten 1.

8.2.1.3 Breccien

Die Breccienkörper treten in beiden Mürbdolomiten auf und sind annähernd schichtkonkordant eingelagert. Die Dolomitkomponenten schwimmen in einer stark limonitisierten, braunen Matrix. In den Hohlräumen kristallisieren hauptsächlich büschelförmige Aragonite, untergeordnet auch Azurit und Malachit. Typische Begleiter der Mineralisationen sind schwarze erdige Mangankrusten (Birnessit nach LENGAUER 1989). Eine klassische Breccie mit Fahlerz konnte hier nicht gefunden werden. Aussagen über ihre Entstehungsgeschichte (Kap. 6.1.1 auf Seite 35) können aufgrund der Seltenheit und der geringen Mächtigkeiten der Breccien (max. 5m) nicht getroffen werden.

8.2.2 Helle Flaserdolomite

Der Kontakt zwischen den Mürbdolomiten und den hangenden Flaserdolomiten ist nur an zwei Stellen im Christophstollen (Liegendstollen) aufgeschlossen, und ist jeweils tektonischer Natur. Die beigen bis hellviolett gefärbten Flaserdolomite sind geringmächtig und bilden auf beiden Sohlen einen markanten und kompetenten Leithorizont. Die Färbung der Gesteine ist unterschiedlich und reicht von gelblich-weiß über beige bis hellviolett. Eine Unterscheidung zwischen hellen und violetten Flaserdolomiten (LENGAUER 1989) wurde aufgrund der fließenden Farbübergänge unterlassen. Die Dolomite sind stets quarz- und muskovitführend und im mm-cm Bereich laminiert. Die Schichtflächen sind mit grünlichen Phyllosilikaten belegt. In allen Flaserdolomiten des Revieres konnte eine disseminierte Cinnabarit- und Pyrit Vererzung festgestellt werden, wobei die Neuschurf-Anteile besonders reich vererzt sind. Obertage treten die ockerfarbenen verwitternden Flaserdolomite zwischen den beiden Mundlöchern im Erzkendlgraben in Erscheinung. Die Grenzen zur hangenden Serie der dunklen Dolomite sind stets tektonisch überprägt. Die Fallrichtungen der Flaserdolomithorizonte varriieren in Abhängigkeit der assoziierten Abschiebungen im Hangenden und Liegenden. Das ursprüngliche Südfallen ist nur noch an wenigen Stellen zu beobachten (Kriechstrecke im Christophstollen Richtung Erythrin-Kaverne). Häufig beobachtete Streichrichtungen sind NE-SW bis N-S.

8.2.3 Hangende Serie

Die dunklen Dolomite der Südfazies beinhalten die wichtigsten Mineralisationen im Revier. Die Gesamtmächtigkeiten variieren stark. Die größten Mächtigkeiten erreichen im Nordostteil der Grube 25m, wobei die Reicherze nur in einem 15m mächtigen Bereich anstehen. Die hangende Serie keilt im südwestlichen Christophstollen (Hangendstollen) aus. Es können drei verschiedene Lithologien unterschieden werden:

8.2.3.1 Graue Dolomite

Sie bilden mengenmäßig den größten Anteil an der hangenden Serie und bestehen aus hell- bis dunkelgrauen gebankten Dolomiten mit unterschiedlichen Quarz- und Glimmergehalten. Es treten homogene, massige Dolomite neben breccierten (fleckigen) und „durchäderten“ Formen auf. Die Breccien bestehen aus hellgrauen Komponenten in dunklerer Matrix. Homogene Lagen können von stark geschieferten schwarzen Lagen durchzogen sein. Die Übergänge zwischen den Ausbildungen sind teilweise fließend oder durch die schlechten Aufschlußverhältnisse schwer auffindbar. Die starke Klüftung in den Dolomiten der hangenden Serie führte zu ausgeprägten Vernässungszonen und in weiterer Folge zur Bildung von Sinterkrusten und Verschmutzungen auf Firste und Ulmen. Aus diesem Grund wurde auf eine detailliertere Dokumentation dieser Varietäten verzichtet. Die Gesteine verwittern ockerbraun und sind in der Nähe von Störungszonen intensiv geschiefert und alteriert (=limonitisiert). Die grauen Dolomite sind die Hauptträger der polymetallischen Reicherze. Neben den monomineralischen Fahlerzgängen sind u.a. Bornit-Chalkopyrit-Erze und nesterförmige Galenitmineralisationen aufgeschlossen.

8.2.3.2 Schwarze Dolomite

Die schwarzen Dolomite finden sich als konkordante Einschaltungen in den grauen Dolomitabfolgen. Mächtigere Abfolgen sind meist an ein begrenzendes Kluft oder Störungssystem gebunden. Kleinräumige linsenförmige Einschaltungen und Wechsellagerungen zwischen schwarzen und grauen Dolomiten wurden als graue Dolomite ausgeschieden. Die schwarzen Karbonatkörper sind oft von einer Breccierung und einer intensiven weißen und braunen Durchäderng erfaßt. Die Breccienkomponenten sind graue Dolomite. Es treten auch Wechsellagerungen von grauen Dolomiten und „graphitisch“ glänzenden schwarzen Schieferlagen auf, die

Übergänge zu grauen Dolomiten bzw. schwarzen Schiefern bilden. Lagenförmige oder disseminierte syngenetische Pyritvererzungen sind weit verbreitet.

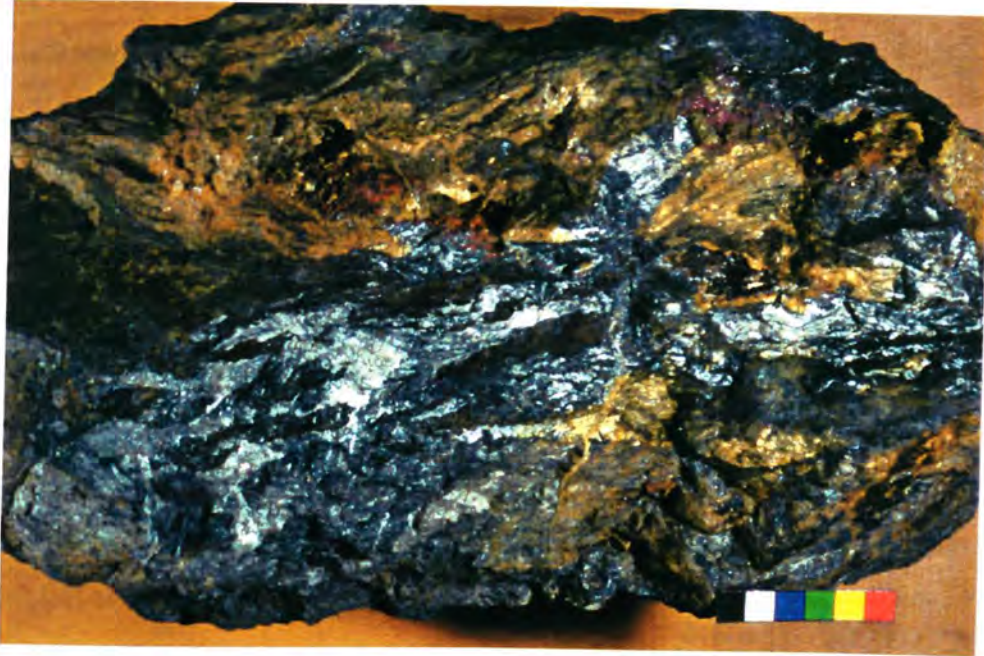


Abb. 8-2. Schwarzer Dolomit mit Cinnabarit, Hg Zone.

8.2.3.3 "Schwarze Schiefer"

Die Kataklastite sind an E-W streichende Störungssysteme gebunden und treten bevorzugt im Hangenden der hellen Flaserdolomite auf. Im Handstück lassen sich manchmal eingeregeltte schwarze und graue Dolomitfragmente zwischen schwarzen Schieferlagen erkennen. Im Gesteinsverband erweisen sie sich als stark deformierte und alterierte Teile der dunklen Dolomite, wobei die wenig kompetenten und phyllosilikatreicheren, schwarzen Schichtglieder am stärksten zerschert wurden. Besonders deutlich wird dies bei der Verschieferung der durchäderten schwarzen Dolomite. Die weißen und braunen Karbonatgängchen wurden in die Schieferungsflächen eingeregelt. Das Resultat sind erdige schwarz-braune Schiefer. Die Gipsführung der Störungen ist auf die Verwitterung der sulfidischen Phasen (hauptsächlich Markasit/Pyrit) aus den dunklen Dolomiten zurückzuführen. In den schwarzen Schiefern des Neuschurfstollens und der Erythrin- Kaverne konnte eine disseminierte Galenit-Pyrit-Chalkopyrit-(Fahlerz) Vererzung nachgewiesen werden. Eine gesamtchemische Analyse aus dem Bereich der Erythrin-

Kaverne erbrachte u.a 1.6% Cu, 0.3% Pb und 73ppm Ag. Die schwarzen Schiefer waren zweifellos ein Hauptabbauprodukt im Christophstollen.

8.2.4 Hangende Schieferserien

Die hangende Begrenzung der SFD-Abfolge bildet eine breite, steil nach SSE einfallende Scherzone. Im Bereich dieser Abschiebungen können geringmächtige Wechsellagerungen zwischen dunklen Dolomiten und Wildschönauer Schiefern auftreten. Die Störungsflächen sind rezent aktiv und führen unverfestigtes, helles Lettenmaterial. Die Wildschönauer Schiefer im unmittelbar Hangenden der Scherflächen sind stark gebleicht und fühlen sich "speckig" an (Pyrophyllitschiefer). Die nicht alterierten Schiefer sind hell bis dunkelgrau, im mm-cm Bereich geschiefert und haben graphitische Beläge auf den Schieferungsflächen. Die Schichten fallen mittelsteil nach Süden. Mit Ausnahme von verwitterten Pyriten konnte keine Vererzung festgestellt werden. Im Neuschurfstollen endet die Schichtfolge in den grauen Schiefern. Im Wasserstollen der Christophgrube folgt über den Wildschönauer Schiefern noch eine Abfolge violetter Schiefer. Die seidig glänzenden Tonschiefer sind im Gegensatz zu den Wildschönauer Schiefern tektonisch weniger beansprucht und erinnern an die Pelite des Permoskyths (Werfen Schiefer). Die gleichen Gesteine stehen auch auf der Nordseite des Schwarzleotales im Bereich der Adam- und der Hund- Alm an, wurden jedoch von MAVRIDIS UND MOSTLER (1973) als Metatuffe interpretiert (Kap. 6.1.3 auf Seite 38). Die Untersuchungen von LENGAUER (1989) bestätigen diese Auffassung. Die Mächtigkeiten dieser Schiefer widersprechen aber dem Bild tuffitischer Lagen. Ihr Aussehen und ihre tektonischen Position sprechen für eine eingeschuppte Abfolge von Werfener Schiefern.

8.3 Tektonik

In der gesamten SFD- Abfolge des Revieres dominieren annähernd südfallende Schichtflächen. (s. Abb. 8-3 auf Seite 57). Die Fallwerte variieren stark um einen Mittelwert von 54°. Das gesamte Schichtpaket wurde durch ein spitzwinkeliges Scherkluftsystem zerlegt.

Die Hauptstreichrichtungen sind E-W, NE-SW und ~N-S und somit den alpidischen Ereignissen zuzuordnen (Kap. 5.1 auf Seite 33).

Folgende Gefügemaxima können ermittelt werden:

s_1 - f_1 (168/54)

s_2 - f_2 (134/44)

k_1 (090/35)

k_2 (015/70)

Die erste Hauptstörungsrichtung (f_1) streicht parallel zu s_1 (s. Abb. 8-3 auf Seite 57). Die markantesten Scherzonen dieses Typs treten im Hangenden der hellen Flaserdolomite auf, und sind mit den schwarzen Schiefern assoziiert. Die von den Alten als „Schwarze Klüfte“ bezeichneten Strukturen waren Haupterzträger im Revier Schwarzleo (POSEPNY 1880). Der hangende Block mit den dunklen Dolomiten ist an diesen Flächen relativ zu den Flaserdolomiten abgeschoben. Die Versetzungsbeträge sind unbekannt, liegen aber wahrscheinlich im Meterbereich (maximal 10m).

Ein weiteres markantes Scherkluftsystem (f_2) streicht NE-SW und fällt steil nach SE. Parallel dazu läßt sich in den Gesteinen der liegenden Serie eine Transversalschieferung (s. Abb. 8-3 auf Seite 57) erkennen, die an den steilstehenden Abschiebungen geschleppt wurde. Im Neuschurf können an steilstehenden Kluftflächen auch NE-SW gerichtete Horizontalbewegungen beobachtet werden. Die f_2 - Gefüge treten in der Grube ebenfalls als trennende Strukturen zwischen der liegenden und hangenden Serie auf. Durch die unregelmäßige Geometrie der Störungsflächen entsteht im Bereich des Christophstollens ein kompliziertes geologisches Bild (Kap. 11 auf Seite 67). Im Neuschurfstollen lassen sich im Bereich der f_2 - Störungen Alteration und Mobilisation von primären Vererzungen feststellen (Hg- Zone). Die räumliche Lage dieser Gefüge entspricht der Streichrichtung der reich vererzten „Johanneskluft“ in der östlich gelegenen Erasmusgrube.

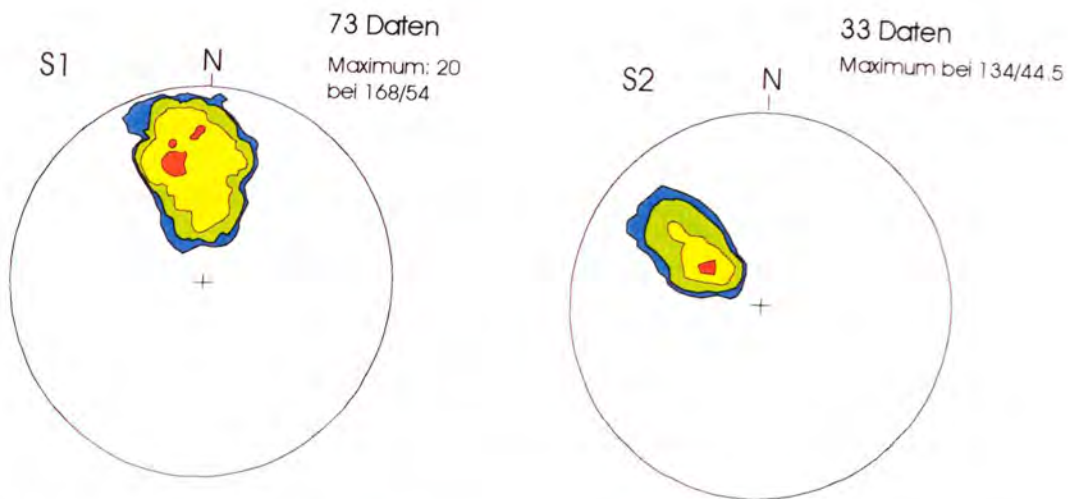


Abb. 8-3. Räumliche Orientierung der s_1 und s_2 -Flächen; Isolinienplot (Projektion in die untere Halbkugel)

Die dritte große Störungsrichtung (k_1) streicht exakt N-S (s. Abb. 8-4 auf Seite 57) und verläuft parallel zur westlichen Flanke des Erzkehlgrabens. Die Flächen fallen im Mittel 35° nach Osten. Im Gegensatz zu den ersten beiden Typen sind hier keine breiten Scherzonen ausgebildet. Die Flaserdolomite werden an diesen Flächen relativ zu den liegenden Mürbdolomiten nach Osten abgeschoben. Die Flaserdolomite wurden in Folge der Bewegungen ausgedünnt und in Linsen unterschiedlicher Streichrichtungen zerlegt.

In den hangenden Serien treten hauptsächlich steil nordfallende Kluftflächen (k_2) auf, die oft schwarze Dolomitlinsen begrenzen. Im Gegensatz zu den W-E streichenden Gefügen im Barabarastollen ($k_{000/70}$) führen sie aber keine primäre Vererzung (LENGAUER 1989).

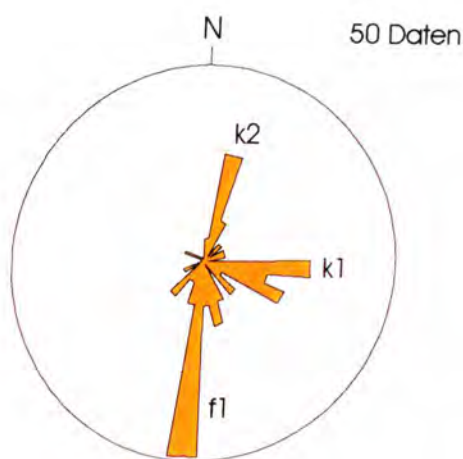


Abb. 8-4. Lage der Kluftflächen k_1 und k_2 ; f_1 Daten aus der hangenden Serie der SFD

Zur Frage der relativen Alterbeziehungen der verschiedenen Strukturen sollte aufgrund der Kleinräumigkeit des Untersuchungsgebietes vorerst in größeren Maßstäben gedacht werden. Aus eigenen Beobachtungen und den Ergebnissen Lengauers ergibt sich für den Raum Schwarzleo folgendes Bild (Kap. 5.1 auf Seite 33):

Die E-W streichenden Gefüge entsprechen den ältesten Störungen und waren als Auf- und Abschiebungen aktiv. Der SFD- Block wurde in weiterer Folge durch SE fallende, schräge Abschiebungen zerschert. Durch die jüngeren N-S streichenden Abschiebungen wurden die hangenden Serien nach Osten abgeschoben. Diese Abschiebungen können auch eine horizontale Verschiebungskomponente aufweisen. Die jüngsten tektonischen Ereignisse spiegeln sich in den nordfallenden Kluftsystemen wieder.

Die Beobachtungen aus dem Revier Mitte ergeben teilweise widersprüchliche Aussagen über das relative Alter der Störungen: Die Altersbeziehung zwischen den südfallenden (f_1) und südostfallenden (f_2) Hauptstrukturen ist unklar. Die f_1 - Störungen waren zu mehreren Zeiten und zuletzt gleichzeitig oder sogar länger als f_2 aktiv. Im Neuschurfstollen wird die NE-SW streichende Störung an beiden Enden von E-W streichenden Störungen durchsetzt (Kap. 9 auf Seite 60). Ähnliches konnte auch in der Christoph-Kriechstrecke entdeckt werden (Kap. 10 auf Seite 64). Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse haben diese Kartierungsergebnisse vorläufigen Charakter, wurden jedoch bei geologischen Zeichnungen berücksichtigt, obwohl sich dadurch ein kompliziertes Kartenbild ergibt. Bei den N-S Klüften können zwei Generationen unterschieden werden. Die mineralisierten Klüfte (Fahlerzgänge vom Typus Barbara) stellen die relativ ältesten Strukturen dar. Die tauben, ostvergenten Abschuppungen (k_1) der hangenden Serie sind genetisch nicht mit den südost gerichteten Abschiebungen (Typus „Johanneskluft“) zu vergleichen, scheinen aber räumlich miteinander verbunden. Die k_1 - Störungen sind auch für die Entstehung des Erzkendlgrabens verantwortlich. Die nordfallenden Klüfte (k_2) sind relativ am jüngsten und sind als konjugierte Störungen zu den Abschiebungen zu sehen.

Die Störungen im Neuschurfstollen wurden zusätzlich einer Paläostressanalyse unterzogen. Die Orientierung der Hauptspannungsrichtungen ist aus Abb. 8-5 ersichtlich. Die Extensionsbewegungen in Richtung σ_3 führten zu südost vergenten Abschuppungen. Die Gefügedaten der einzelnen Störungen sind in der geologischen Karte des Neuschurfstollens geplottet.

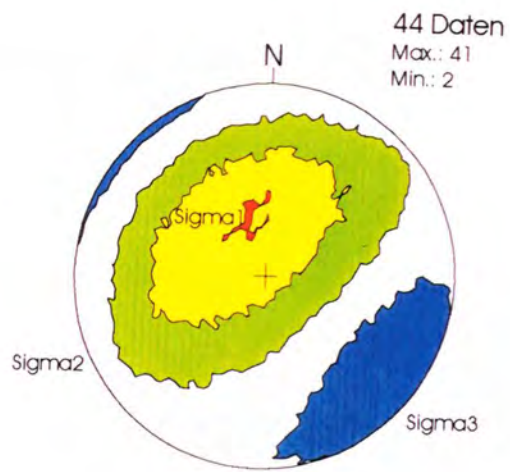


Abb. 8-5. Paläostressanalyse und Orientierung der Hauptspannungsrichtungen

9 Der Neuschurfstollen

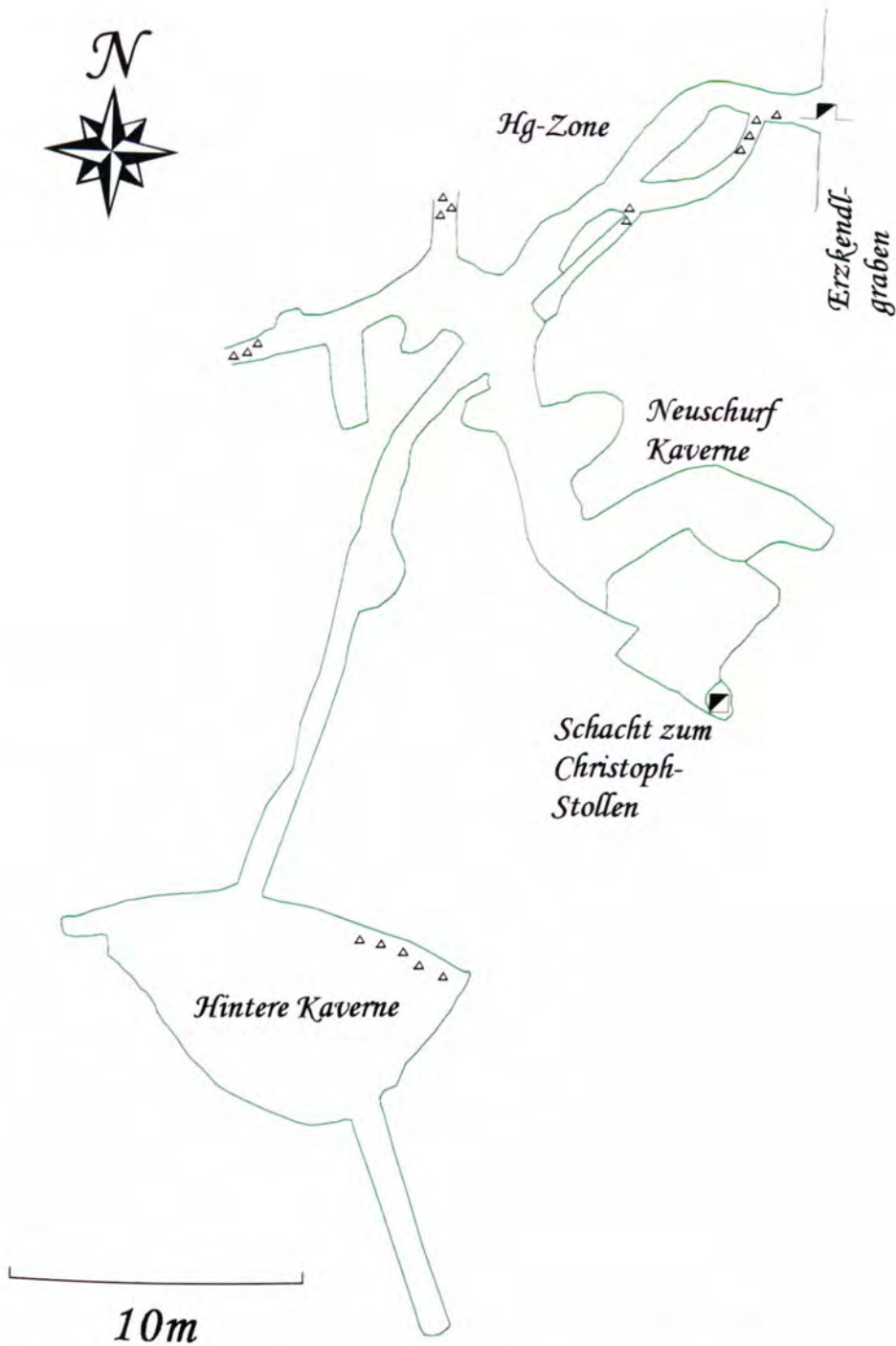


Abb. 9-1. Grubenplan des Neuschurfstollens (FEITZINGER UND LEBLHUBER 1993)

9.1 Geologie des Neuschurfstollens

Der Neuschurfstollen ist vom Erzkendlgraben über eine ca. 3m lange Kriechstrecke zu befahren. Anschließend ist der Stollen am Kontakt zwischen hellem Flaserdolomit und den dunklen Dolomiten (hangende Serie) nach SW vorgetrieben. Eine breite Scherzone (f_2 140/60) im Kämpfer- und Firstenbereich trennt die beigen und teilweise stark geschieferten Flaserdolomite am nordwestlichen Ulm von schwarzen und grauen Dolomiten auf der südöstlichen Seite (s. Abb. 9-2 auf Seite 63). Parallel zu diesem Ulm verläuft ein zweiter, tieferer Stollen in den dunklen Dolomiten. Er ist auf weiter Strecke verbrochen und liegt genau in der fallenden Fortsetzung der f_2 - Störung. Der ursprüngliche Niveauunterschied betrug ca. 2m. Der SE-Ulm wird von einer Schar subparalleler Störungen durchzogen, die in den Hauptkataklasit einscheren. Die Ausnahme bildet ein schmaler Streifen schwarzer Schiefer (f_1 170/80), die entlang des westlichen Querschlags streichen und die f_2 Struktur durchschneiden. Die Mächtigkeit der schwarzen Schiefer wird jedoch durch f_2 - Abschiebung stark reduziert. Die Störung verjüngt sich am SE Ulm zu einer schmalen Spur im Hangenden des schwarzen Dolomitkörpers. Im Liegenden (N) der schwarzen Schiefer tritt in beiden Lithologien makroskopisch eine disseminierte Cinnabarit-Pyrit Mineralisation auf. Die schichtgebundenen Hg-Erze der Flaserdolomite (LENGAUER 1989) sind entlang des Hauptkataklasits remobilisiert und vererzen lokal den hangenden schwarzen Dolomit. Dieser Dolomitkörper ist im Liegenden durch eine etwa nordfallende Kluftfläche (k_2) gegen eine hellere (graue) Varietät abgegrenzt. Der westliche Querschlag ist nach ca. 8m verbrochen. Ein nördlicher Aufbruch ist entlang einer f_1 - Abschiebung (170/60) vorgetrieben, die die schwarzen Schiefer gegen die Flaserdolomite versetzt. Die ca. 1m mächtigen schwarzen Kataklasite sind im mm-Bereich geschiefert und sehr feinkörnig. Begleitet werden sie von einer feinst verteilten Galenit-Pyrit Mineralisation, die nur auf dieses Schichtglied beschränkt ist.

Vom Kreuzungspunkt aus folgt ein Stollen der zuerst nach SW und später nach SSW streichenden Hauptstörungsrichtung. Am NW Ulm ist ein tektonisch stark beanspruchter schwarzer Dolomit aufgeschlossen, der im Liegenden Übergänge zu schwarzen Schiefen zeigt. In südlicher Fortsetzung schließen massige bis geschieferte, dünnbankige hellgraue und schwarz-weiße Dolomite an, die auf den glimmerbelegten und violett verwitternden Schichtflächen eine zweite Schieferungsrichtung (s_2) parallel zur Hauptstörungsrichtung erkennen lassen. Verfolgt man

diese Abfolge ca. 10 m nach SSW, erscheinen erste Breccienkörper mit brauner Verwitterungsfarbe und aragonitreichen Hohlräumen. Die Gesteine entsprechen am ehesten einem Mürbdolomittypus II, dessen Lage in der hangenden Serie der SFD nur tektonisch erklärt werden kann. Die Mürbdolomitabfolge ist Teil der ungestörten, liegenden Schichtfolge, die im Hangenden von den f_2 und k_1 - Ab- und Seitenverschiebungen begrenzt wird (s. Abb. 14-6 auf Seite 143). Am gegenüberliegenden Ulm ist von N nach S eine Abfolge massiger schwarzer Dolomite mit Zebratektur und limonitisierter grauer Dolomite aufgeschlossen. Auf beiden Seiten der Störung nimmt die unregelmäßige Chalkopyrit und Fahlerz- Vererzung gegen Süden hin zu. Mit der f_2 -Störung sind auch saigergestellte bis überkippte (NW- fallende) Kluftflächen assoziiert, deren Lineare auch eine sinistrale Bewegungskomponente Top NE anzeigen. Der Stollen weitet sich nach ca. 20m zu einer über 10m breiten und 8m langen Abbaukaverne, die als „Hintere Kaverne“ bezeichnet wird. Ab hier ist das Karbonat stark geschiefert und limonitisiert. Lediglich im nördlichen bis nordwestlichen Teil der Kaverne stehen massigere gebankte Dolomite mit hellen Zwischenlagen, sowie reiche primäre und sekundäre Cu- Vererzungen an. Im östlichsten Teil der Kaverne konnte ein von ostfallenden Klüften begrenzter schwarzer Dolomitkörper auskartiert werden. Die NE-SW streichende f_2 Struktur lässt sich im Abbau nicht weiter verfolgen. Es dominieren s_1 - parallele Schichtflächen und Störungen, die das Gebirge stark auflockern. Durch die Mürbe des Gesteins ist die Kaverne auch weitgehend mit Lockermaterial aufgefüllt. Chalkopyrit und Fahlerz waren vermutlich die Haupterze im Abbau. Am südlichen Ende der Hinteren Kaverne ist ein ca. 10m langer Suchstollen nach SSE vorgetrieben. Er durchörtert wechsellagernde alterierte Dolomite und graue Schiefer, die eine breite Scherzone bilden. Der Feldort liegt bereits in den hangenden Wildschönauer Schiefern. Die Grenze besteht aus unterschiedlich steil einfallenden Kluftflächen (f_1 150-160/25-70) und hellem Lettenmaterial. Die mit Harnischen belegten schrägen Abschiebungsflächen zeigen auch rezente horizontale Bewegungen, die eine geringfügige Versetzung des Stollenprofils bewirken.

Vom Kreuzungspunkt südwärts führt eine kurze Kriechstrecke entlang einer 090/80 fallenden Fahlerzkluft in die große Neuschurf-Kaverne. Der steil nach SE abfallende Abbau ist ca. 12m lang und an der weitesten Stelle ca. 7m breit. Der Niveauunterschied vom Nordende bis zum Schacht im Süden beträgt ungefähr 7m. Im Eingangsbereich stehen stark limonitisierte Dolomite mit Fahlerzgängen an. In der nordöstlichen Ecke durchziehen Fahlerz-Chalkopyrit-Bornit-Gängchen grau-weiße und grobspätigere Dolomite den Firsten- und Kämpferbereich. Die im unmittelbar Hangenden anschließenden einheitlich grauen Dolomite führen bis zu 10cm große

Galenitnester. Die nordwestliche Ecke wird von zwei spitzwinkelig zulaufenden Kluftflächen (k 310/50 und k 020/75) gebildet. Die erste Kluftfläche trennt den limonitisierten Bereich im Liegenden von massigeren grauen Dolomiten, die zum Hangenden hin immer heller werden. Am nordöstlichen Ulm konnten drei größere Bereiche mit schwarzen Dolomiten auskartiert werden, die meist von N-S und E-W streichenden Klüften begrenzt werden. Die Karbonatkörper sind massiger und zum Teil von braunen, limonitischen Adern durchzogen. Die Dolomite zeigen in tektonisch stärker beanspruchten Bereichen Übergänge zu schwarzen Schiefern. Im Liegenden einer nordfallenden Kluftfläche (k_2) ist beim Abstieg ins Gesenk eine Fahlerz-Chalkopyrit-Mineralisation aufgeschlossen. Mengenmäßig überwiegt aber eine nesterförmige Galenitvererzung. Die schönsten Vererzungen stehen im oberen Bereich des Gesenkes an, das zum Christoph-Schacht führt. Nur im äußersten Osten und Süden der Kaverne treten wieder Cu-Vererzungen in den Vordergrund.

Die polymetallischen Erze der Neuschurf-Kaverne werden von einer interessanten supergenen Mineralparagenese begleitet. Die Cu- reichen Zonen sind neben den karbonatischen und oxidischen Cu- Phasen auch mit gediegen Cu und Ag assoziiert. Pseudomorphosen von Cuprit nach ged. Kupfer entsprechen den Bildungsbedingungen einer tieferen Oxidationszone. Die Sekundärmineralisation tritt immer im Zusammenhang mit jungen, vernähten Klüften (k_2) auf, die besondere Wegsamkeiten für die oxidierenden Wässer bieten.



Abb. 9-2. f_2 -Störung, Hg- Zone

10 Der Christophstollen

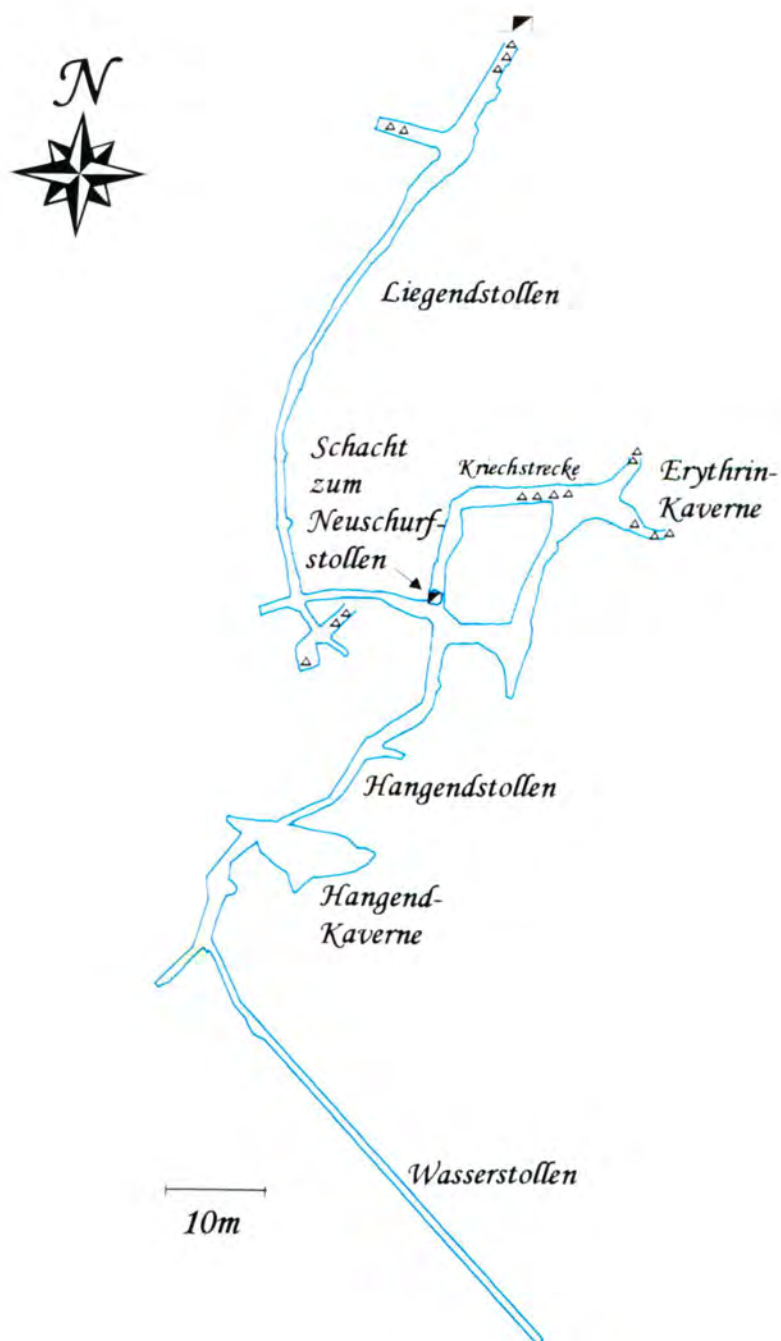


Abb. 10-1. Grubenplan des Christophstollens (FEITZINGER UND LEBLHUBER 1993)

10.1 Geologie des Christophstollens

Im Bereich des verstürzten Mundloches stehen helle Flaserdolomite an, die an einer N-S verlaufenden Störung (k_1 000/35) in die liegende Serie eingeschuppt sind. Der danach benannte Liegendstollen, der im Sohlbereich in Folge des Wassereinbruches von 1987 verschlämmt ist, durchörtert eine relativ ungestörte Abfolge von Typus 1 Mürbdolomiten, die mit geringmächtigen Mürbdolomit II- Linsen und Breccienkörper wechsellagern.

Im Südteil des Liegendstollens ist ein einige mm-mächtiger Fahlerzgang aufgeschlossen, der zum Großteil abgebaut ist. Folgt man einer E-W verlaufenden Strecke so erreicht man die Grenze zu den hangenden Flaserdolomiten beim Aufstieg zum Schachtbereich des Hangendstollens. Die nur ca. 2m mächtige Schuppe ist hier zu beiden Seiten von ostfallenden Abschiebungen begrenzt (k_1 und f_2). Die darüber folgenden Dunklen Dolomite sind im Störungsbereich stark geschiefert und von SW-fallenden Strukturen begleitet (s. Abb. 11-1 auf Seite 69, E-W Profil).

Die im Nordteil der Grube (Kriechstrecke) aufgeschlossene Abfolge von hellen Flaserdolomiten und schwarzen Schiefen stellt die nach Osten bzw. Südosten versetzte Fortsetzung der liegendsten Neuschurf-Schichtglieder dar. In den schwarzen Schiefen kann ebenfalls eine disseminierte Galenit- Vererzung (Pb I- Zone) beobachtet und bis in die Erythrin- Kaverne verfolgt werden. Das Nordfallen der Schiefer (?Überkipfung) bewirkt ein Auskeilen des Körpers zur Teufe. Trotzdem scheint die Struktur die N-S steichende Abschiebung zu durchsetzen. Gegen Osten hin nimmt die Mächtigkeit der schwarzen Schiefer zu. Das größte Abbaugelände befindet sich in den nördöstlichen und südöstlichen Teilen der Erythrin- Kaverne, die heute überwiegend verstürzt sind. In der südöstlichen Fortsetzung ist ein Firstenstoßabbau mit relik-tischen Bühnen erhalten. Hier stehen stark tektonisierte schwarze Dolomite und schwarze Schiefer an. Die ursprünglichen Abmessungen der Kavernen lassen sich aufgrund der großen Verbrauchsmengen nur schwer abschätzen. Die Abbauhöhe betrug aber sicher 20 Meter. Auf eine detaillierte Kartierung dieses Bereiches wurde wegen der großen Einsturzgefahr verzichtet. Die Strecken enden in den hangenden, gebleichten Wildschönauer Schiefen.

Der hangende Christophstollen verfolgt in seinem Verlauf nach SW die Grenze zwischen den hellen Flaserdolomiten und den dunklen Dolomiten. Beim Aufstieg zur Hangend-Kaverne sind die hellen Dolomite aufgrund des Niveauunterschiedes nicht mehr anstehend, treten aber im tie-

feren, südwestlichsten Teil des Stollen in gleicher Position wieder auf. Aufgrund dieses Schnitteffektes wurden die Flaserdolomite, die die Hangend- Kaverne unterlagern, in der geologischen Karte ausgeblendet. In der Kaverne wurden wie in der Hinteren Kaverne des Neuschurfstollens die hangendsten Partien der SFD abgebaut. Auch hier ist nach einer Wechsellaagerung von schwarzen Schiefern und stark geschiefertem dunklen Dolomiten die Scherzone mit gebleichten Schiefern aufgeschlossen. Der 14x7m große Abbau ist stark bergschlaggefährdet und mit großen Blöcken aus dem Störungsbereich aufgefüllt. Die Grenze zu den Wildschönauer Schiefern läßt sich auch im Wasserstollen wiederfinden. Im südwestlichsten Blindstollen keilt die hangende Serie zwischen den Flaserdolomiten und den grauen Schiefern aus. Der abgesoffene südliche Teil des Wasserstollens durchörtert bis zum Feldort Wildschönauer Schiefer und violette Tonschiefer.

11 Geologische Profile

Ein Ziel der geologischen Aufnahmen war die Einbindung des Revieres Mitte in das geologische Modell Barbarastollen (Revier West) von LENGAUER (1989) (Kap. 6.1 auf Seite 35 und Kap. 6.2.1 auf Seite 38). Aus den vorangegangenen Beobachtungen kann nun folgendes geologisch-tektonisches Modell für das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte erstellt werden (s. Abb. 11-1 auf Seite 69 und geologische Karten):

Die Schichtfolge im Neuschurf- und Christophstollen entspricht im wesentlichen der klassischen dreigeteilten Südfaziesdolomit- Abfolge (Kap. 6.1.1 auf Seite 35). Im N-S Profil (s. Abb. 11-1) durch den Christophstollen konnten alle wichtigen Lithologien auskartiert werden. Unterschiede zum Westrevier ergeben sich vor allem aus den verkürzten Schichtmächtigkeiten und der intensiven Tektonik. Davon sind vor allem die hangenden Schichtglieder des Revieres betroffen.

Der gesamte SFD-Körper wurde in jungalpidischer Zeit von einer Bruchtektonik erfaßt, die durch NW-SE gerichtete Extensionsbewegungen verursacht wurde (s. Abb. 8-5 auf Seite 59). Es entstanden südostvergente Abschiebungen im spröde-duktilen Übergangsbereich. Die Stollen im Hangenden des Reviers sind meist an diesen vererzten Kontakten der (abgeschnittenen) Flaserdolomite zu den dunklen Dolomiten vorgetrieben. Die älteren N-S streichenden Fahlerzgänge wurden abgesetzt.

Als nächste Phase versetzte die N-S streichende Abschiebung (k_1) die hangenden Schichtfolgen nach Osten (s. Abb. 11-1, W-E Profil). Das N-S Profil des Neuschurfstollens zeigt die gesamte Schichtfolge dieser Hangendschuppe. Die k_1 - Störung wurde in der Christophgrube im Bereich der Grenze zwischen den Mürbdolomiten und den hangenden hellen Flaserdolomiten angefahren. Der Flaserdolomit ist somit im Liegenden als auch im Hangenden von zwei unterschiedlich streichenden Störungen begrenzt, die aber fallweise verschneiden, und somit ein „Umbiegen“ des Flaserdolomitkörpers von N-S auf NE-SW bewirken. Im E-W Profil des Christophstollens (s. Abb. 11-1) wird auch das Auskeilen der Schuppe nach W bzw. NW ersichtlich und es erklärt das Fehlen dieser Komponente im darüberliegenden Neuschurfstollen. Durch die

horizontale Verschiebung der hangenden Serie nach NE (Kap. 9 auf Seite 60) bildet sich in der nach SE bzw. E abgeschobenen hangende Serie eine kleinräumige "pull apart" Struktur. Dieses Modell erklärt das Auskeilen der dunklen Dolomite nach SW (siehe Beilage 2).

Gleichzeitig? mit der Ausbildung von f_2 und k_1 wurden die älteren E-W streichenden f_1 -Strukturen ("Schwarze Schiefer") als Abschiebungen reaktiviert. Als bevorzugte Scherfläche diente die hangende Grenze der zähen Flaserdolomite. Dieses Phänomen lässt sich am besten mit den Bewegungen an der nahen, parallelen Grenze SFD-Wildschönauer Schiefer in Zusammenhang bringen.

Die nordfallenden k_2 Klüfte führten schließlich zu einer weiteren Zerlegung des Dolomitkörpers. Bei den Bewegungen führten Kompetenzunterschiede innerhalb der hangenden Dolomite zur Ausbildung von glatten Trennflächen und Vernäbungszonen.

Anmerkungen:

Die Niveauunterschiede in den Profilschnitten (s. Abb. 11-1 auf Seite 69) sind nicht maßstäblich. A-A' und B-B' befinden sich beide auf Christophniveau. Der W-E Schnitt wurde zwecks besserer Sichtbarkeit nach oben und Osten verschoben. Schnittpunkt der beiden Profile ist der Fahlerzgang auf dem Niveau der Grubengebäude. Die tatsächliche Höhendifferenz zwischen Neuschurf- und Christophstollen beträgt 10m.

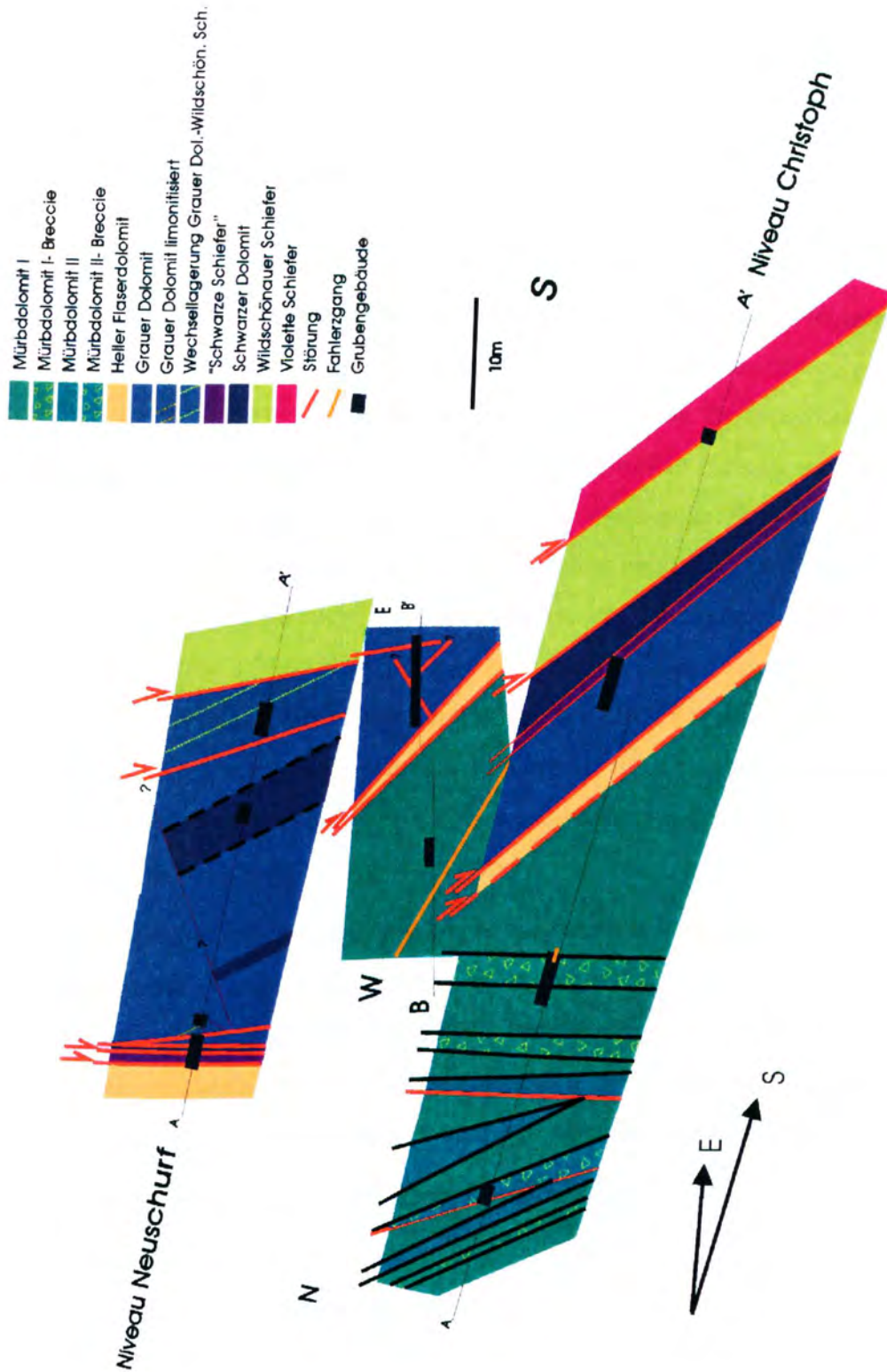


Abb. 11-1. Profilschnitte durch das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte

12 Mineralogie von Schwarzleo- Mitte

Das Revier Mitte ist in mineralogischer Hinsicht eines der interessantesten Grubenreviere von Leogang. Hier sind auf engstem Raum alle wesentlichen Leoganger Vererzungstypen aufgeschlossen. Die Neuschurf- Kaverne und der Christophstollen führen die gangförmigen, struktural kontrollierten Fahlerzmineralisationen vom Typus Barbarastollen (LENGAUER 1989). Die Galenit- Bornit- Vererzungen in der Neuschurf-Kaverne erinnern an die Pb-(Cu,Ag) Reicherze des Erasmusstollens. Mit dieser Paragenese sind Ni/Co Phasen assoziiert, wie sie auch aus den Revieren Schwarzleo Ost und Nöckelberg beschrieben wurden (MOSTLER 1967, PAAR UND CHEN 1985, LENGAUER 1989). Die Hg-Ag- Erze der Hg- Zone des Neuschurfstollens können auch in der Vogelhalte gefunden werden (FEITZINGER UND GÜNTHER 1986). Die massive Bornit-(Fahlerz)- Vererzung der Neuschurf-Kaverne ist für die heute noch befahrbaren Grubenreviere Leogangs eine Besonderheit. Supergene Anreicherungen führten schließlich zur Ausbildung einer interessanten Cu-Hg-Ag- Paragenese.

Aufgrund makroskopischer und mikroskopischer Beobachtungen konnte für den Neuschurfstollen ein mineralogisches Zonenmodell erarbeitet werden. Das Modell beruht auf Häufigkeitsverteilungen der unterschiedlichen Erzphasen. Für die einzelnen Zonen wurden auch Kristallisationsabfolgen erstellt. Es können vom Liegenden zum Hangenden 5 verschiedene mineralogische Zonen unterschieden werden (siehe Mineralogische Karte, Beilage 3):

Hg- Zone \ Pb I- Zone \ Cu>Pb- Zone \ Pb II- Zone \ Cu- Zone

12.1 Die Hg- Zone

Die Quecksilber-Zone erstreckt sich vom Mundloch des Neuschurfstollens ca. 10m nach Südwesten und wird im Hangenden von den W-E streichenden schwarzen Schiefer begrenzt. Die reichsten Vererzungen befinden sich im unmittelbar Liegenden der Schiefer beim Schnittpunkt

mit der NE-SW streichenden f_2 - Abschiebung (s. Kapitel 9.1 auf Seite 61). Die Cinnabarit-Pyrit- Mineralisation der hellen Flaserdolomite greift im Störungsbereich auf die schwarzen Dolomite des südöstlichen Ulmes über. In den hellen, massigen Karbonaten sind neben einer disseminierten Vererzung auch Cinnabaritgängchen zu beobachten, die den Dolomit entlang von Korngrenzen und Spalttrissen verdrängen. Die Kluft- und Schichtflächen des Flaserdolomits führen ged. Hg und gelegentlich Silberamalgam-Beläge. Moschellandsbergit-xx sind selten.

Der schwarze Dolomitkörper besteht aus einer inhomogenen Abfolge von grauen Dolomitlagen und schwarzen Schiefern. Die Serie ist teilweise stark brecciert und im Störungsbereich sehr hohlraumreich. Die Drusen bilden mm bis cm- mächtige, (f_2 -) störungsparallele Hohlräume. Die Vererzungen im Nebengestein bestehen aus disseminierten, idiomorphen Pyriten und feinkörnigen Pyritschnüren, die an die schwarzen Schiefer gebunden sind. Pyrit, Markasit, Chalkopyrit, Galenit, Fahlerz und Cinnabarit bilden Ränder um die drusigen und breccierten Bereiche. Die Drusen sind hauptsächlich mit Quarz- und Dolomit-(Magnetit)- xx gefüllt. Unter dem Stereomikroskop finden sich auch klare Cerussit-xx, tafeliger Baryt, Aragonitbüschel und Gips. Die Sulfid- Paragenese besteht vorwiegend aus Cinnabaritkrusten, idiomorphen Pyriten und korrodierten Chalkopyrit-xx. Die Amalgame treten hier in Form von bis zu 2mm großen, nierenförmigen Aggregaten, dünnen Blechen oder leicht verzerrten dodekaedrischen Moschellandsbergit-Kristallen auf (s. Kapitel 13.2 auf Seite 116). Ged. Hg ist ständiger Begleiter dieser Paragenese. Aus den Cu- reicheren Drusen in der zentralen Störungszone konnten die weltweit ersten Kristalle des seltenen Cu(Fe)-Hg-Sulfides Gortdrumit nachgewiesen werden. Die blauschwarzen, nur wenige μm dicken, lattenförmigen Kristalle ragen als büschelförmige Aggregate aus einer Cinnabarit-Matrix und sind mit Malachitkugeln, Cerussit-xx, Amalgam und ged. Hg assoziiert.

Die Hg-Paragenese

Erzproben:

Die Anschliffe Hg1, Hg10 (2/1), 2, 3, 4, Hg6/..., Hg9, Hg69, Hg71, Hg82, Hg90,91, C4a, und Ch5 stammen aus den schwarzen Dolomiten des südöstlichen Ulmes (Fundpunkt F6). Hg4, Hg24a,b, Ch1, C3,4, C4b und Pa P23a sind aus den hellen Flaserdolomiten (Fundpunkt F7).

In den Erzanschliffen konnte folgende Paragenese beobachtet werden: Pyrit, Cinnabarit, Chalkopyrit, Galenit, Fahlerz, und untergeordnet Bornit, Markasit, Gortdrumit und Hg-reiche Zinkblende. An supergenen Bildungen treten Silberamalgame, Covellin, Malachit und Eisenhydroxide auf. Gangarten sind Dolomit, Magnesit, Quarz, Cerussit und Baryt. Aufgrund der komplizierten Verwachsungen der sulfidischen Phasen beschränkt sich die folgende Beschreibung auf typische und regelmäßig auftretende textuelle Beziehungen.

Pyrit ist ständiger Begleiter der Hg- Mineralisationen. Die Körner zeigen leichte Anisotropieeffekte und sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Die Symmetrierniedrigung dieser Pyrite kann auf orthorhombische Domänen um die dreizählige Zwillingsachse [111] zurückgeführt werden (BAYLISS 1989). Diese Unordnungserscheinungen im Kristallgitter gelten als Hinweis auf niedrige Bildungstemperaturen (BAYLISS 1977). In den schwarzen Schieferen treten feinkörnige Pyrite auf, die wohl zum ursprünglichen Stoffbestand (Paläosom) der Dolomite zählen. Eine zweite Generation bildet zusammen mit Cinnabarit und Chalkopyrit Ränder um HgS-reiche Drusen und Gängchen. Dabei kommt es zu feinkörnigen Verwachsungen von Pyrit und Chalkopyrit in Cinnabarit- Matrix. Als dritte Pyrit- Generation erscheinen idiomorphe Körner mit gelegentlichen Einschlüssen von Zinnober. Die großen Kristalle sind auch makroskopisch in den Gangarten und in den drusigen Bereichen zu erkennen.

Cinnabarit ist aufgrund der blutroten Innenreflexe und der deutlichen Bireflexion in Öl die auffälligste Phase der Hg- Paragenese. Die EMS- Analysen ergaben im Mittelwert die Zusammensetzung $\text{Hg}_{0.99}\text{S}_{1.01}$. Zinnober verdrängt entlang von Korngrenzen und Rissen alle anderen sulfidischen Phasen und die meisten Gangarten. Es können auch graphische Verwachsungen mit Chalkopyrit beobachtet werden. Die Drusenränder werden oft von feinkörnigen Verwachsungen von lagenförmigen bis massigen Hg- Sulfiden begrenzt, die zum Teil keine roten Innenreflexe mehr zeigen und deutlich anisotrop sind. Die Mikrosondenanalytik erbrachte HgS Zusammensetzung. Makroskopisch bilden diese Erze metallisch glänzende graue bis blauschwarze, nieriige Krusten auf den Drusenrändern. Möglicherweise handelte es sich um metastabilen Metacinnabarit ($T > 345^\circ\text{C}$, POTTER AND BARNES 1978), der in sekundären, „schwarzen Cinnabarit“ umgewandelt worden ist. Ähnliches ist auch aus den kalifornischen Hg-Lagerstätten berichtet worden (BOCTOR ET AL. 1987).

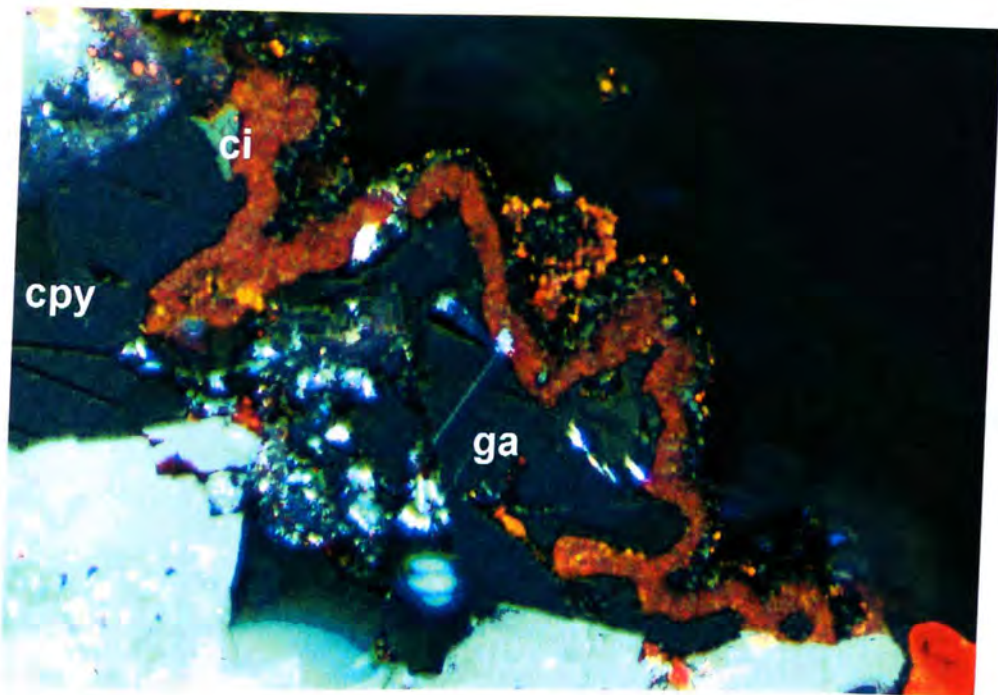


Abb. 12-1. Cinnabaritsäume an Drusenrändern; gekreuzte Nicols, BB 500µm.

Als Reaktionsprodukt aus Zn- und Hg- hältigen Lösungen bildete sich **Hg- reiche Zinkblende** (Hg_{10} , Hg 6/10), die als tropfenförmige Entmischungen mit braunen Innenreflexen in Cinnabarit vorliegt.(s. Abb. 12-2). Unter dem Elektronenstrahl sind Lumineszenzerscheinungen zu beobachten. Die empirische Formel lautet $\text{Zn}_{0.89}\text{Hg}_{0.09}\text{S}_{1.02}$; der Quecksilberanteil entspricht umgerechnet 16.47 Gew.%. Die hier vorliegende Phase unterscheidet sich jedoch signifikant vom eigenständigen Hg-Zn- Sulfid Polhemusit (Hg-Gehalte >18 Gew.%, anisotrop, zwillingslamelliert) (LEONARD ET AL. 1978).

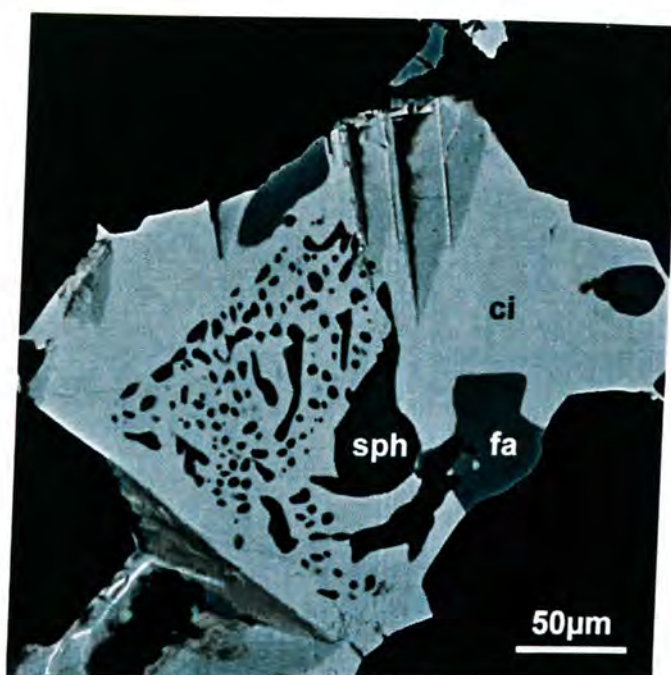


Abb. 12-2. Entmischungen von Hg- reichem Sphalerit aus Cinnabarit, BSE Aufnahme.

Chalkopyrit tritt als xenomorphe, nur schwach anisotrope Körner in zwei verschiedenen Vergesellschaftungen auf. Eine Chalkopyrit- Generation ist mit Galenit und Fahlerz assoziiert und ist dabei entweder in Galenit eingelagert oder randlich mit Galenit und Fahlerz verwachsen. Die zweite Generation ist an die jungen Cinnabarit- Gängchen gebunden und wird von Silberamalgamen begleitet. Diese Verdrängungserscheinungen sind an den Drusenrändern, im Karbonat und in den (zerbrochenen) Fahlerzen zu beobachten. Interessanterweise konnten keine Cinnabarit-Chalkopyrit-Amalgam- Gängchen in Galenit entdeckt werden.

Fahlerz bildet rundliche Körner und Verwachsungen mit Galenit. Die Galenite sind dabei häufig von Fahlerzsäumen umwachsen. Ebenso sind unregelmäßig eingebuchtete Fahlerzeinschlüsse in Galenit zu beobachten. Die körnigen Fahlerze wurden am Kontakt mit idiomorphen Pyriten zerbrochen. Die entstandenen Risse wurden bevorzugt mit Silberamalgamen verheilt. Die Fahlerze der Hg- Paragenese zeigen in ihrer chemischen Zusammensetzung starke Variationen in den Hg- Gehalten und im As/Sb- Verhältnis. Die gemittelten Analysen ergeben eine empirische Formel von $(\text{Cu,Ag})_{10.07}(\text{Hg,Fe,Zn,Co})_{2.02}(\text{As,Sb})_{3.98}\text{S}_{12.93}$. Die Hg- Gehalte reichen von 12.7 bis 22.7 Gew.% ("Schwazit"); die durchschnittlichen Ag- Gehalte liegen unter 1 Gew.%. Es sind sowohl Sb- betonte als auch As- reiche Phasen zugegen. Das As:Sb Verhältnis

schwankt auch innerhalb der Korngrenzen. In den BSE Aufnahmen zeigen diese Fahlerze eine unregelmäßige Verteilung von As- und Sb- reichen Domänen (s. Abb. 12-3 auf Seite 75).

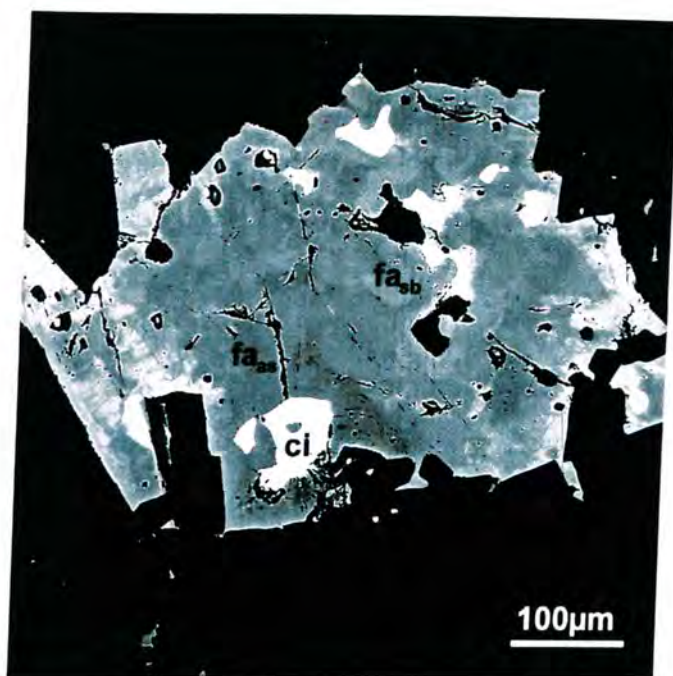


Abb. 12-3. As-Sb- Zonierung in Hg-Fahlerz, BSE Aufnahme.

Galenit zeigt unregelmäßige Verwachsungen mit Chalkopyrit und Fahlerz und ist aufgrund der dreieckigen Spaltausbrüche und der geringen Härte (Schleifkratzer) zu erkennen. Die Galenit-Fahlerz- Assoziation ist in den Verzungen der schwarzen Dolomite auf die drusigen Bereiche konzentriert. Mikrosondenanalysen von Galenit brachten keine erhöhten Bi/Ag Gehalte.

Bornit ist in der Hg- Paragenese selten und nur in kleinen Körnern zusammen mit Chalkopyrit anzutreffen (Hg₃). Im selben Bereich konnte auch eine Ni-As Phase (<10µm) mit Co/Fe Gehalten festgestellt werden.

Markasit ist an die Mineralisationen der schwarzen Dolomiten gebunden und bildet leistenförmige Kristalle um Drusen. Die Phase ist im direkten Vergleich zu Pyrit heller und deutlich anisotrop. Die Markasite sind mit den feinkörnigen "schwarzen" Cinnabarit- Krusten und mit Gortdrumitnadeln assoziiert.

Die **Silberamalgame** sind die einzigen Silberträger der Hg- Paragenese. Die Ag-Hg- Verbindungen sind im Anschliff als bis zu 300µm große xenomorphe Körner in Chalkopyrit, Cinnabarit

barit, Fahlerz oder Gangart enthalten. In einigen Fällen (Hg3) ist die Oberfläche porös, schlecht poliert und dunkelt nach dem Polieren rasch nach. Amalgame treten jedoch auch als nur wenige μm -breite Rissfüllungen in den "Schwaziten" auf (s. Abb. 12-4 auf Seite 76). Es können reine Silberamalgame Gängchen und Verwachsungen mit Cinnabarit und Chalkopyrit beobachtet werden (Hg4). Diese Phasen zeigen wenig oberflächliche Veränderungen und fallen durch ihr hohes Reflexionsvermögen auf. Die Mikrosondenanalysen erbrachten Hg- Gehalte unter 37 at.%, womit diese Verbindungen als α - Amalgame („Kongsbergite oder mercurian silver“) zu bezeichnen sind (CIPRIANI ET AL. 1993). Die porösen, schlecht polierten Körner erwiesen sich als Hg-reichere Verbindungen (37-50 at.% Hg) und fallen somit in die Gruppe der β -Phasen (Paraschachnerit und Schachnerit). Eindeutige Anisotropieeffekte konnten allerdings nicht beobachtet werden. Der überwiegende Teil der analysierten Hg-Ag Verbindungen entspricht einer Moschellandsbergit- Zusammensetzung (γ -Phase >50 at.% Hg). Die dodekaedrischen Kristalle sind dieser Gruppe zuzuordnen.

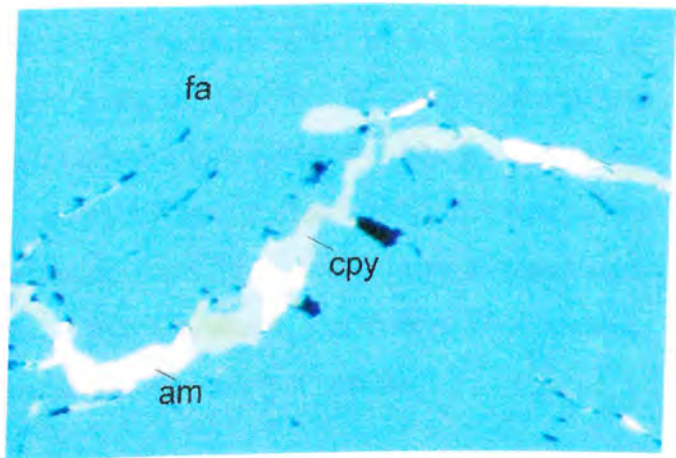
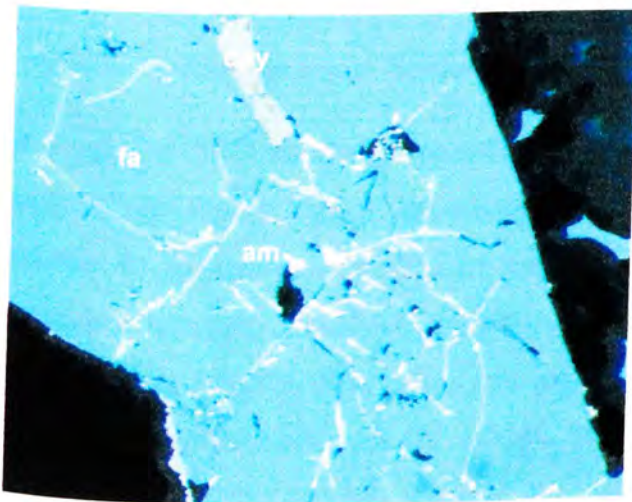


Abb. 12-4. "Kongsbergit" (am) in Fahlerz; BB links 420 μm , rechts 280 μm .

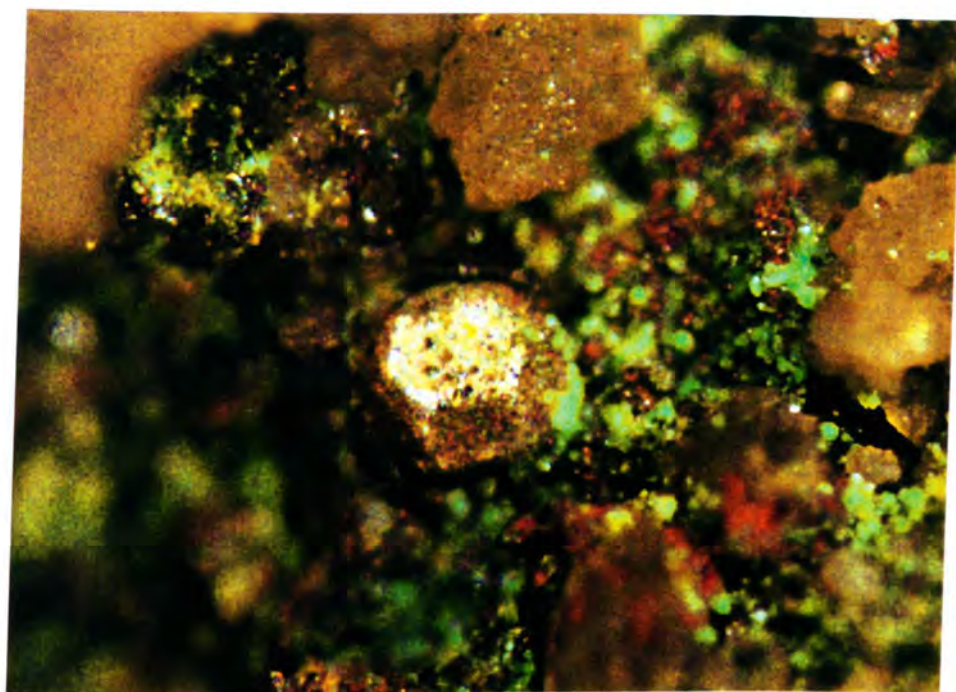


Abb. 12-5. Moschellandsbergit-Kristall (~0.5mm)

Im Zuge der Mikrosondenuntersuchungen konnte eine weitere Amalgamphase gefunden werden (Probe Hg10). Das ca. 20µm große Korn zeigte eine starke oberflächliche Schwärzung und war im Auflichtmikroskop nicht erkennbar. Die Analyse erbrachte eine $\text{Hg}_{1.06} \text{Pb}_{1.94}$ Zusammensetzung (s. Tab. 13-11 auf Seite 125). Dies entspricht dem in der Literatur angeführten Bleiamalgam HgPb_2 (FLEISCHER UND MANDARINO 1995). Ob es sich in diesem Falle um eine natürliche Phase oder um ein rezentes Reaktionsprodukt von ged. Hg mit Blei aus der Anschliff- Herstellung handelt, ist ungewiss.

Die **Gortdrumit-xx** wachsen aus der sekundären Cinnabarit-Matrix in die Hohlräume der schwarzen Dolomite und sind mit Chalkopyrit, Markasit, Malachit, Moschellandsbergit und Cerussit assoziiert. Die lattenförmigen Kristalle sind ca. 10µm breit und wenige µm dick, erreichen aber Längen bis zu 300µm. Die Stengel sind stark längsgerieft und mit Endflächen besetzt (s. Abb. 12-6 auf Seite 78). Die Kristalle sind blau-schwarz, führen aber oft grau-schwarze oder orange-rote Überzüge aus "schwarzem" bzw. rotem Cinnabarit. Unter dem Erzmikroskop (Ölimmersion) konnten folgende optische Eigenschaften beobachtet werden:

Gortdrumit ähnelt im Hellfeld Cinnabarit, ist aber weniger blaustichig und etwas heller. Bei gekreuzten Polarisatoren fehlen die Innenreflexe und es zeigen sich intensive dunkelblaue bis hellgrüne Anisotropiefarben. Die Kristallquerschnitte erreichen selten $30\mu\text{m}$ und bestehen aus feinen Verwachsungen unterschiedlich orientierter Bereiche, die parallel zur Längsachse verlaufen. Die Analysen ergeben eine empirische Formel von $(\text{Cu,Fe})_{6.06}\text{Hg}_{1.98}\text{S}_{4.96}$ (s. Kapitel 13.3 auf Seite 120).

Die Gortdrumitnadeln werden randlich von Cinnabarit verdrängt. In vielen Fällen sind sie fast vollständig in Cinnabarit umgewandelt (s. Abb. 12-8 auf Seite 79). Die Pseudomorphosen von Cinnabarit nach Gortdrumit sind an den grau-metallisch glänzenden bis rötlich durchscheinenden Kristallflächen zu erkennen. Parallele Verwachsungen und Zwillingsbildungen nach einem unbekannten Gesetz können zur Ausbildung von blättrigen Aggregaten führen (s. Abb. 12-9 auf Seite 79).

Gortdrumit wurde erstmals aus der Kupferlagerstätte Gortdrum, Tipperary Co. in Irland beschrieben (STEED 1983). Dort tritt das Mineral in vergleichbarer Paragenese in karbonischen Dolomiten auf, wurde jedoch nur in Form mikroskopischer Einschlüsse gefunden. Der Neuschurfstollen Leogangs gilt als weltweit erster Fundort von Gortdrumit Kristallen.



Abb. 12-6. Gortdrumit Morphologie, REM Aufnahme

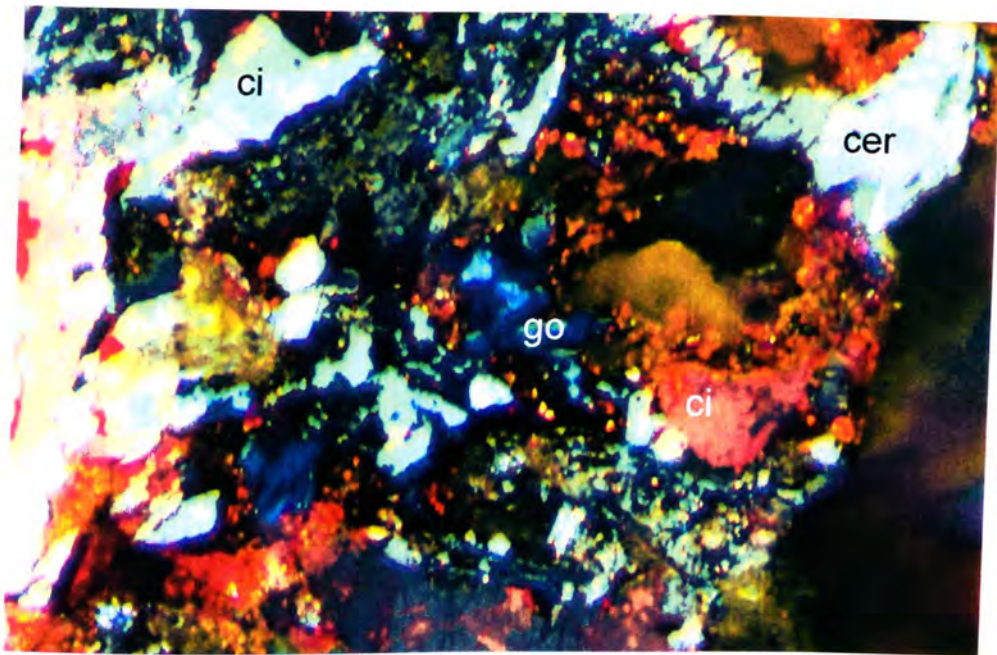


Abb. 12-7. Gortdrumit (go); Cinnabarit (ci), Cerussit (cer); gekreuzte Nicols, BB 400µm.

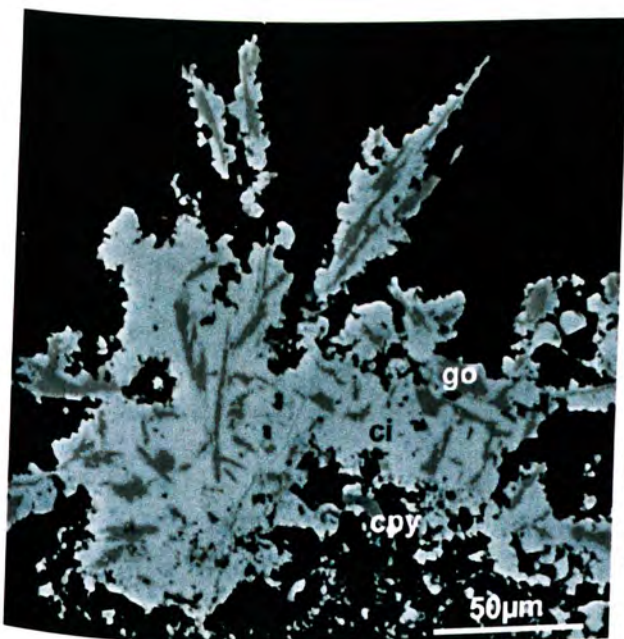


Abb. 12-8. (links) Pseudomorphosen von Cinnabarit nach Gortdrumit, BSE Aufnahme.

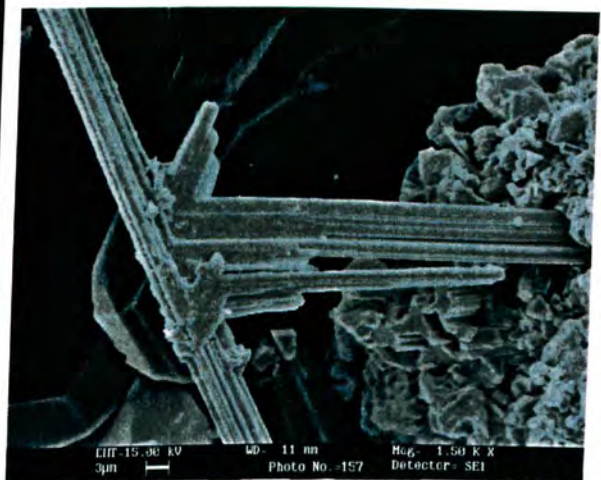


Abb. 12-9. (rechts) Cinnabarit ps. n. Gortdrumit- Zwillingsbildungen ; REM Aufnahme

Covellin tritt in seltenen Fällen entlang von Korngrenzen und Rissen im Galenit und Quarz auf, und ist mit Pyrit und Fahlerz assoziiert.

Aus der langen Liste der Sekundärmineralien seien noch die kugeligen, radialfaserigen **Malachite** und die glasklaren **Cerussit-xx** erwähnt. Die Cerussite entwickeln dicktafelige, prismatische und rhombisch-pyramidale Formen. Mehrfache Verzwilligungen führen zur Ausbildung von „schwertförmigen“ Kristallen. Massige Cerussite enthalten zum Teil noch die dreieckigen Spaltausbrüche des verdrängten Galenits. Manche Amalgam- reichen Drusen sind vollständig mit **Aragoniten** überzogen.

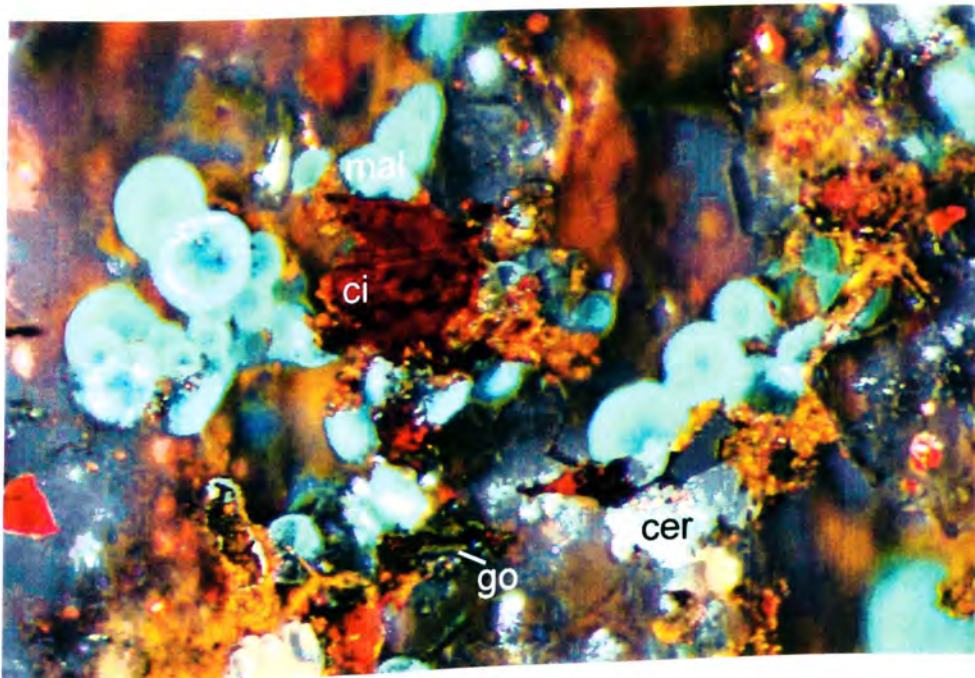


Abb. 12-10. Hg Paragenese-Malachit-Cinnabarit-Cerussit-Gortdrumit; nx, BB 500 μ m.

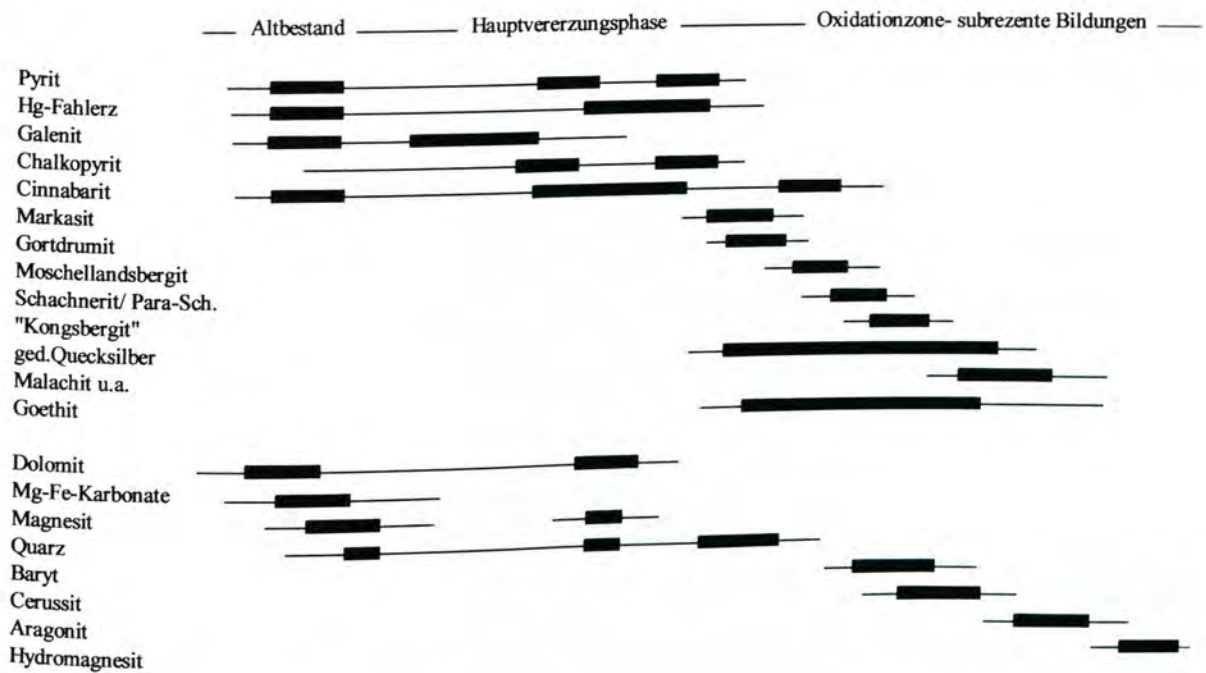


Abb. 12-11. Kristallisationsfolge der Hg-Paragenese

12.2 Die Pb I- Zone

Die Pb I- Mineralisationen sind an die W-E streichenden schwarzen Schiefer im Hangenden der Hg- Zone gebunden. Die Kataklastite bestehen aus einer feinkörnigen, stark geschieferten der Hg- Zone gebunden. Die Kataklastite bestehen aus einer feinkörnigen, stark geschieferten Matrix mit eingelagerten breccierten schwarzen Dolomiten. Die Gesteine werden von mm-mächtigen Dolomitgängen und s_1 - parallelen graphitischen Lagen durchzogen. Eisenhaltige Karbonate bilden braune, verwitterte Bereiche. Die Gesamtmächtigkeit des erzführenden Horizontes beträgt ca. 1m. Makroskopisch läßt sich eine disseminierte bis schichtförmige Galenitzones betragt ca. 1m. Makroskopisch läßt sich eine disseminierte bis schichtförmige Galenit-Mineralisation erkennen. Die feinkörnigen Galenite bilden s_1 - konkordante Schlieren („Bleischweif“); dazwischen finden sich bis zu 2mm große Galenitaggregate, die das Nebengestein imprägnieren.

2000). Ged. Kupfer bildet bis 1cm große dendritische Kristalle. Ged. Silber ist meist nur unter dem Stereomikroskop als silberweiß glänzende, biegsame Aggregate zu entdecken. Die supergenen Anreicherungen sind stets in der Nähe von vernähten Kluftflächen (k_2) und bevorzugt im limonitisierten Fe- Dolomit anzutreffen.

Die Cu>Pb Paragenese

Die Anschliffe FaI/1 bis 4 sowie Bo1, Bo4 und Bo5 stammen aus den Fahlerz-Bornit Gängen der nordöstlichen Neuschurf-Kaverne. CuI/1 ist aus der nördwestlichen Ecke entnommen. Bo2, Bo2A, Bo6 und Bo7 sind Galenit und Bornit- Reicherze aus dem Übergangsbereich zur GaII Paragenese. Aus einer Bornit-Fahlerz Mineralisation innerhalb der PbII- Zone (Abstieg zum südöstlichen Teil der Kaverne) wurde zu Vergleichszwecken ein weiterer Anschliff hergestellt (Bo25). Die Bo-Proben sind mit Ausnahme von Bo25 Schußproben.

Im Erzanschliff können folgende Phasen unterschieden werden:

Pyrit, Fahlerz (Tennantit), Galenit, Bornit, Chalkopyrit, Siegenit, Millerit, Mawsonit, Digenit, Covellin, ged. Cu, ged.Ag, Cuprit, Tenorit, ?Delafossit, Malachit, Azurit und Goethit. Als Gangarten treten bevorzugt Mg-Fe Karbonate und Dolomite, untergeordnet Quarz, Baryt und Cerussit auf.

Pyrit ist in idiomorphen bis gerundeten Körnern anzutreffen und bildet in den gangförmigen Vererzungen massige Aggregate in Fahlerz- bzw. Bornitmatrix (s. Abb. 12-12 auf Seite 84). In der Probe Bo6 ist eine symmetrische Gangfläche angeschnitten. Die Salbänder bestehen aus Pyrit, gefolgt von Fahlerz. Die Gangmitte bilden Bornit-Chalkopyrit und Pyrit.

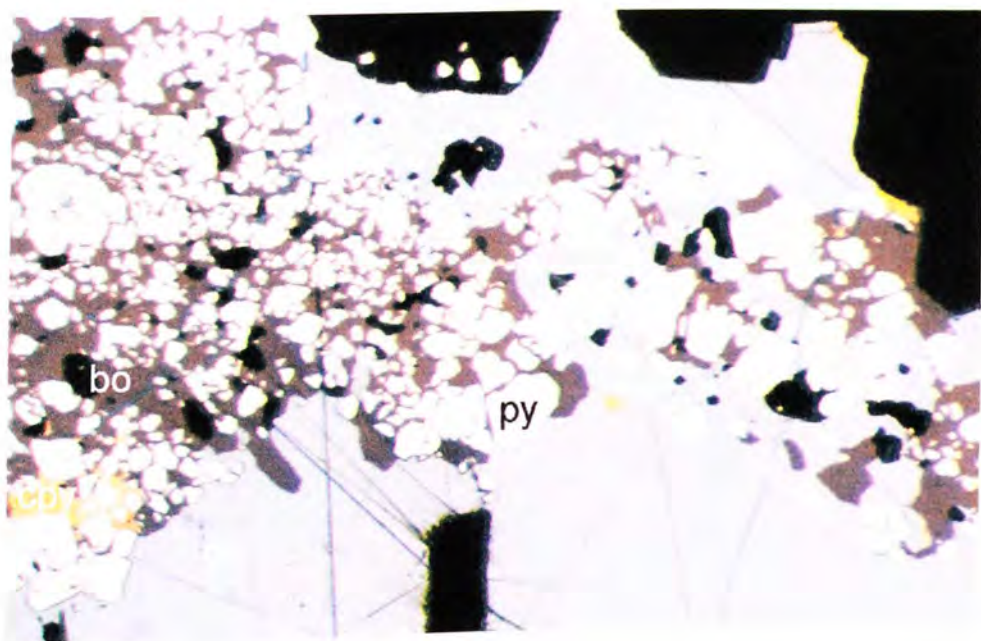


Abb. 12-12. Pyrit und Bornit in Galenit; BB 500µm.

Fahlerz tritt als xenomorphe Körner in Bornitmatrix oder intergranular zwischen massigem Pyrit auf. Im reflektierten Licht sind sie olivgrün, besitzen aber im Gegensatz zu den Fahlerzen der Hg- Zone einen leicht bläulichen Farbstich. Die chemischen Analysen ergeben im Mittel $(\text{Cu,Ag})_{10.88} (\text{Fe,Zn,Co})_{1.29} (\text{As,Sb})_{3.98} \text{S}_{12.85}$. Aufgrund der niedrigen Ag- und Sb- Gehalte (<0.3 Gew.%) können die Fahlerze als Tennantite bezeichnet werden, und entsprechen Lengauers Fahlerzen vom Typus Barbarastollen (Kap. 13.1 auf Seite 98).

Galenit bildet unregelmäßige Aggregate und verdrängt Bornit, Pyrit und Fahlerz. In den Proben aus dem Übergangsbereich zur PbII- Zone nimmt der Galenit- Gehalt zu.

Bornit zeigt orientierte Chalkopyrit-Entmischungsspindeln nach zwei Richtungen (s. Abb. 12-13 auf Seite 85). Die Anisotropieeffekte sind schwach. Der durchschnittliche Chemismus entspricht der Formel $\text{Cu}_{4.96} \text{Fe}_{1.04} \text{S}_4$. In den Borniten finden sich Einschlüsse von Siegenit, Millerit und Mawsonit. Die Frage der Alterbeziehung zwischen Bornit und Tennantit ist nicht eindeutig beantwortbar (Kap. 14.1 auf Seite 129).

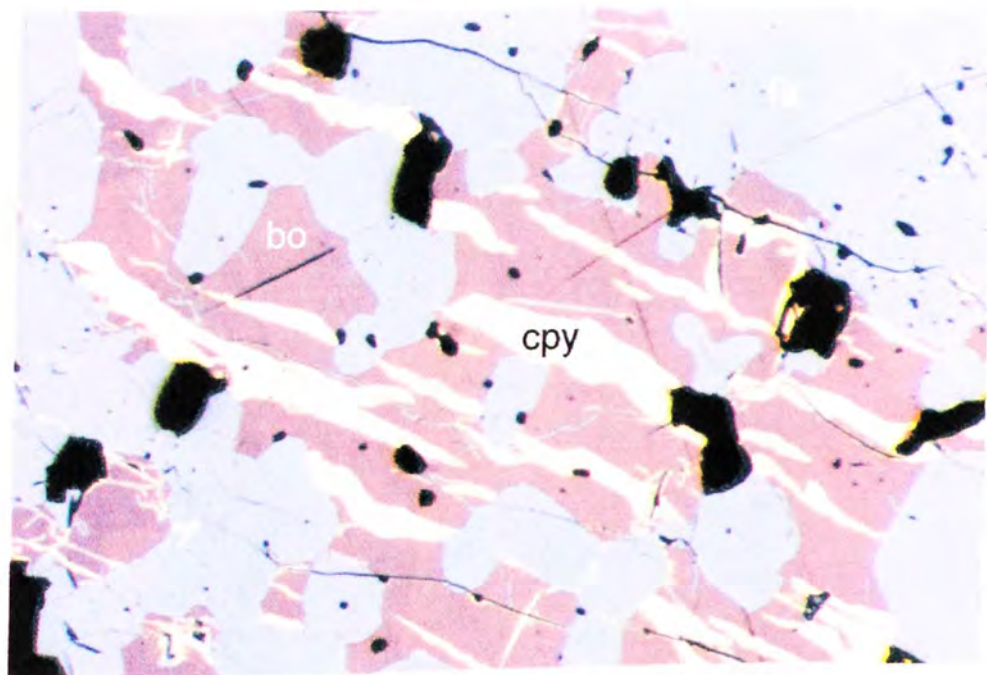


Abb. 12-13. Bornit mit Chalkopyrit-Entmischungen; BB 500 μ m.

Die **Thiospinelle** bilden bis zu 150 μ m große, creme-rosa farbene Körner, die stets von einem feinen Netzwerk aus Millerit Entmischungslamellen durchzogen sind (s. Abb. 12-14 auf Seite 86). Analysen des Wirtsminerales ergeben $(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Fe}, \text{Cu})_{3,06} \text{S}_{3,94}$. Das Ni/Co Verhältnis der Thiospinelle entspricht **Siegenit** Zusammensetzung (s. Kapitel 13.4 auf Seite 121). Damit unterscheiden sich diese Mischkristalle von den Polydymiten aus den Revieren Schwarzleo-Ost (PAAR UND CHEN 1985) und West (LENGAUER 1989).

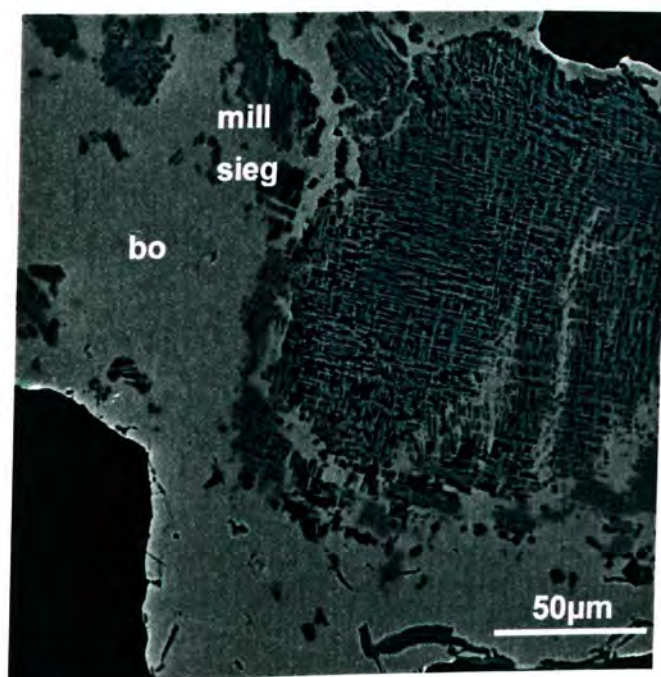


Abb. 12-14. Siegenit mit Millerit- Entmischungen, BSE Aufnahme.

Millerit, $\text{Ni}_{0.98} \text{S}_{1.02}$ ist auch außerhalb der Siegenite als feinkörnige Einlagerungen in Bornit zugegen. Das Nickelsulfid ist im Vergleich zu Chalkopyrit deutlich heller und zeigt im Dunkel- feld starke blaue und gelbe Anisotropieeffekte.

Mawsonit ist der Sn-Träger der Paragenese und tritt als 30-40µm große Einschlüsse in Bornit auf. Das Cu-Fe-Sn Sulfid ist stark reflexionspleochroitisch (orange bis graubraun) und stark anisotrop (leuchtend orange bis grün).

In der Probe Bo1 konnte eine Phase mit der Zusammensetzung $(\text{Cu,Fe})_{3.06} (\text{Ni,Co})_{0.95} \text{As}_{0.99} \text{S}_{3.00}$ analysiert werden (s. Kapitel 13.4 auf Seite 121). Die Körner erreichen maximal 100µm und sind in Bornit oder Dolomit eingelagert. Im Auflicht erscheinen sie beige mit rosa Farbstich und sind leicht reflexionspleochroitisch. Die Anisotropiefarben sind hellblau bis hellgelb. Randlich sind feinkörnige Verwachsungen mit Galenit zu beobachten. Im BSE Image wird der chemisch homogene Aufbau der unbekannten Phase deutlich (s. Abb. 12-17).

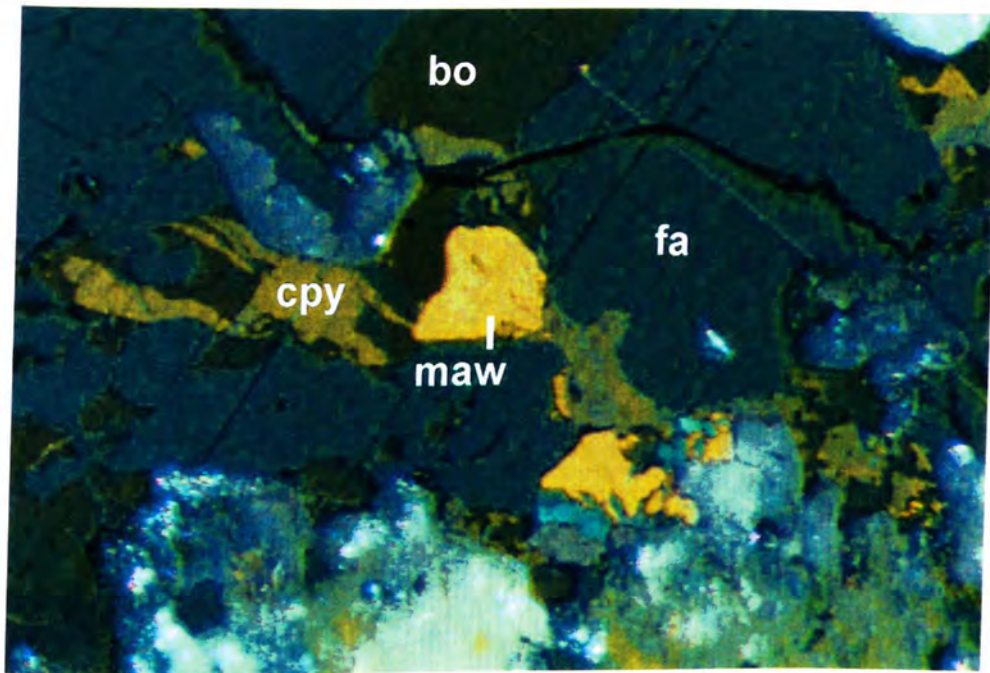


Abb. 12-15. Mawsonit; gekreuzte Nicols, BB 430µm.

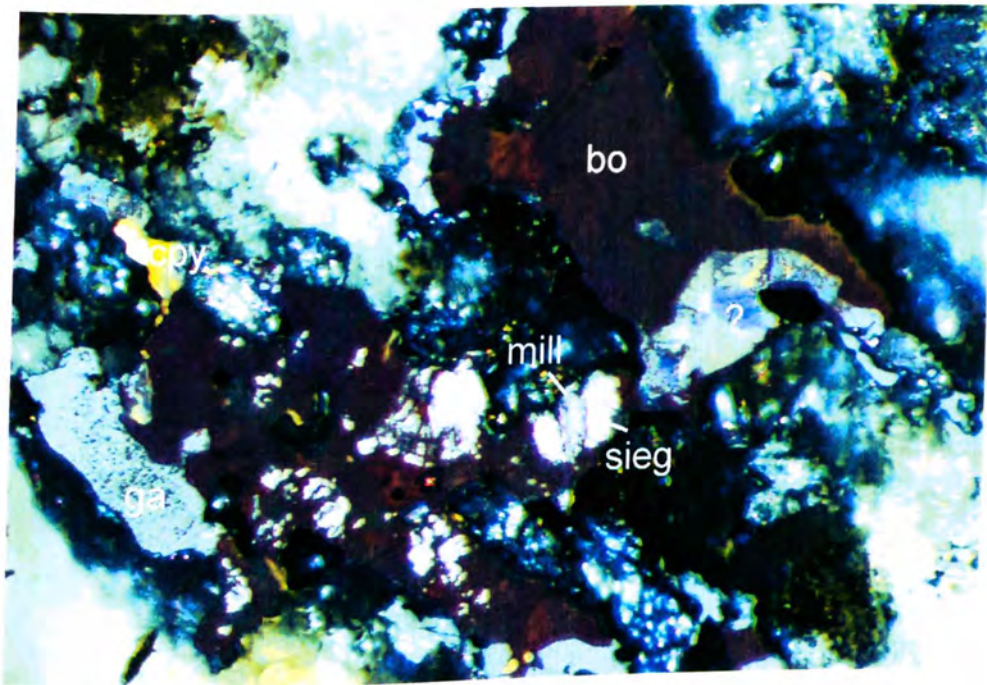


Abb. 12-16. Unbekannte Phase; gekreuzte Nicols, BB 500µm.

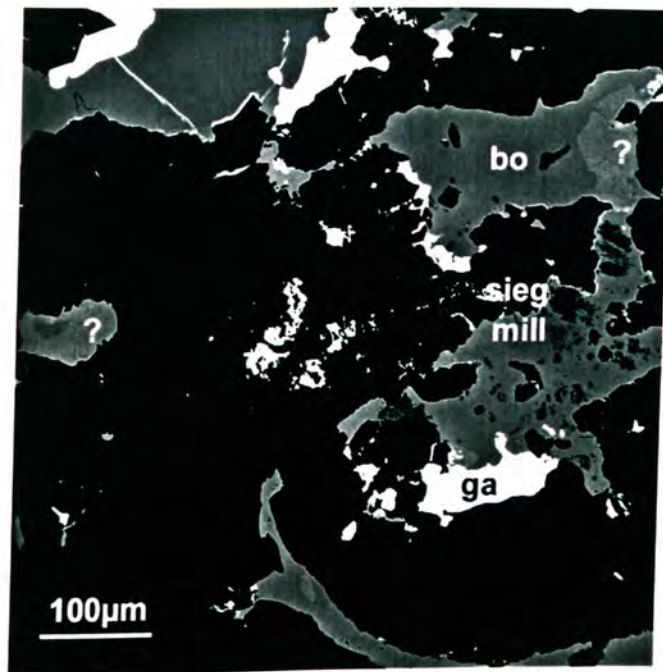


Abb. 12-17. Unbekannte Phase; BSE Aufnahme

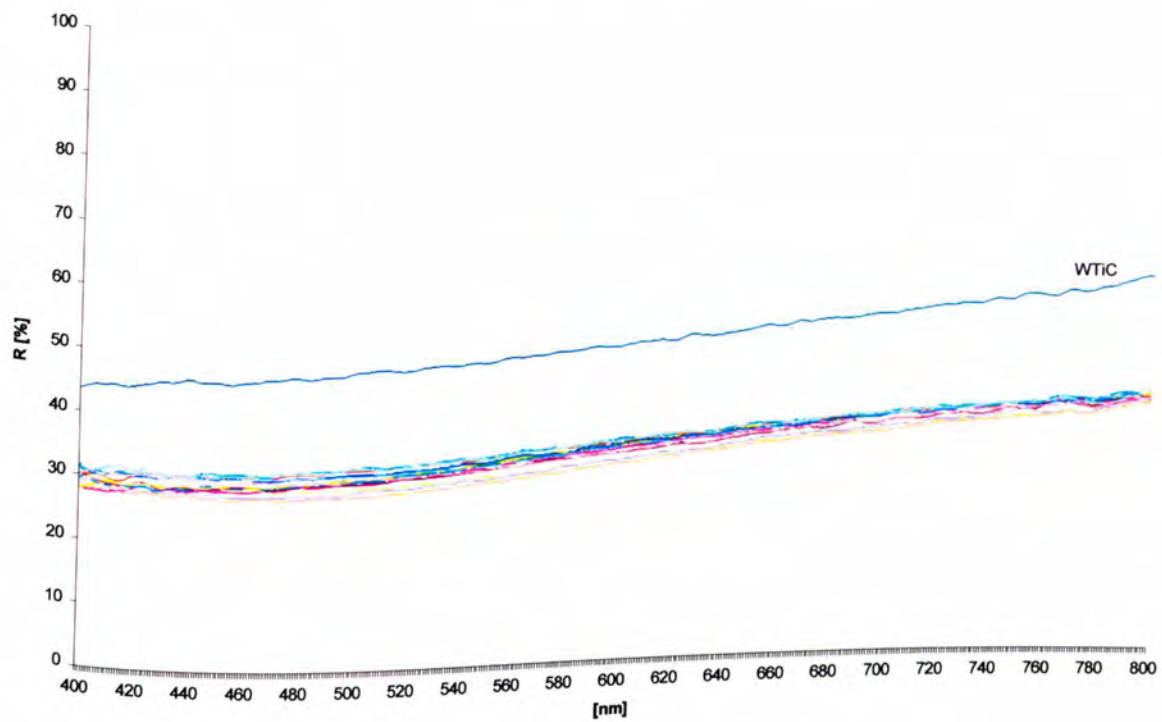


Abb. 12-18. Reflexionsdaten der unbekannten Phase in Luft; 15 Messungen.

Digenit verdrängt entlang von Rissen und Korngrenzen die Cu- Sulfide. Großflächige Verdrängungen betreffen stellenweise Chalkopyrit, der nur noch reliktsch in einer blauen, isotropen Matrix erhalten sein kann. Blauer, isotroper Kupferglanz wird von RAMDOHR (1960) als „Neodigenit“ bezeichnet. Häufige Begleiter sind Covellin, Cuprit und ged. Kupfer. Ein weiteres Mineral der Chalkosingruppe tritt ebenfalls in Assoziation mit Chalkopyrit auf. Dabei scheinen diskrete Bereiche im Kupferkies von netzwerkartigen Rissen durchzogen zu sein. Es entstehen mosaikartige Strukturen mit herabgesetztem Reflexionsvermögen (s. Abb. 14-2 auf Seite 134). Die Matrix besteht aus einer Mischung von Chalkopyrit und Ag- händigem Kupferglanz ($\text{Cu}_{1.78}\text{Ag}_{0.1}\text{Fe}_{0.1}\text{S}_{1.02}$). Die silberreichsten Bereiche beinhalten umgerechnet bis zu 6.7 Gew.% Ag. Die hohen Fe- und Ag- Gehalte erlauben rein stöchiometrisch keine exakte Zuordnung zu einer Mineralspezies. Wahrscheinlich handelt es sich um metastabilen („low“) Digenit $\text{Cu}_{1.75-1.8}\text{S}$ (MORIMOTO UND KOTO 1970). Die Assoziation und Ausbildung von Digenit spricht für eine Genese in Zusammenhang mit deszendenden Vorgängen (s. Kapitel 14.2 auf Seite 131)

Covellin scheidet sich als supergenes Anreicherungsprodukt gemäß der elektrochemischen Spannungsreihe an den Rändern von unedleren Sulfiden aus. Bevorzugt werden Galenit und Bornit von dünnen Covellinsäumen umgeben (s. Abb. 12-20 auf Seite 90). Das auffällig reflexionspleochthitische und anisotrope Mineral findet sich aber auch mit Fe-Mg Karbonaten vergesellschaftet.

Ged. Kupfer tritt in bis zu mehreren hundert μm großen dendritischen Kristallen in Fe-Mg Karbonaten auf. Die Randbereiche sind meist von einer dicken Oxidationsschicht aus Cuprit umgeben. In dieser Assoziation ist auch **ged. Silber** zugegen.

Cuprit ist häufig pseudomorph nach dendritischem Kupfer ausgebildet. Im reflektierten Licht ist das Mineral graublau und zeigt tiefrote Innenreflexe. Die anormalen tintenblauen und hellgrünen Anisotropiefarben sind meist nur an größeren Kristallen zu beobachten.

In der Probe Bo25 wurden zwei weitere Cu- Oxide nachgewiesen. Beige-graue, stark anisotrope Körner mit 86 Gew.% Cu konnten als **Tenorit** (CuO) identifiziert werden. Eine weitere Analyse erbrachte 39.8 Gew.% Cu und 33.4 Gew.% Fe. Die empirische Formel CuFeO_2 entspricht der Zusammensetzung von **Delafossit**.

Malachit, Azurit, Aragonit und Goethit treten in den Cu- Reicherzen als radialstrahlige Hohlraumfüllungen auf.

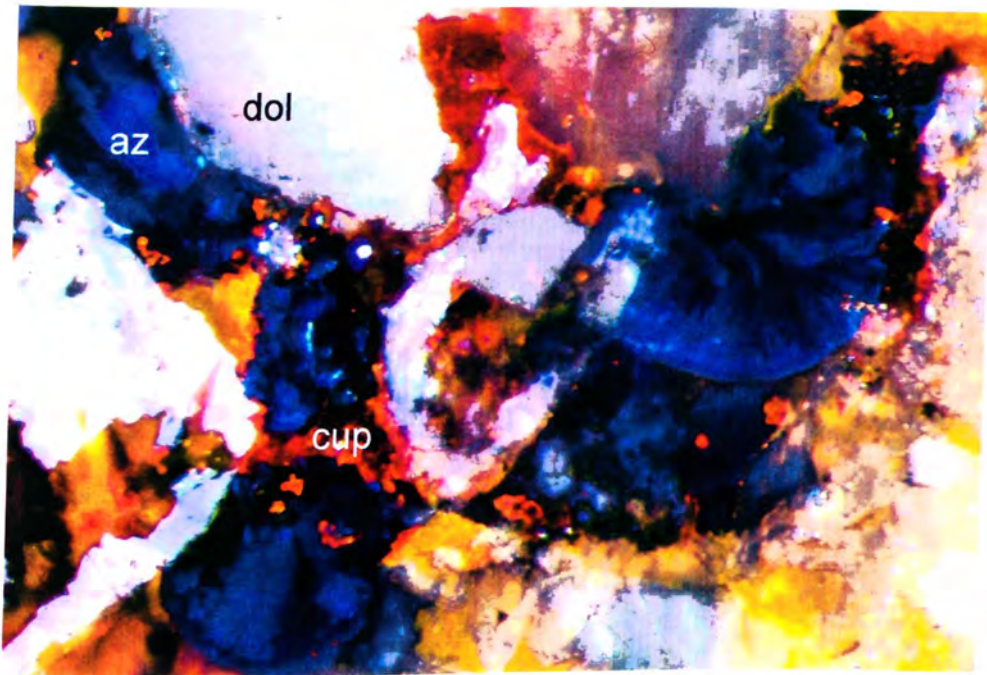


Abb. 12-19. Azurit, Cuprit, Dolomit; gekreuzte Nicols, BB 500µm

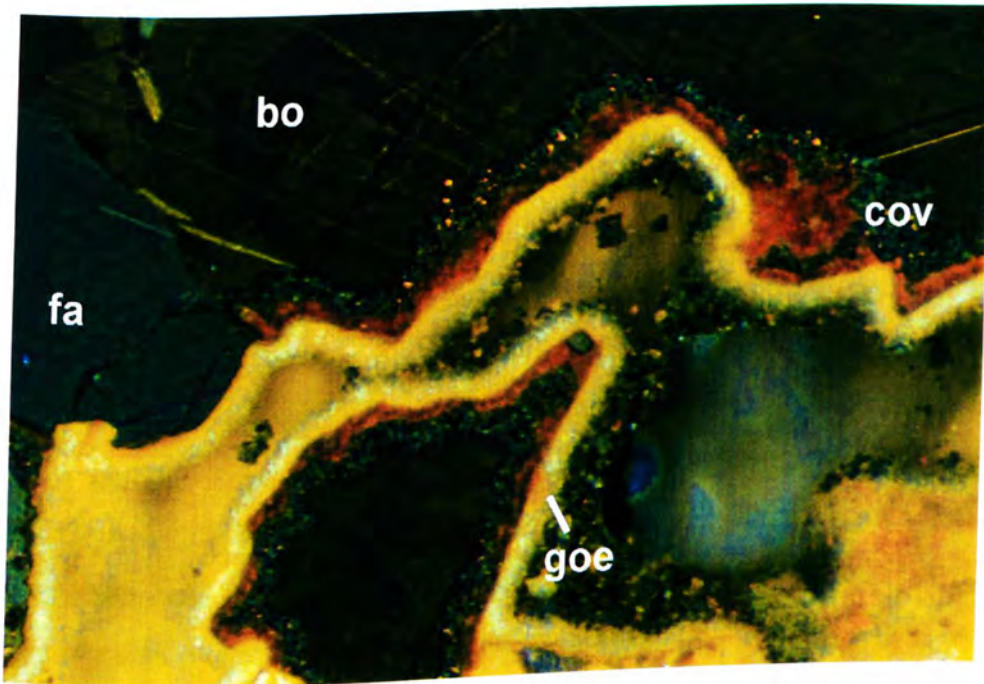


Abb. 12-20. Goethit-xx in Bornit, Covellinsäume; gekreuzte Nicols, BB 500µm.

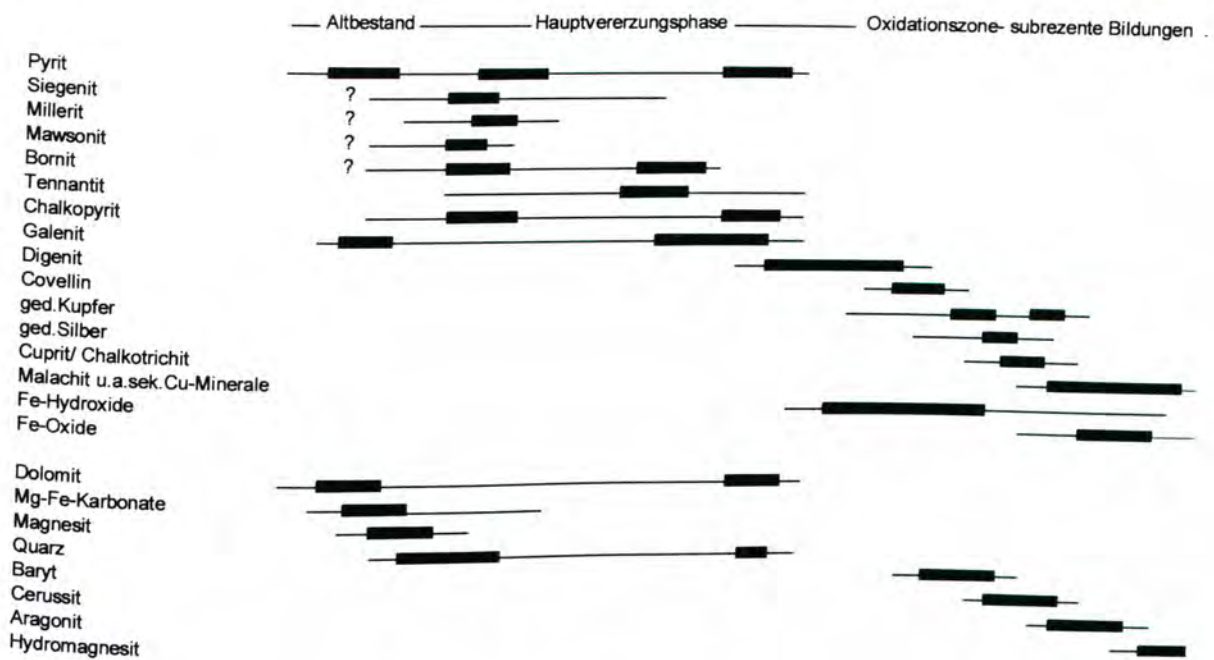


Abb. 12-21. Kristallisationsfolge der Cu- Paragenese

12.4 Die Pb II Zone

Die Bereiche der Galenit- Vererzungen lassen sich weder im Liegenden noch im Hangenden exakt von den Cu- reichen Zonen abgrenzen. Die Cu- Erze treten zwar mengenmäßig zurück, können aber örtlich stark angereichert sein (bo25). Die reichsten Pb- Erze stehen im oberen Teil des Gesenkes an. Die Nebengesteine bilden eine Wechselfolge aus massigen, grauen und schwarzen Dolomiten, die beide vererzt sein können. Auffällig ist die viel schwächere Limonitisierung der Karbonate. Die südlich anschließende Chalkopyrit-Fahlerzzone (Cu- Zone) ist wieder an stärker limonitisierte Dolomite gebunden. Makroskopisch bestehen die Erze der Pb II- Zone aus unregelmäßigen Nestern mit massivem Galenit. Verwitterter Pyrit bildet dünne Salbänder um die Bleiglanz- Butzen. An den Rändern der Vererzungen sind die grauen Dolomite stark gebleicht. Diese Alterationshöfe sind zuweilen hohlraumreich und führen gelegentlich Cerussit- und Covellin-xx.

An einigen Handstücken konnten erdige Anflüge von Erythrin und Annabergit beobachtet werden.

Die Pb II Paragenese

Die Anschliffe GaII/1, Ch7,8 und 9 stammen aus der Reicherzzone beim Gesenk. CuIII/5, gaII/32, gaII/33a und gaII/33b sind aus dem Übergang zur Chalkopyrit-Fahlerzzone.

Mineralbestand im Anschliff: Pyrit, Galenit, Chalkopyrit, Siegenit, Millerit, Gersdorffit, Fahlerz (Tennantit), Bornit (selten), Covellin und Goethit. Die Gangart besteht hauptsächlich aus Fe-Mg Karbonaten und Dolomit. Zusätzlich finden sich Cerussit, Baryt und Quarz.

Pyrit bildet rundliche Einschlüsse in Galenit und begrenzt die vererzten Bereiche. In den Karbonaten treten Lagen aus subidiomorphen, anisotropen Pyriten mit Chalkopyrit als Zwickelfüllungen auf. Die Chalkopyrit-Matrix ist in diesen Bereichen Verdrängungen durch Covellin ausgesetzt.

Galenit zeigt massige und grobspätige Vererzungformen. Es konnten auch hier keine erhöhten Ag-Bi Gehalte festgestellt werden.

Chalkopyrit ist häufig in Form unregelmäßiger Einschlüsse zu beobachten. Im Gegensatz zu den Kupferkiesen der anderen Zonen sind hier die typischen Anisotropiefarben und die polysynthetische Zwillingslamellierung zu beobachten. Im Chalkopyrit können orientierte Lamellen aus **Millerit** eingelagert sein.

Siegenit führt Millerit- Entmischungen und tritt als bis zu 80µm große Körner in Galenit auf. Die Thiospinelle der Pb II Zone zeigen gegenüber den Siegeniten aus der Bornitmatrix höhere Ni-Gehalte (s. Kapitel 13.4 auf Seite 121).

Gersdorffit ist der wichtigste Nickelträger der Paragenese und bildet unregelmäßige Einschlüsse in Galenit. Die ca. 50µm großen, weißen Körner unterscheiden sich von Galenit durch höheres Reflexionsvermögen, größere Schleifhärte und bessere Politur. Gersdorffite treten auch als graphische Verwachsungen mit Chalkopyrit auf (s. Abb. 12-23 auf Seite 93). Der durchschnittliche Chemismus entspricht $(\text{Ni,Co,Fe})_{0.97} \text{As}_{1.02} \text{S}_{1.01}$.

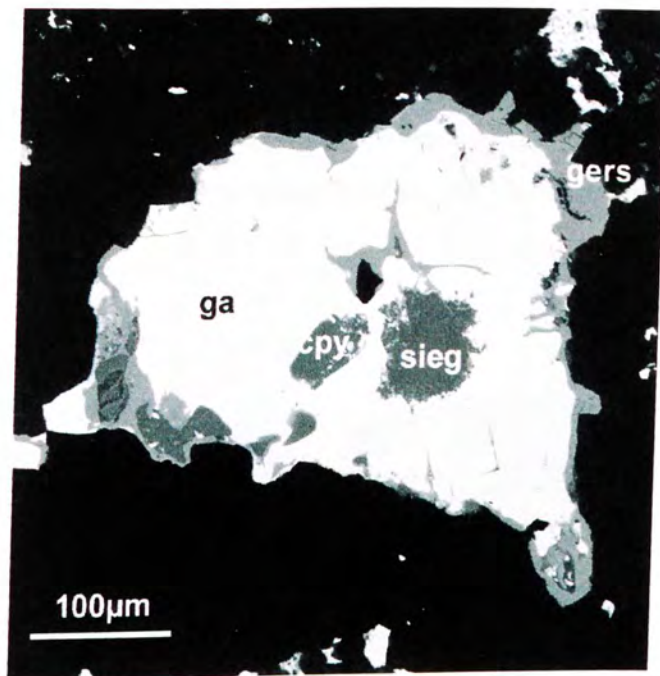


Abb. 12-22. Siegenit in Galenit, BSE Aufnahme.

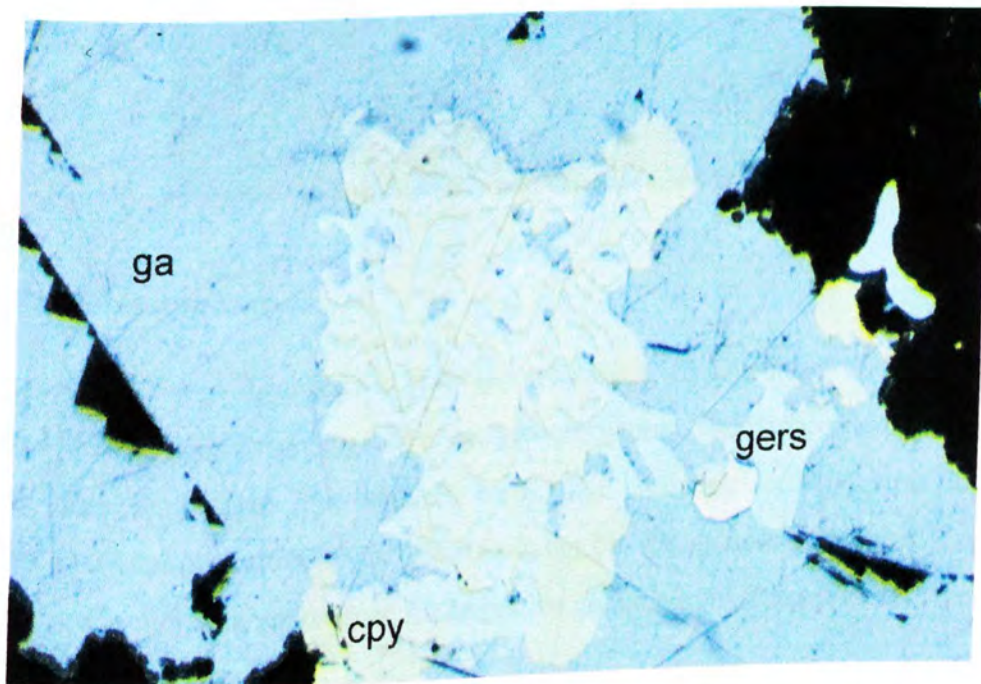


Abb. 12-23. Graphische Verwachsungen von Gersdorffit und Chalkopyrit, in Galenit; BB 450µm.

Fahlerz ist meist auf geringmächtige gangförmigen Strukturen konzentriert. In den massiven Bleierzten erscheint es als xenomorphe Körner in Galenit. Die Mikrosondenanalysen ergeben eine Tennantit- Zusammensetzung der Formel $(\text{Cu,Ag})_{10.37} (\text{Fe,Zn,Hg,Co})_{1.69} (\text{As,Sb})_{4.01} \text{S}_{12.93}$. Es treten auch zonierte Tennantite mit bis zu 6 Gew.% Sb auf. (s. Abb. 12-24 auf Seite 94). Die Fahlerze der gersdorffitreichen Probe (gaII) besitzen höhere Zn- Gehalte (s. Kapitel 13.1 auf Seite 98).

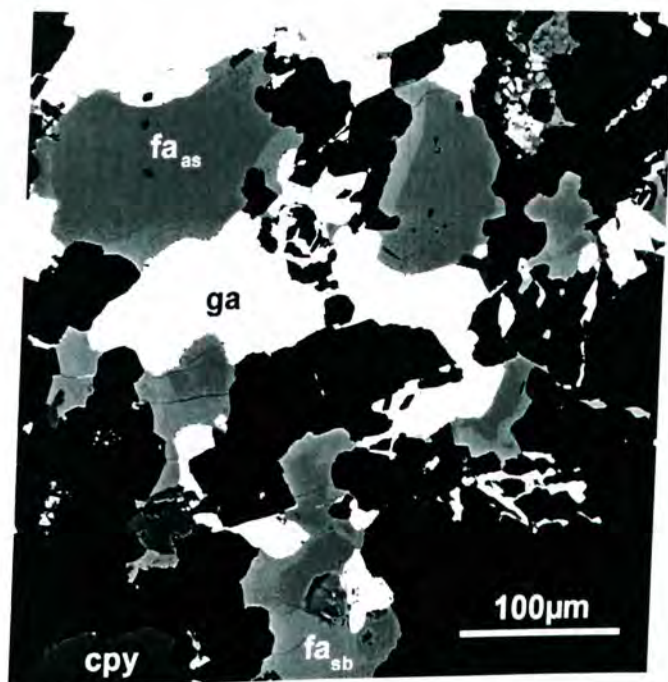


Abb. 12-24. BSE zonierter Tennantit Lp41

Covellin bildet feinkörnige Aggregate in graublauen Säumen, die Chalkopyrit und Galenit verdrängen. Das Mineral zeigt extremen Reflexionspleochroismus. Die Farben reichen von weinrot (selten) über dunkelblau bis bläulich weiß. Die Anistropieeffekte sind leuchtend kupferfarben. Das häufige Auftreten von Covellin in der Pb- Paragenese kann durch das bevorzugte Ausfällen Cu- haltiger, supergener Lösungen an „unedlerem“ Galenit erklärt werden (s. Kapitel 14.2 auf Seite 131).

Die Nebengesteine bestehen hauptsächlich aus Fe-Mg Karbonaten. **Cerussite** bildeten sich als Verwitterungsprodukt von Galenit.



Abb. 12-25. Covellin-xx, REM Aufnahme

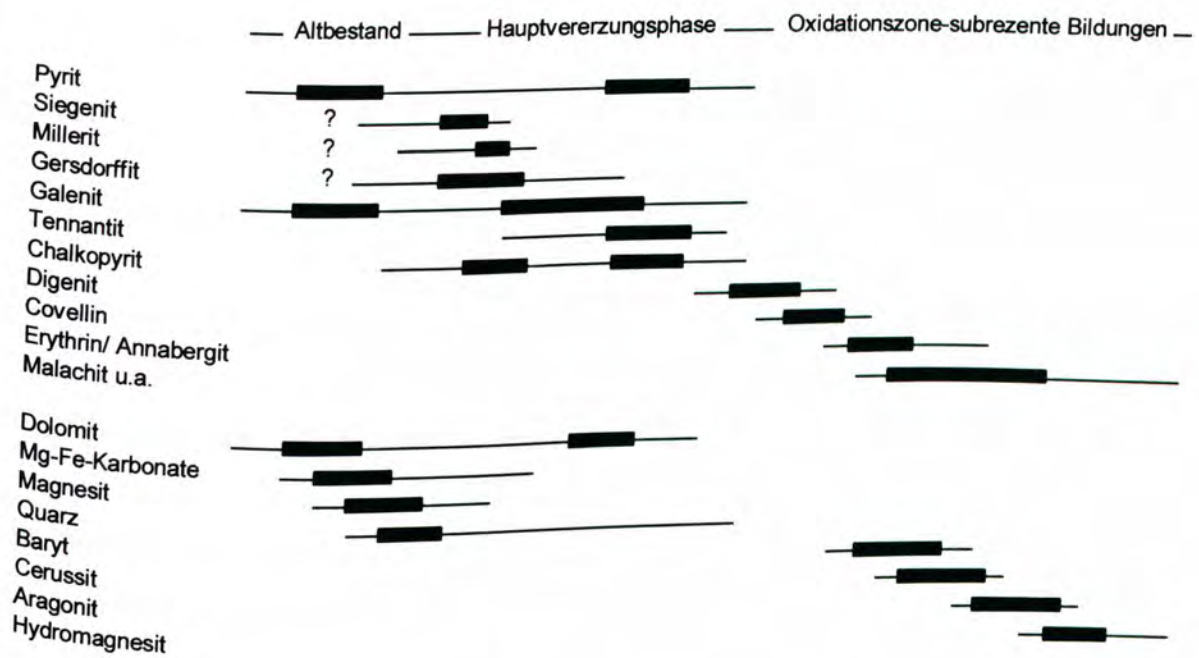


Abb. 12-26. Kristallisationsfolge der Pb-Paragenese

12.5 Die Chalkopyrit-Fahlerzzone (Cu- Zone)

Dieser Vererzungstypus dominiert in den südlichsten (hangendsten) Bereichen des Neuschurfstollens und ist an die stärker limonitisierten grauen Dolomite gebunden. Die bedeutensten Mineralisationen stehen in der südöstlichsten Ecke der Neuschurf-Kaverne (k 080/50; Proben CuIII/1-4), beim Abstieg zum Christophschacht und in der Hinteren Kaverne an. Im Mineralbestand sind kaum Unterschiede zu den liegendsten Vererzungen der Bornit-Fahlerzzone zu erkennen (s. Kapitel 12.3 auf Seite 82). Auch hier stehen monotone **Fahlerz-Chalkopyrit** Mineralisationen im Vordergrund, während Bornit nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die Karbonate sind brecciert und limonitisiert und werden von mm-cm mächtigen Fahlererzschneuren durchsetzt. Eine scharfe Abgrenzung zur PbII- Zone ist nicht möglich. Im Übergangsbereich stehen butzenförmige Chalkopyrit-Galenit- Verwachsungen an (CuIII/5). Die Cu- Zone führt stellenweise auch noch massiven **Galenit**, der von (jüngeren) Fahlerz-Gängen durchzogen wird (Abstieg zum Christophschacht). Die Sekundärmineralparagenese ist identisch mit jener der Bornit-Fahlerzzone. Aus den südlichsten Teilen der Neuschurf-Kaverne stammen die besten Stufen mit **ged. Silber**.

12.6 Mineralogie des Christophstollens

Das Zonenmodell des Neuschurfstollens läßt sich hier nur bedingt anwenden. Aufgrund der intensiven Tektonik und der allgemein geringeren Vererzung ist eine großflächige mineralogische Kartierung nicht zielführend. Dennoch konnten Parallelen zu den Neuschurf- Vererzungen gefunden werden. Die hellen Flaserdolomite sind die Träger der schichtgebundenen **Cinnabarit-Pyrit** Vererzung. Cinnabarit tritt nur in Spuren auf, läßt sich aber vom Schachtbereich bis zum südwestlichen Ende des Hangendstollens verfolgen. Ein Übergreifen der Hg- Mineralisation auf die hangenden dunklen Dolomite läßt sich nicht beobachten. Möglicherweise sind diese Bereiche abgebaut.

Die im nordöstlichen Christophstollen anstehenden, W-E streichenden schwarzen Schiefer führen eine disseminierte **Galenit**vererzung. Aufgrund der Geologie und der Art der Vererzung kann der Bereich Kriechstrecke/Erythrin- Kaverne als tektonisch versetzte (Teufen)-Fortsetzung der PbI- Zone gesehen werden (s. Kapitel 12.2 auf Seite 81). Die erdigen schwarz-braunen

Schiefer zeigen hier Erythrin-Ausblühungen und Gips-xx. Aus Dolomitenlagen der Erythrin-Kaverne sind auch massivere **Fahlerz-Chalkopyrit** Mineralisationen bekannt.

In den grauen Dolomiten des Hangendstollens finden sich gelegentlich dissemierte Chalkopyrit-Pyrit-Fahlerz Mineralisationen, Aragonit, Erythrin und sekundäre Kupferminerale.

Die Mürbdolomitabfolgen im Liegendstollen sind Träger der kluftförmigen Fahlerz- Mineralisation. Im südlichen Liegendstollen ist ein N-S streichendes, nur wenige mm mächtiges Fahlerzband aufgeschlossen. Der Gang besteht aus Tennantit, Pyrit, Chalkopyrit und Malachit- rändern. Die Mürbdolomit-Breccien sind vor allem wegen der Sekundärminerale interessant. In den Hohlräumen finden sich neben radialstrahligen Aragoniten auch nadelige Malachite und Azurite, Erythrin und Manganoxide.

Zusammenfassend können somit die Hg- Mineralisationen der hellen Flaserdolomite, die Pb- (Cu) Erze der schwarzen Schiefer und die Cu- Vererzungen der Mürb- und grauen Dolomite unterschieden werden.

13 Mineralchemie

13.1 Fahlerze

Allgemeines

Die Fahlerze von Leogang waren die wirtschaftlich wichtigsten Cu- Träger der Reviere und sind in allen primären Mineralparagenesen zugegen.

Die Tetraedrit-isomorphen Serien werden als Derivate der Sphalerit- Struktur angesehen (MAKOVICKY 1989), zeigen aber auch eine Verwandtschaft zur Sodalit- Struktur (JOHNSON ET AL. 1988). Aus umfangreichen Studien an natürlichen Fahlerzen konnte eine Strukturformel auf der Basis von 29 Atomen pro Einheitszelle ermittelt werden (JOHNSON ET AL. 1986, 1987): $^{III}M2_6 ^{IV}M1_6 [^{III}SM ^{IV}Y_3]_4 ^{VI}Z$; $M2 = Cu^+$ und Ag^+ ; $M1 = Cu^{+2+}$, $Fe^{2+/3+}$, Zn, Ni, Co, Hg, Cd, Mn, Pb, Cr, V; $SM = Sb, As, Bi, Te$; $Y, Z = S$ und Se. Als Idealformel ergibt sich daraus $(Cu,Ag)_6Cu_4(Fe,Zn,Hg,...)_2(As,Sb)_4S_{13}$. Zur Formelberechnung wird jedoch die am häufigsten angewendete Formel $(Cu,Ag)_{10}(Fe, Zn, Hg, Co,...)_2(As,Sb)_4S_{13}$ herangezogen.

Die Struktur läßt sich als Gerüst von $M1-Y_4$ Tetraedern darstellen, die über die Ecken verbunden sind. In den Zwischenräumen wird das zentrale Anion Z von den M2 Kationen oktaedrisch koordiniert ($Z-M2_6$). Die M2 Kationen sind zusätzlich an 2 Y Anionen des Tetraedergerüsts koordiniert in trigonal planarer Koordination gebunden. Die Halbmetalle der SM Position bilden trigonale Pyramiden mit den Y Anionen. Diese $SM-Y_3$ Pyramiden sind ein charakteristisches strukturelles Merkmal der Sulfosalze. Unterschiedliche As:Sb Verhältnisse auf der SM Position führen zu Mischkristallen zwischen Tennantit und Tetraedrit.

Die Substitutionen der M Positionen sind vielfältig, wobei die M1 Position nicht vollständig besetzt sein muß. Bei Röntgenstrukturanalysen von Cu- reichen, synthetischen Tetraedriten zeigt sich, daß nicht das gesamte Kupfer exakten Positionen zugeordnet werden kann (MAKOVICKY UND SKINNER 1979). LIND UND MAKOVICKY (1982) erkannten, daß nicht vollständig substituierte, Cu- reiche Tetraedrite unter dem Elektronenstrahl chemischen Veränderungen

unterworfen sind, die zum „Verlust“ von Cu in der Analyse führen. Die Berechnungen von Gitterkonstanten und Me-S Bindungslängen dieser Tetraedrite liefern Beweise für die Existenz von mobilen Cu- Atomen gemischter Wertigkeiten, die für diese analytischen Probleme verantwortlich sind (MACKOVICKY UND KARUP MØLLER 1994). In den Ag-Sb reichen Mischkristallen (Freibergit) kann das gesamte Cu^+ der M2 Stelle durch Ag^+ ersetzt sein (JOHNSON ET AL. 1986).

Die M1 Position silberarmer Fahlerze erlaubt einen Einbau von bis zu 2 Atomen Hg^{2+} auf Kosten von Cu^{2+} (KALBSKOPF 1971). Hg- reiche Tetraedrite mit mehr als einem Atom Hg pro Formeleinheit (umgerechnet 10.33 Gew.%) werden als "Schwazite" bezeichnet. Dieser Name wird von der IMA nicht anerkannt, ist aber in der Literatur weit verbreitet, wobei meist auch Hg-reiche Tennantite als "Schwazite" bezeichnet werden. Interessanterweise zählen die Hg-hältigen Fahlerze von der Typlokalität Schwaz in Tirol aufgrund ihrer zu geringen Hg-Gehalte per Definition nicht zu den "Schwaziten" (ARLT UND DIAMOND 1998).

Der heterogene Chemismus der Fahlerze führt zu großen Abweichungen von der idealen stöchiometrischen Zusammensetzung. Die meisten natürlichen Fahlerze, und auch die Fahlerze Leogangs liegen außerhalb des Dreieckes $\text{M}_{14}\text{Y}_4\text{S}_{13}$ - $\text{M}_{12}\text{-Y}_{4.67}\text{S}_{13}$ - $\text{M}_{12}\text{Y}_4\text{S}_{13}$ im Y-M-SM-Diagramm von LIND UND MAKOVICKY (1982) (s. Abb. 13-1 auf Seite 102).

Die Fahlerze von Schwarzleo- Mitte

Für die Mikrosondenanalysen wurden folgende Standards verwendet:

CuFeS_2 ($\text{CuK}\alpha$), Cu_5S_9 ($\text{CuK}\alpha$) bei Hg-Proben und ch9, Ag Metall ($\text{AgL}\alpha$), CuFeS_2 ($\text{FeK}\alpha_{27}$), FeAsS ($\text{FeK}\alpha$) bei Hg-Proben und ch9, Co Metall ($\text{CoK}\alpha$), ZnS ($\text{ZnK}\alpha$), HgS ($\text{HgL}\alpha$), NiAs ($\text{AsK}\alpha$, $\text{NiK}\alpha$), NiAsS ($\text{NiK}\alpha$) bei Hg-Proben, Sb_2S_3 ($\text{SbL}\alpha$), Sb-Metall ($\text{SbL}\alpha$) bei c3 und ch9, CuFeS_2 ($\text{SK}\alpha$), FeAsS ($\text{SK}\alpha$) bei ch9, ZnS ($\text{SK}\alpha$) bei Hg3, HgS ($\text{SK}\alpha$) bei c3.

Zur Qualitätskontrolle wurden die Analysen in das Y-M-SM Diagramm geplottet (s. Abb. 13-1 auf Seite 102). Die Daten zeigen mit Ausnahme der Probe c3 die erwartete Streuung um die ideale stöchiometrische Zusammensetzung. Die c3 Fahlerze besitzen ein zu hohes SM:S Verhältnis. Sie wurden daher im Y-M-SM Diagramm nicht berücksichtigt, und durch die Analysen c3d ersetzt, die ein anderes Labor an der selben Probe ermittelte.

Die schlechten Ergebnisse der eigenen c3 Analysen sind auf eine falsche Standardwahl sowie auf technische Schwierigkeiten mit dem Spektrometer zurückzuführen (MÜNDL. MITT. TOPA 1998). Alle Hg- reichen Fahlerze („Schwazite“) erwiesen sich unter dem Elektronenstrahl als äußerst empfindlich. Gute Gesamtsummen konnten nur mit defokussiertem Strahl erzielt werden. Auffallend ist der erhöhte Schwefelgehalt ($S > 13$) in den „Schwaziten“. Die Fahlerze wurden auch mit einer schwefelreicheren Strukturformel ($M_2M_1SM_2Y_7$, $n=15$) gerechnet und die Anzahl der Hg Atome pro Formeleinheit mit der Summe der S Atome verglichen (MÜNDL. MITT. Y. MOELO 1998). Es konnten keine signifikanten Ergebnisse erzielt werden. Negative Korrelationen sind jedoch zwischen den Schwefelgehalten und der Summe der Metalle (s. Abb. 13-2 auf Seite 103) zu beobachten. Der Schwefelüberschuss der meisten Schwazite ist entweder natürlichen Ursprungs oder auf analytische Probleme zurückzuführen. Zur endgültigen Klärung dieses Problems sind zusätzliche Analysen und strukturelle Untersuchungen notwendig.

Die Cu- und As- reichen Fahlerze liegen sehr nahe an der idealen Zusammensetzung $M_{12}SM_4S_{13}$ (Proben Bo, ch, ga). Dies spricht für die Güte der Analysen.

Im M1M2 Diagramm von LIND UND MAKOVICKY (1982) wird die unterschiedliche Besetzung der M1 Position deutlich (s. Abb. 13-4 auf Seite 104). Die Fahlerze der Hg- Zone zeigen vollständige Substitution auf der M1 Position, während die Tennantite der Cu- Zonen unterhalb der Linie 10:2 plotten. Das M1:M2 Verhältnis der c3 Analysen erweist sich als korrekt. Die M1 Position der Hg-Fahlerze wird mit 2 Atomen Hg + Zn besetzt, die negativ korreliert sind (s. Abb. 13-3 auf Seite 103). In den Fahlerzen der Cu- Zonen läßt sich der Einbau von Cu^{2+} an Stelle von Fe^{2+} , Zn^{2+} und Co^{2+} erwarten (s. Abb. 13-5 auf Seite 105). Abb. 13-6 zeigt deutlich, daß Fe durch Cu ersetzt wird. Ob nun Cu^+ oder Cu^{2+} auf der M1 Position eingebaut wird, hängt von der Wertigkeit des Eisens ab. Mössbauer- Untersuchungen an synthetischen Fe substituierenden Tetraedriten zeigten, daß die tetraedrisch koordinierten Plätze bei Fe- Gehalten von über einem Atom Fe pro Formeleinheit überwiegend mit Fe^{2+} besetzt sind (MAKOVICKY ET AL. 1990). Spin-Resonanz Messungen von Cu und Mössbauer-Spektren der Fe^{2+} - Fe^{3+} Verteilung könnten zur Klärung dieser Frage beitragen. Die M1-M2 Korrelation ist auch im M1-M2-SM Diagramm (s. Abb. 13-7 auf Seite 106) zu erkennen, wo die ein- zwei- und dreiwertigen Atome gegeneinander aufgetragen sind. Bei den nicht vollständig substituierten Fahlerzen ist ein Ver-

lust von mobilem Cu^{2+} während der Analyse nicht auszuschließen (LIND UND MAKOVICKY 1982).

Zur graphischen Darstellung der Halbmetallverteilungen wurden zwei verschiedene Diagramme erstellt (s. Abb. 13-8 und 13-9). Die stark schwankenden As- und Sb- Gehalte der Hg-Fahlerze sind auf die Zonierungseffekte zurückzuführen (s. Kapitel 12.1 auf Seite 70). Es konnten sowohl As- als auch Sb- reiche Endglieder gefunden werden. Es ist jedoch auffällig, daß die meisten Hg-Fahlerze einer Tennantit- Zusammensetzung entsprechen und somit eigentlich nicht als klassische „Schwazite“ gelten. In den Proben der Fahlerz-Bornit- und Galenit- Zonen ist die SM Position nahezu vollständig mit As- Atomen besetzt (Tennantit). Die ähnlichen As-Gehalte der Fahlerze der Hg- und Cu/Pb- Zonen sind bei genetischen Überlegungen zu berücksichtigen (Kap. 14.4 auf Seite 138).

Die Darstellung der Elementverteilung auf der M1 Position eignet sich am besten zur Unterscheidung der verschiedenen Fahlerz-Chemismen. Zu Vergleichszwecken wurden auch die Analysen Lengauers (L) in das Diagramm aufgenommen (s. Abb. 13-10 auf Seite 109). Nach LENGAUER (1989) können Hg reiche, Cu- reiche, und Cu+Fe/Zn- reiche (L-gers) Fahlerze unterschieden werden. Die Elemente in den Fahlerzen von Schwarzleo-Mitte zeigen eine ähnliche Verteilung.

Zusammenfassend können folgende Aussagen getroffen werden:

- In der Hg- Zone treten Hg- reiche, Cu- arme Fahlerze mit einer unregelmäßigen As/Sb Zonierung auf, wobei die Tennantit- Komponente überwiegt.
- Die Cu- und Pb- Paragenesen führen Cu- reiche Tennantite mit variierenden Fe-Zn- Gehalten. Die chemischen Unterschiede zwischen den beiden Zonen sind gering, jedoch läßt sich ein Trend von den Cu- reichen, Fe/Zn- armen Tennantiten der $\text{Cu} > \text{Pb}$ - Zone zu etwas Fe/Zn reichen Fahlerzen der PbII- Zone erkennen. Die Analysen aus der Gersdorffit- reichen Probe ga2/1 bestätigen diese Tendenz.

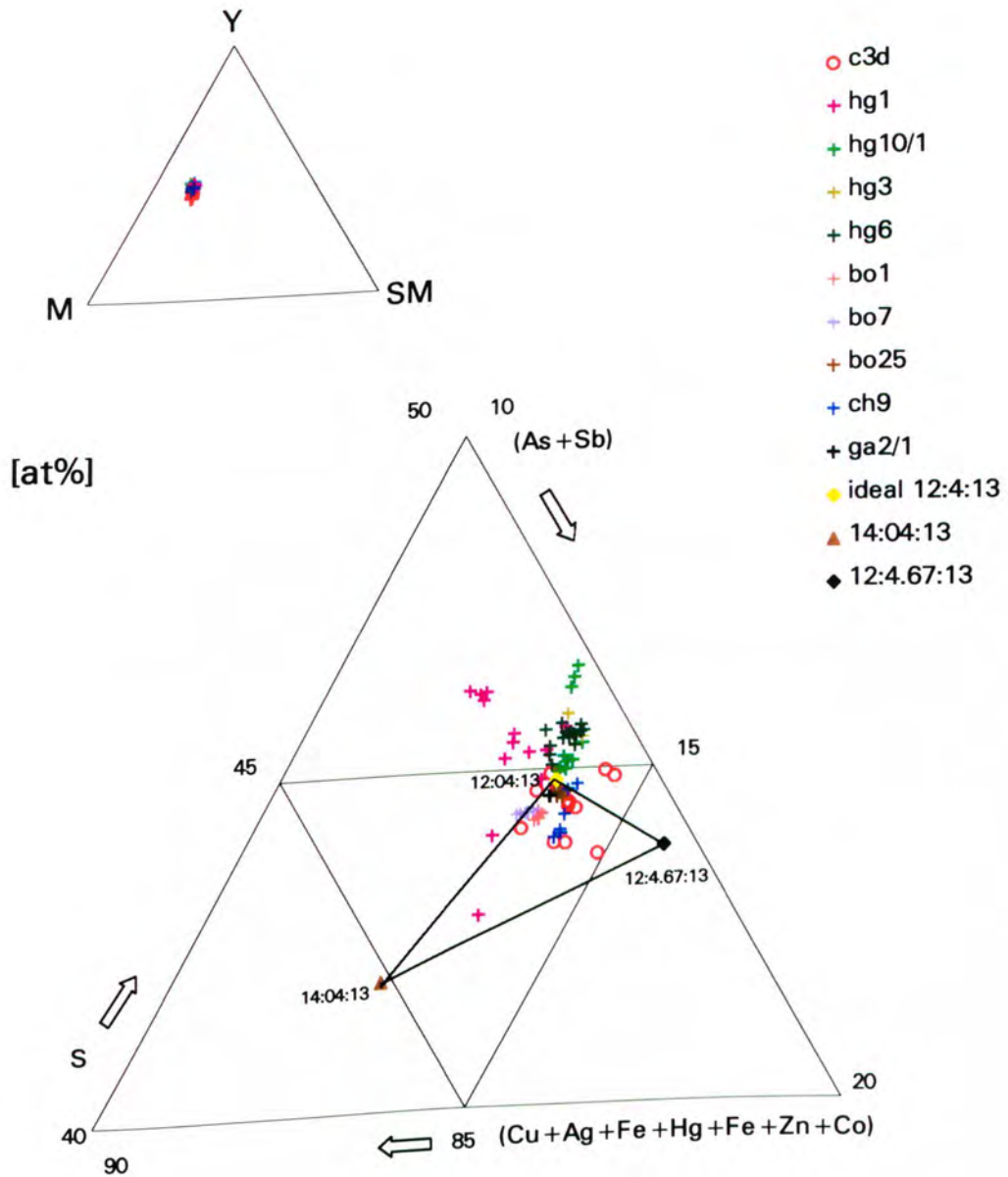


Abb. 13-1. Y-M-SM Diagramm nach MAKOVICKY UND LIND (1982); Proben c3d, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

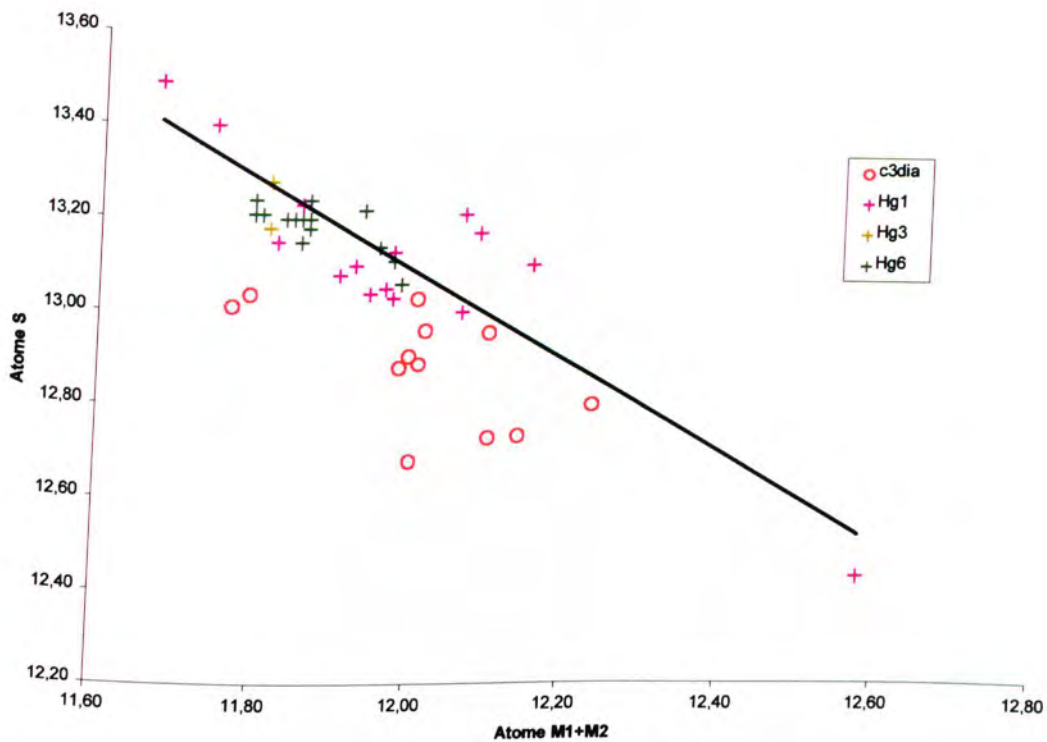


Abb. 13-2. Korrelation zwischen Schwefel- und Metallgehalten pro Formeleinheit; Proben Hg- Zone

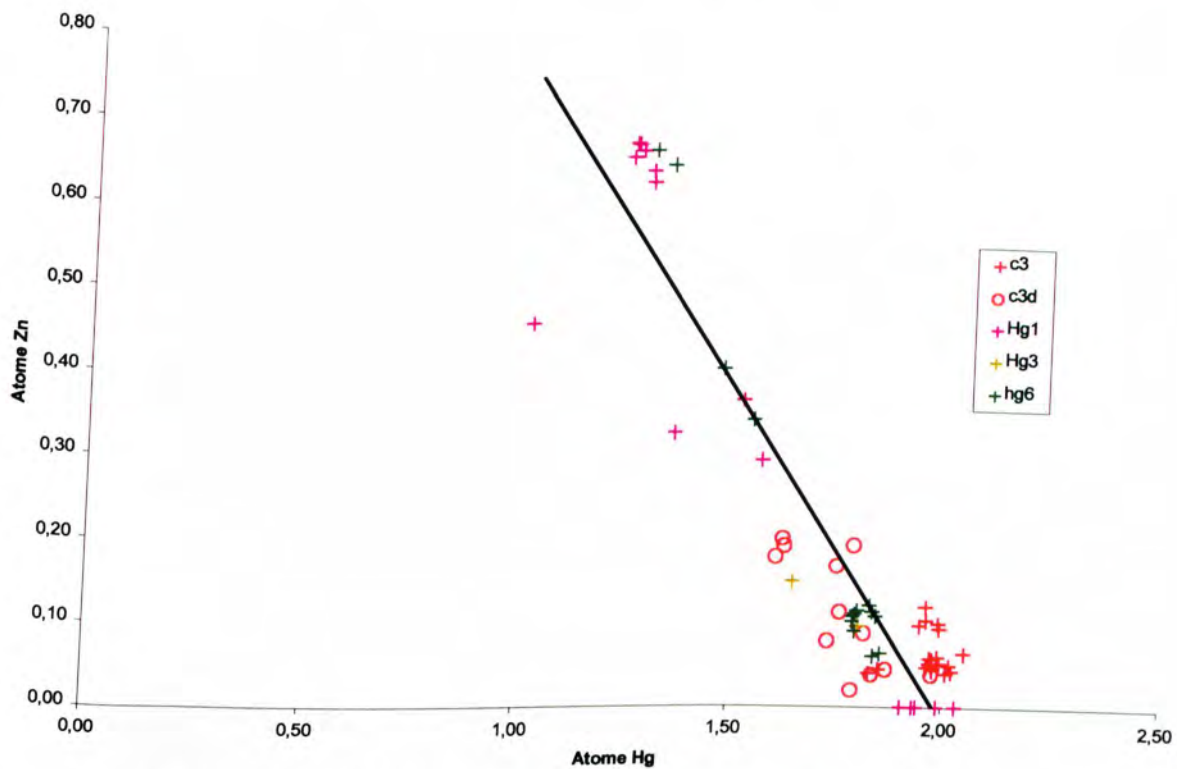


Abb. 13-3. Gekoppelte Zn- Hg Substitution der M1 Position; Proben Hg- Zone

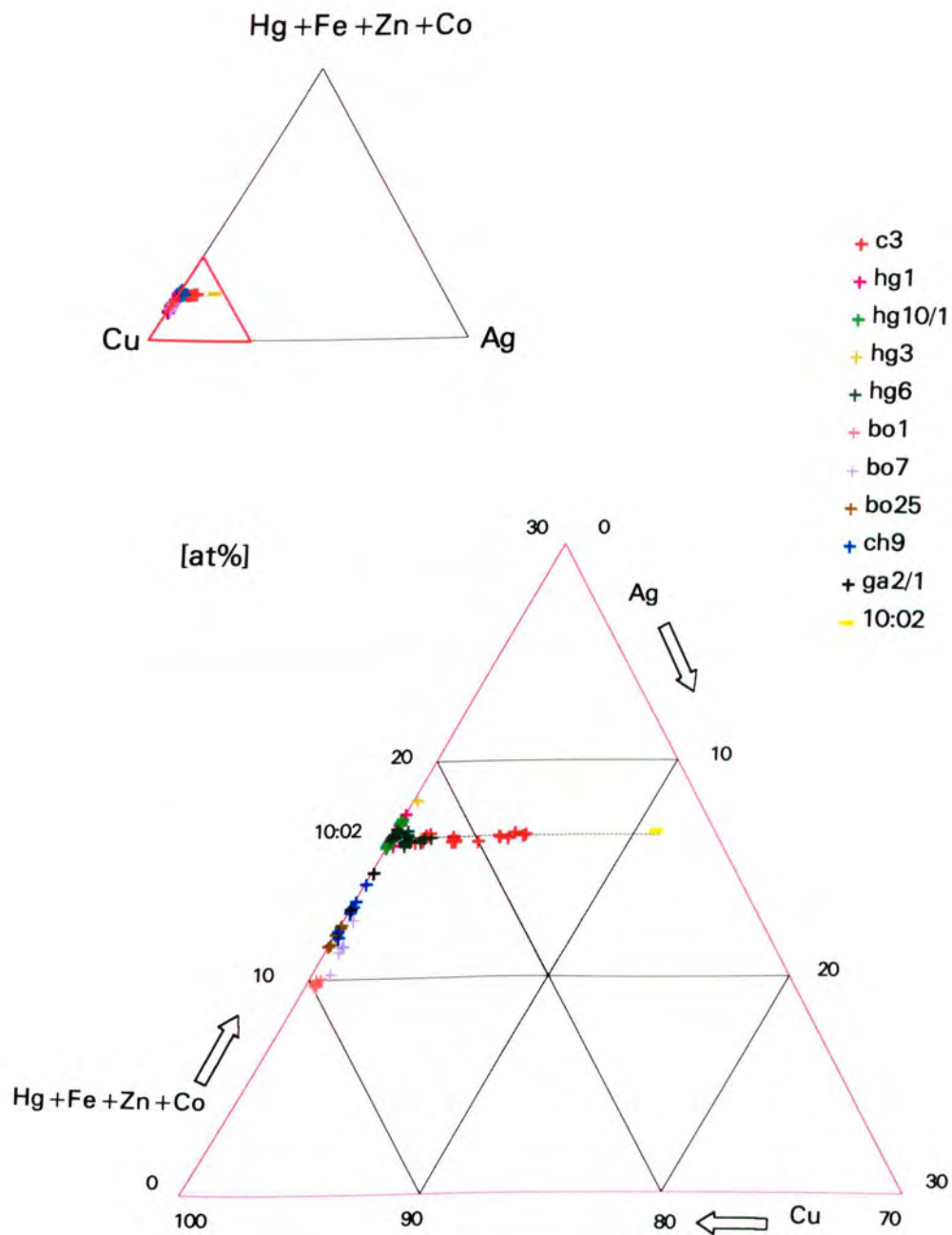


Abb. 13-4. Belegung der M1 Position; Proben c3, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

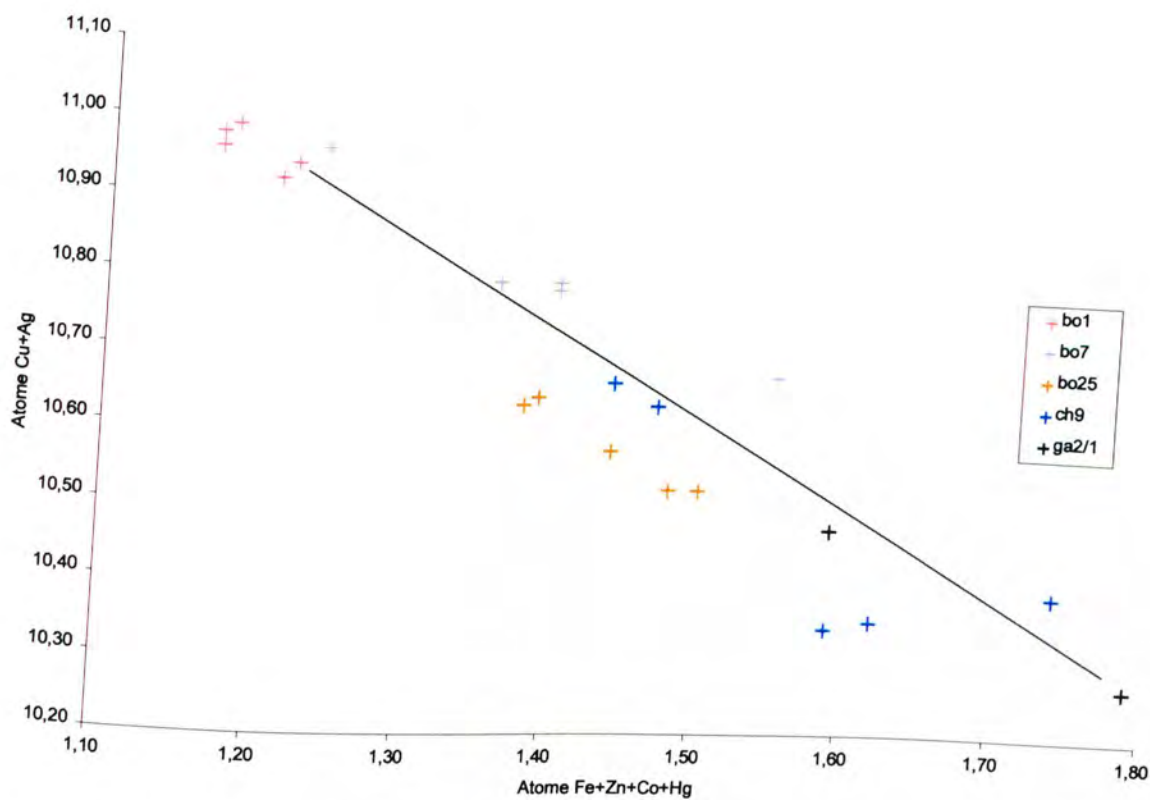


Abb. 13-5. Korrelation zwischen den Metallen der M2 und M1 Position; Proben Cu>Pb- und PbII- Zonen

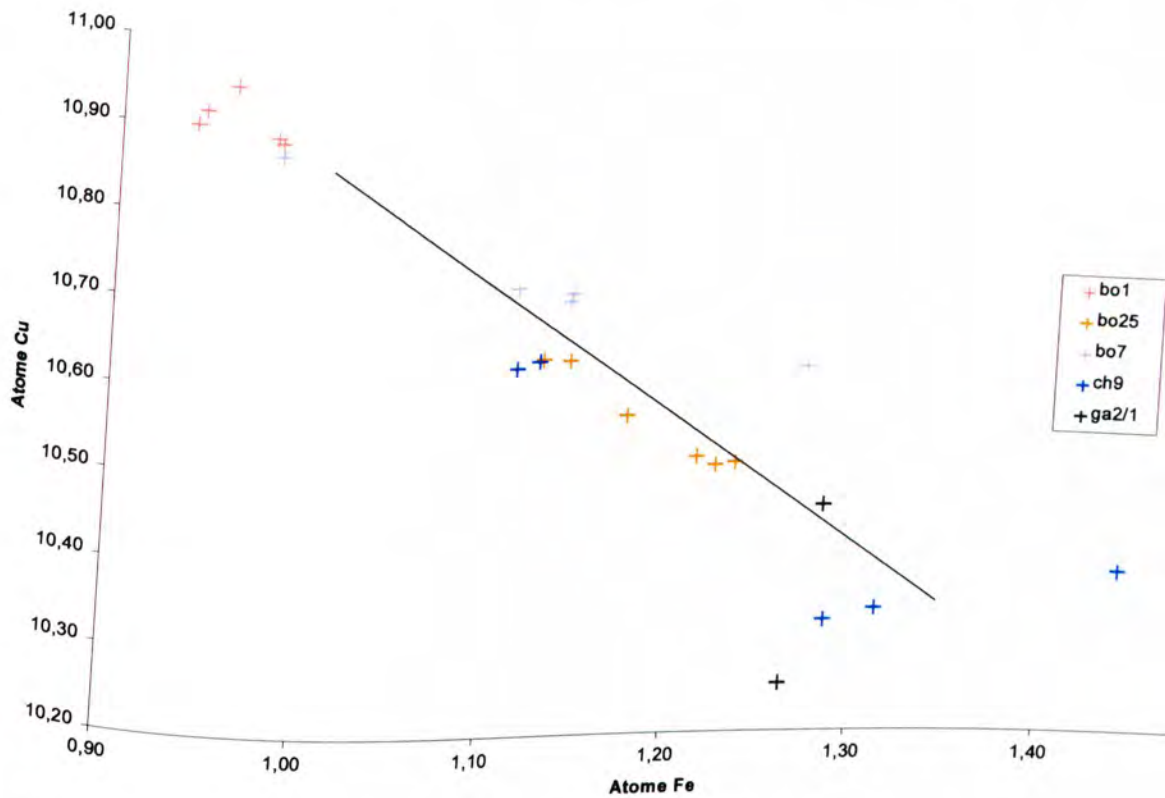


Abb. 13-6. Cu- Fe Substitution der M1 Position; Proben Cu>Pb- und PbII- Zonen

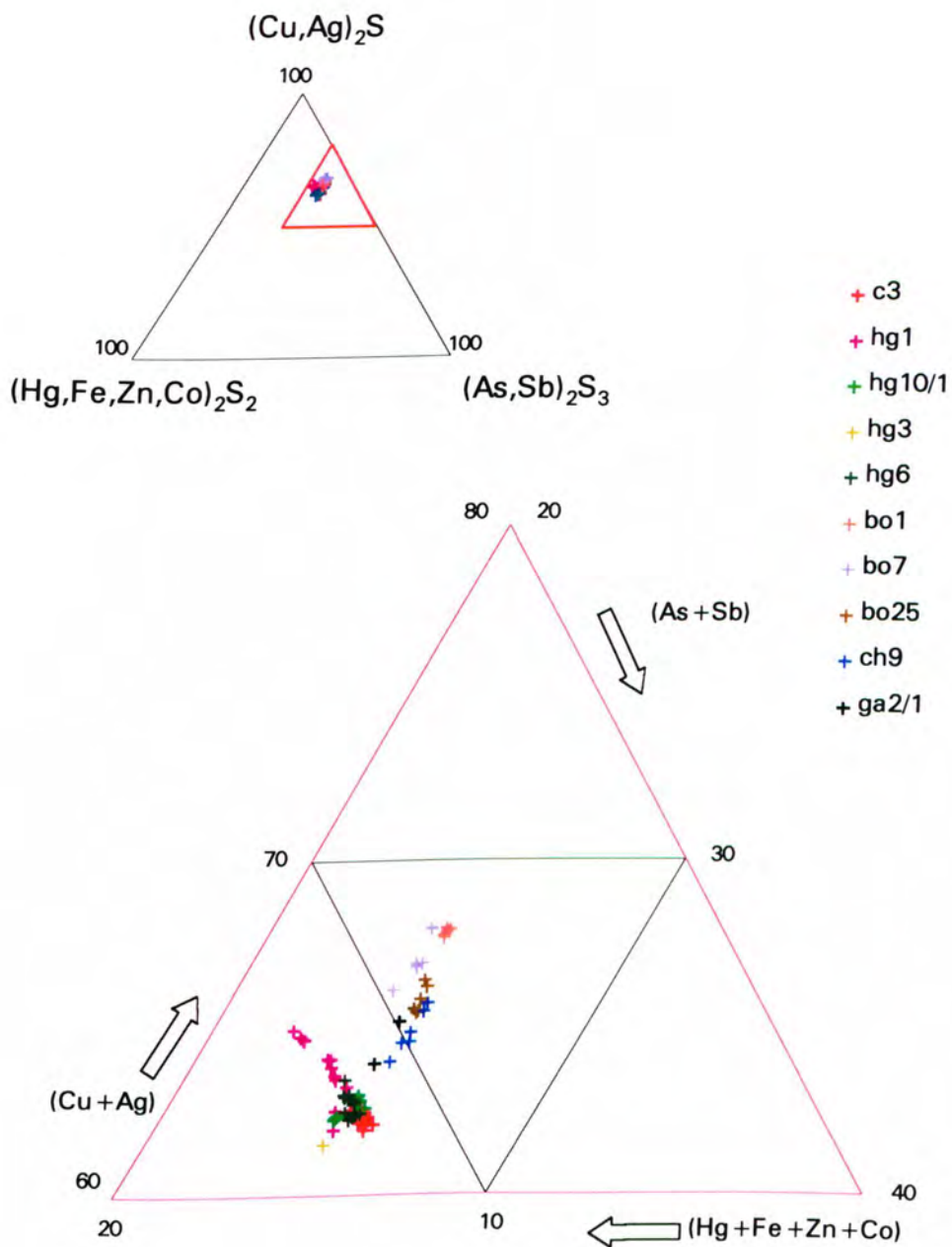


Abb. 13-7. M1-M2-SM Diagramm; Proben c3, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

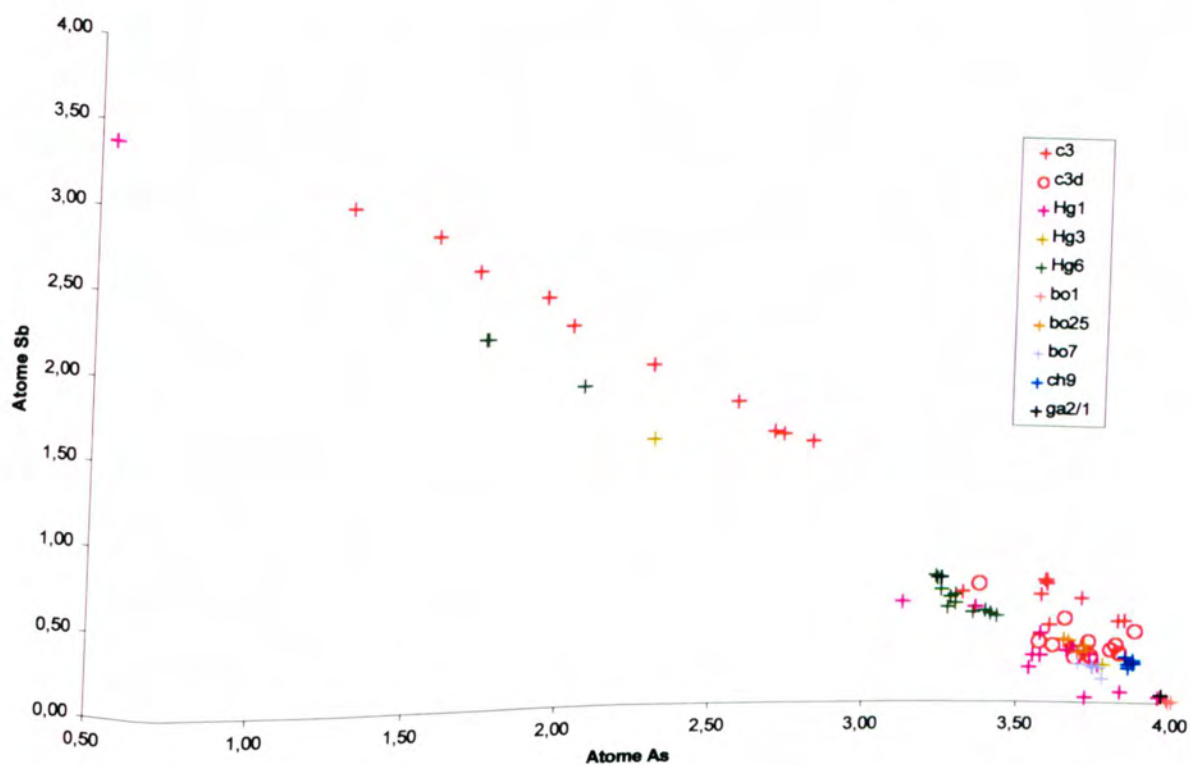


Abb. 13-8. As-Sb- Verhältnisse; Proben c3, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

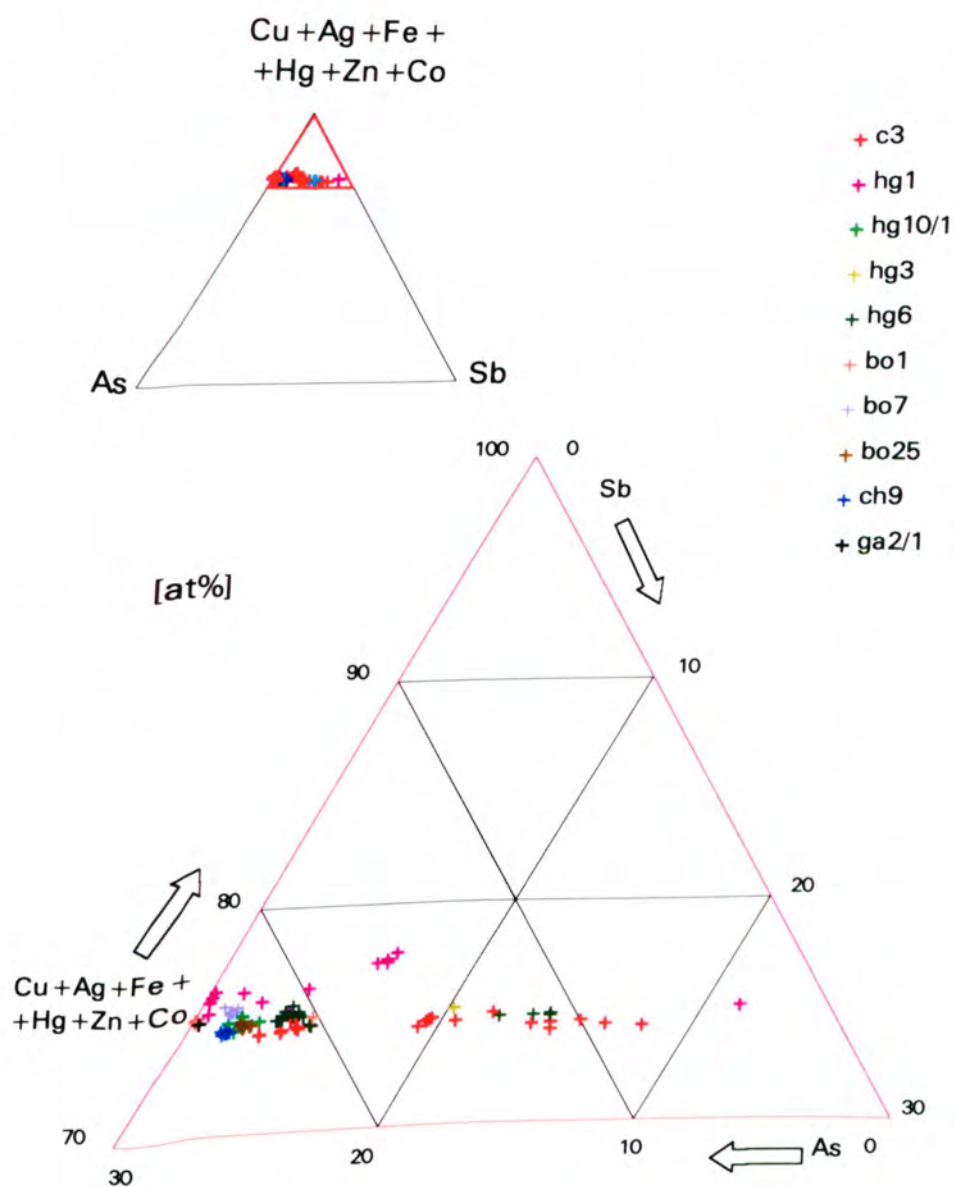


Abb. 13-9. Tennantit- Tetrahedrit Serie; Proben c3, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

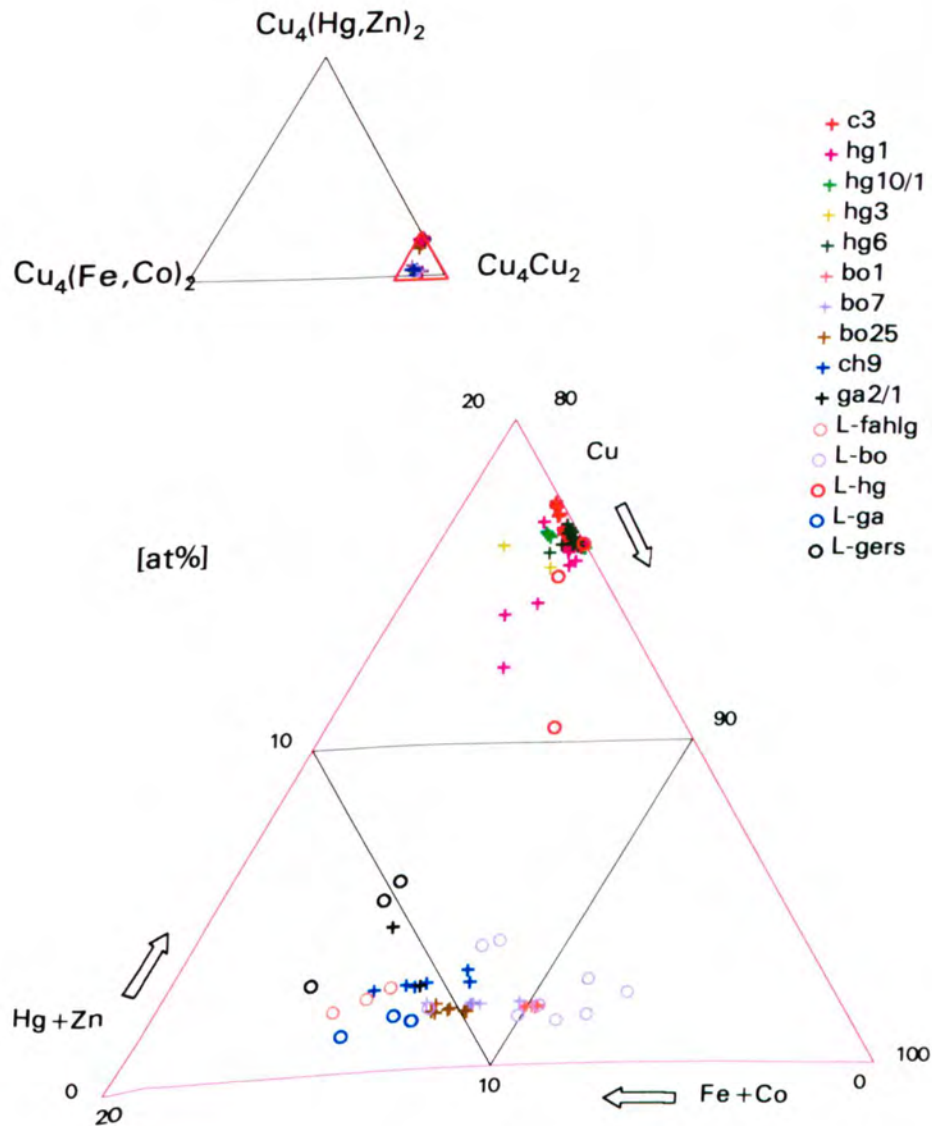


Abb. 13-10. Diskrimierungsdiagramm der M1 Position; Proben c3, hg...Hg- Zone; bo...Cu>Pb- Zone; ch9, ga...PbII- Zone.

Gew. %										
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Summe
Leo.1/-h,(=Hg1)	37,58	0,00	1,24	0,00	1,25	16,10	14,88	4,20	24,65	99,91
Leo.1/-d,	39,56	0,00	1,62	0,00	1,83	12,69	17,82	0,50	26,12	100,13
Leo.1/-rand,	37,54	0,20	0,29	0,00	1,12	18,39	13,72	4,36	24,81	100,42
Leo.1/-,	38,27	0,00	0,20	0,00	1,41	18,06	15,74	1,53	25,07	100,27
MITTELWERT	38,24	0,05	0,84	0,00	1,40	16,31	15,54	2,65	25,16	100,18
STD_ABW	0,81	0,09	0,61	0,00	0,27	2,26	1,50	1,68	0,57	0,19
Leo.1/-,	36,83	0,00	0,17	0,00	0,70	20,20	10,46	7,15	24,57	100,08
Leo1/-,	36,66	0,00	0,18	0,00	0,68	19,97	11,11	6,55	24,43	99,58
Leo.1/-,	37,10	0,00	0,21	0,00	1,50	17,62	10,98	7,07	24,84	99,32
MITTELWERT	36,86	0,00	0,19	0,00	0,96	19,26	10,85	6,93	24,61	99,66
STD_ABW	0,18	0,00	0,02	0,00	0,38	1,16	0,28	0,27	0,17	0,32
Leo.1/-,	37,35	0,00	0,05	0,00	0,00	22,76	16,54	0,22	22,23	99,14
Leo.1/-,	37,41	0,00	0,06	0,00	0,00	22,52	16,11	0,22	24,27	100,59
MITTELWERT	37,38	0,00	0,05	0,00	0,00	22,64	16,33	0,22	23,25	99,86
STD_ABW	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,21	0,00	1,02	0,73
Leo.2/2,(=Hg1)	38,23	0,00	0,06	0,00	2,57	15,10	16,97	2,17	25,60	100,70
Leo.2/2,	38,05	0,00	0,08	0,00	2,61	15,08	16,57	2,52	25,22	100,12
Leo.2/2,	38,23	0,00	0,04	0,00	2,49	15,56	16,52	2,34	25,31	100,50
Leo.2/2,	38,40	0,00	0,02	0,00	2,43	15,56	16,95	1,68	25,18	100,22
Leo.2/2,	38,26	0,00	0,03	0,00	2,61	15,01	16,52	2,51	25,12	100,06
Leo.2/2,	38,39	0,00	0,04	0,00	2,58	15,24	16,10	3,09	25,14	100,58
MITTELWERT	38,26	0,00	0,04	0,00	2,55	15,26	16,61	2,38	25,26	100,36
STD_ABW	0,12	0,00	0,02	0,00	0,07	0,22	0,29	0,42	0,16	0,24

Formel n=29													
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Cu + Ag	Fe+ Co Zn+Hg	As +Sb	S
Leo.1/-h,(=Hg1)	10,00	0,00	0,38	0,00	0,32	1,36	3,36	0,58	13,00	10,00	2,06	3,94	13,00
Leo.1/-d,	10,03	0,00	0,47	0,00	0,45	1,02	3,83	0,07	13,13	10,03	1,94	3,90	13,13
Leo.1/-rand,	10,08	0,03	0,09	0,00	0,29	1,56	3,12	0,61	13,21	10,12	1,94	3,74	13,21
Leo.1/-,	10,14	0,00	0,06	0,00	0,36	1,52	3,54	0,21	13,17	10,14	1,94	3,75	13,17
MITTELWERT	10,06	0,01	0,25	0,00	0,36	1,36	3,46	0,37	13,13	10,07	1,97	3,83	13,13
STD_ABW	0,06	0,02	0,20	0,00	0,07	0,25	0,30	0,27	0,09	0,07	0,06	0,10	0,09
Leo.1/-,	10,13	0,00	0,05	0,00	0,19	1,76	2,44	1,03	13,40	10,13	2,00	3,47	13,40
Leo1/-,	10,12	0,00	0,06	0,00	0,18	1,75	2,60	0,94	13,36	10,12	1,99	3,54	13,36
Leo.1/-,	10,09	0,00	0,07	0,00	0,40	1,52	2,53	1,00	13,39	10,09	1,98	3,54	13,39
MITTELWERT	10,11	0,00	0,06	0,00	0,26	1,67	2,52	0,99	13,38	10,11	1,99	3,52	13,38
STD_ABW	0,02	0,00	0,01	0,00	0,12	0,14	0,08	0,04	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02
Leo.1/-,	10,53	0,00	0,02	0,00	0,00	2,03	3,96	0,03	12,43	10,53	2,05	3,99	12,43
Leo.1/-,	10,19	0,00	0,02	0,00	0,00	1,94	3,72	0,03	13,10	10,19	1,96	3,75	13,10
MITTELWERT	10,36	0,00	0,02	0,00	0,00	1,99	3,84	0,03	12,76	10,36	2,01	3,87	12,77
STD_ABW	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,17	0,00	0,48	0,24	0,06	0,17	0,47
Leo.2/2,(=Hg1)	9,91	0,00	0,02	0,00	0,65	1,24	3,73	0,29	13,15	9,91	1,91	4,03	13,15
Leo.2/2,	9,96	0,00	0,02	0,00	0,66	1,25	3,68	0,34	13,08	9,96	1,94	4,02	13,08
Leo.2/2,	9,99	0,00	0,01	0,00	0,63	1,29	3,66	0,32	13,10	9,99	1,93	3,98	13,10
Leo.2/2,	10,04	0,00	0,01	0,00	0,62	1,29	3,76	0,23	13,05	10,04	1,91	3,99	13,05
Leo.2/2,	10,02	0,00	0,01	0,00	0,66	1,25	3,67	0,34	13,04	10,02	1,92	4,01	13,04
Leo.2/2,	10,04	0,00	0,01	0,00	0,66	1,26	3,57	0,42	13,03	10,04	1,93	3,99	13,03
MITTELWERT	9,99	0,00	0,01	0,00	0,65	1,26	3,68	0,33	13,08	9,99	1,92	4,00	13,08
STD_ABW	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,07	0,06	0,05	0,05	0,01	0,02	0,05

Tabelle 13-1. Fehleranalysen der Probe Hg1

	Gew. %									
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Summe
HG3-f-1,	34,18	0,12	0,78	0,00	0,35	20,14	9,60	10,90	23,75	99,81
HG3-f-1,	36,11	0,92	0,47	0,00	0,56	19,29	16,54	1,66	24,70	100,25
lp/hg6/10-k-m...,	36,29	0,00	0,07	0,00	2,48	14,98	8,94	13,60	24,36	100,71
lp/hg6/10-fa1-h,	34,80	0,45	0,23	0,00	1,24	17,36	7,33	15,26	23,81	100,48
lp/hg6/10-k-fa2,	35,71	0,00	0,06	0,00	2,39	15,30	7,44	15,53	24,17	100,59
MITTELWERT	35,60	0,15	0,12	0,00	2,04	15,88	7,90	14,79	24,11	100,59
STD_ABW	0,61	0,21	0,08	0,00	0,56	1,05	0,73	0,85	0,23	0,09
lp/hg6/10-fa1-d,	36,75	0,38	0,41	0,00	1,54	17,35	14,35	4,93	24,95	100,66
lp/hg6/10-k-fa3,	36,37	1,27	0,06	0,00	0,46	21,44	14,70	3,92	24,65	102,88
lp/hg6/10-k-fa3,	36,40	1,04	0,08	0,00	0,41	21,52	14,32	4,55	24,48	102,79
lp/hg6/10-k-fa3,	36,32	1,06	0,06	0,00	0,42	21,35	14,33	4,64	24,31	102,49
lp/hg6/10-k-fa4,	36,05	0,99	0,13	0,00	0,34	20,91	14,85	3,84	24,61	101,72
lp/hg6/10-k-fa5,	36,34	0,00	0,10	0,00	0,24	21,59	14,07	5,33	24,57	102,24
lp/hg6/10-k-fa3,	36,46	0,53	0,07	0,00	0,43	21,04	14,98	3,75	24,65	101,91
lp/hg6/10-k-fa3,	36,43	0,56	0,08	0,00	0,40	20,73	14,16	4,06	24,48	100,91
lp/hg6/10-k-fa3,	36,59	0,47	0,07	0,00	0,42	21,02	14,85	3,98	24,73	102,13
lp/hg6/10-k-fa4,	36,21	0,66	0,12	0,00	0,38	20,81	14,33	4,26	24,63	101,41
lp/hg6/10-k-fa5,	36,23	0,00	0,10	0,00	0,23	21,33	14,00	5,42	24,50	101,80
MITTELWERT	36,34	0,66	0,09	0,00	0,37	21,17	14,46	4,38	24,56	102,03
STD_ABW	0,14	0,42	0,02	0,00	0,08	0,29	0,34	0,57	0,11	0,58

	Formel n=29													
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Cu + Ag	Fe+ Co Zn+Hg	As +Sb	S	
HG3-f-1,	9,65	0,02	0,25	0,00	0,10	1,80	2,30	1,61	13,28	9,67	2,15	3,90	13,28	
HG3-f-1,	9,72	0,15	0,14	0,00	0,15	1,65	3,78	0,23	13,18	9,87	1,94	4,01	13,18	
lp/hg6/10-k-m...,	9,88	0,00	0,02	0,00	0,66	1,29	2,07	1,93	13,15	9,88	1,97	4,00	13,15	
lp/hg6/10-fa1-h,	9,76	0,07	0,07	0,00	0,34	1,54	1,74	2,23	13,24	9,83	1,95	3,98	13,24	
lp/hg6/10-k-fa2,	9,84	0,00	0,02	0,00	0,64	1,34	1,74	2,23	13,20	9,84	1,99	3,97	13,20	
MITTELWERT	9,83	0,02	0,04	0,00	0,54	1,39	1,85	2,13	13,19	9,85	1,97	3,98	13,20	
STD_ABW	0,06	0,04	0,03	0,00	0,18	0,13	0,19	0,17	0,04	0,03	0,02	0,02	0,05	
lp/hg6/10-fa1-d,	9,81	0,06	0,12	0,00	0,40	1,47	3,25	0,69	13,20	9,87	1,99	3,94	13,20	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,78	0,20	0,02	0,00	0,12	1,83	3,35	0,55	13,14	9,99	1,97	3,90	13,14	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,83	0,17	0,02	0,00	0,11	1,84	3,28	0,64	13,11	10,00	1,97	3,92	13,11	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,85	0,17	0,02	0,00	0,11	1,83	3,30	0,66	13,06	10,02	1,97	3,95	13,06	
lp/hg6/10-k-fa4,	9,76	0,16	0,04	0,00	0,09	1,79	3,41	0,54	13,20	9,92	1,92	3,95	13,20	
lp/hg6/10-k-fa5,	9,85	0,00	0,03	0,00	0,06	1,85	3,24	0,75	13,21	9,85	1,95	3,99	13,21	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,84	0,08	0,02	0,00	0,11	1,80	3,43	0,53	13,18	9,92	1,93	3,96	13,18	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,92	0,09	0,02	0,00	0,11	1,79	3,27	0,58	13,22	10,01	1,92	3,85	13,22	
lp/hg6/10-k-fa3,	9,85	0,07	0,02	0,00	0,11	1,79	3,39	0,56	13,20	9,93	1,92	3,95	13,20	
lp/hg6/10-k-fa4,	9,82	0,11	0,04	0,00	0,10	1,79	3,30	0,60	13,24	9,93	1,93	3,90	13,24	
lp/hg6/10-k-fa5,	9,86	0,00	0,03	0,00	0,06	1,84	3,23	0,77	13,21	9,86	1,93	4,00	13,21	
MITTELWERT	9,84	0,10	0,03	0,00	0,10	1,82	3,32	0,62	13,18	9,94	1,94	3,94	13,18	
STD_ABW	0,04	0,07	0,01	0,00	0,02	0,03	0,07	0,09	0,06	0,06	0,02	0,05	0,06	

Tabelle 13-2. Fehleranalysen der Probe Hg6

Gew. %										
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Summe
lpc3...	32,14	3,84	0,08	0,00	0,17	20,64	7,81	14,46	20,04	99,18
lpc3.rim.hell,	31,58	3,47	0,07	0,00	0,13	20,52	4,94	18,73	19,95	99,39
lpc3.rim.dark,	33,53	3,57	0,08	0,00	0,33	20,71	9,97	11,58	19,43	99,21
lpc3.rim.dark,	34,82	2,05	0,09	0,00	0,31	20,80	8,92	13,05	19,45	99,49
lpc3.rim.hell,	32,19	3,91	0,05	0,00	0,21	20,82	5,97	17,58	19,03	99,75
lpc3.dunkel,	33,25	2,65	0,07	0,00	0,19	20,49	7,50	15,58	19,76	99,48
lpc3.rim.hell,	32,76	3,16	0,10	0,00	0,16	20,71	6,56	16,47	19,55	99,47
MITTELWERT	32,89	3,23	0,08	0,00	0,22	20,67	7,38	15,35	19,60	99,42
STD_ABW	1,00	0,63	0,02	0,00	0,07	0,12	1,60	2,33	0,32	0,18
lpc3.dunkel,	35,05	2,03	0,10	0,00	0,35	20,85	10,80	10,53	20,06	99,78
lpc3.dunkel,	34,84	1,95	0,10	0,00	0,33	20,63	11,15	10,20	20,01	99,20
lpc3.dunkel,	34,92	1,89	0,13	0,00	0,41	20,76	10,64	10,60	20,01	99,35
MITTELWERT	34,93	1,95	0,11	0,00	0,36	20,75	10,86	10,44	20,03	99,44
STD_ABW	0,09	0,06	0,01	0,00	0,03	0,09	0,21	0,17	0,03	0,25
lpc3.small.frag.,	36,24	1,05	0,16	0,00	0,21	21,90	14,69	4,40	21,31	99,98
lpc3.small.frag.,	35,99	0,96	0,12	0,00	0,21	21,51	15,09	4,23	20,98	99,09
lpc3.small.frag.,	36,31	0,83	0,12	0,00	0,18	21,51	14,63	4,98	20,87	99,42
lpc3.small.frag.,	36,05	0,98	0,14	0,00	0,17	21,70	15,75	3,36	21,15	99,31
lpc3.small.frag.,	35,29	0,96	0,14	0,00	0,17	21,20	15,40	3,29	23,97	100,42
lpc3.small.frag.,	36,07	0,99	0,14	0,00	0,17	21,71	15,76	3,37	21,43	99,64
lpc3.small.frag.,	35,82	1,15	0,14	0,00	0,15	22,02	14,57	4,96	20,85	99,66
lpc3.small.frag.,	36,25	1,05	0,14	0,00	0,16	21,67	14,68	4,84	21,00	99,79
lpc3.small.frag.,	35,19	1,02	0,14	0,00	0,15	21,00	14,23	4,70	24,33	100,76
MITTELWERT	35,91	1,00	0,14	0,00	0,17	21,58	14,98	4,24	21,76	99,79
STD_ABW	0,39	0,08	0,01	0,00	0,02	0,30	0,52	0,67	1,29	0,50
Formel n=29										
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	
lpc3...	9,80	0,69	0,03	0,00	0,05	1,99	2,02	2,30	12,11	10,49
lpc3.rim.hell,	9,76	0,63	0,03	0,00	0,04	2,01	1,29	3,02	12,22	10,39
lpc3.rim.dark,	10,17	0,64	0,03	0,00	0,10	1,99	2,56	1,83	11,68	10,81
lpc3.rim.dark,	10,52	0,36	0,03	0,00	0,09	1,99	2,29	2,06	11,65	10,89
lpc3.rim.hell,	10,00	0,72	0,02	0,00	0,06	2,05	1,57	2,85	11,72	10,72
lpc3.dunkel,	10,13	0,47	0,02	0,00	0,06	1,98	1,94	2,48	11,93	10,60
lpc3.rim.hell,	10,07	0,57	0,04	0,00	0,05	2,02	1,71	2,64	11,91	10,64
MITTELWERT	10,06	0,58	0,03	0,00	0,06	2,00	1,91	2,45	11,89	10,65
STD_ABW	0,26	0,12	0,01	0,00	0,02	0,02	0,43	0,42	0,22	0,18
lpc3.dunkel,	10,40	0,35	0,03	0,00	0,10	1,96	2,72	1,63	11,80	10,76
lpc3.dunkel,	10,37	0,34	0,03	0,00	0,10	1,95	2,82	1,59	11,81	10,71
lpc3.dunkel,	10,40	0,33	0,04	0,00	0,12	1,96	2,69	1,65	11,81	10,73
MITTELWERT	10,39	0,34	0,04	0,00	0,11	1,95	2,74	1,62	11,81	10,73
STD_ABW	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07	0,03	0,01	0,03
lpc3.small.frag.,	10,39	0,18	0,05	0,00	0,06	1,99	3,57	0,66	12,11	10,56
lpc3.small.frag.,	10,41	0,16	0,04	0,00	0,06	1,97	3,70	0,64	12,02	10,57
lpc3.small.frag.,	10,50	0,14	0,04	0,00	0,05	1,97	3,59	0,75	11,96	10,64
lpc3.small.frag.,	10,36	0,17	0,05	0,00	0,05	1,98	3,84	0,50	12,05	10,53
lpc3.small.frag.,	9,73	0,16	0,04	0,00	0,04	1,85	3,60	0,47	13,10	9,89
lpc3.small.frag.,	10,31	0,17	0,05	0,00	0,05	1,97	3,82	0,50	12,14	10,48
lpc3.small.frag.,	10,38	0,20	0,05	0,00	0,04	2,02	3,58	0,75	11,98	10,58
lpc3.small.frag.,	10,45	0,18	0,05	0,00	0,04	1,98	3,59	0,73	11,99	10,62
lpc3.small.frag.,	9,67	0,17	0,04	0,00	0,04	1,83	3,32	0,67	13,25	9,84
MITTELWERT	10,24	0,17	0,05	0,00	0,05	1,95	3,62	0,63	12,29	10,41
STD_ABW	0,31	0,02	0,00	0,00	0,01	0,06	0,16	0,11	0,51	0,31

Tabelle 13-3. Fehleranalysen der Probe c3

Probe	Gew. %									
	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Summe
Leo.2/1-h, (=Hg)	35,29	0,00	0,30	0,00	0,00	21,95	15,27	2,02	24,83	99,67
Leo.2/1-h,	35,53	0,00	0,31	0,00	0,00	22,34	15,42	2,00	24,74	100,34
MITTELWERT	35,41	0,00	0,31	0,00	0,00	22,14	15,34	2,01	24,78	100,00
STD_ABW	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,19	0,07	0,01	0,05	0,34
Leo.2/1-h,	32,79	0,00	0,26	0,00	0,00	21,08	2,16	21,72	22,40	100,42
dia7 (=c3)	37,38	0,06	0,15	0,00	0,73	20,87	16,58	2,31	23,77	101,82
dia9	37,15	0,07	0,20	0,00	0,76	18,84	16,63	2,16	23,93	99,75
dia11	36,30	0,06	0,14	0,00	0,72	18,78	16,47	2,51	24,08	99,06
dia12	36,51	0,10	0,21	0,00	0,67	18,68	18,09	0,42	24,20	98,87
dia13	36,62	0,02	0,12	0,00	0,63	20,12	15,85	1,95	23,97	99,27
dia15	35,87	0,75	0,18	0,00	0,17	21,18	15,10	2,58	23,45	99,27
dia17	35,43	0,62	0,30	0,00	0,14	20,68	15,71	1,96	23,31	98,15
dia18	36,90	0,67	0,20	0,00	0,30	20,15	16,84	3,11	23,56	101,72
dia20	35,71	0,64	0,22	0,00	0,14	22,50	15,52	3,57	23,14	101,48
dia21	35,55	0,98	0,20	0,00	0,08	20,20	14,20	4,97	23,25	99,46
dia22	36,77	0,75	0,24	0,00	0,33	20,82	15,47	2,45	23,44	100,27
MITTELWERT	36,35	0,45	0,21	0,00	0,42	20,20	15,99	2,61	23,65	99,88
STD_ABW	0,63	0,35	0,05	0,00	0,26	1,11	0,99	1,08	0,34	1,19

Probe	Formel n=29													
	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S		Cu + Ag	Fe+ Co Zn+Hg	As +Sb	S
Leo.2/1-h, (=Hg)	9,67	0,00	0,09	0,00	0,00	1,91	3,55	0,29	13,49	9,67	2,00	3,84	13,49	
Leo.2/1-h,	9,71	0,00	0,10	0,00	0,00	1,93	3,57	0,29	13,40	9,71	2,03	3,86	13,40	
MITTELWERT	9,69	0,00	0,10	0,00	0,00	1,92	3,56	0,29	13,44	9,69	2,02	3,85	13,45	
STD_ABW	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,06	0,03	0,02	0,01	0,06	
Leo.2/1-h,	9,77	0,00	0,09	0,00	0,00	1,99	0,55	3,38	13,23	9,77	2,08	3,92	13,23	
dia7 (=c3)	10,10	0,01	0,05	0,00	0,19	1,79	3,80	0,33	12,73	10,11	2,03	4,13	12,73	
dia9	10,09	0,01	0,06	0,00	0,20	1,62	3,83	0,31	12,88	10,10	1,88	4,14	12,88	
dia11	9,92	0,01	0,04	0,00	0,19	1,63	3,82	0,36	13,04	9,93	1,86	4,18	13,04	
dia12	9,90	0,02	0,06	0,00	0,18	1,61	4,16	0,06	13,01	9,92	1,85	4,22	13,01	
dia13	10,05	0,00	0,04	0,00	0,17	1,75	3,69	0,28	13,03	10,05	1,96	3,97	13,03	
dia15	10,00	0,12	0,06	0,00	0,04	1,87	3,57	0,38	12,96	10,12	1,97	3,95	12,96	
dia17	9,94	0,10	0,09	0,00	0,04	1,84	3,74	0,29	12,96	10,04	1,97	4,03	12,96	
dia18	10,02	0,11	0,06	0,00	0,08	1,73	3,88	0,44	12,68	10,13	1,87	4,32	12,68	
dia20	9,91	0,10	0,07	0,00	0,04	1,98	3,65	0,52	12,73	10,01	2,09	4,17	12,73	
dia21	9,96	0,16	0,06	0,00	0,02	1,79	3,37	0,73	12,91	10,12	1,87	4,10	12,91	
dia22	10,13	0,12	0,08	0,00	0,09	1,82	3,62	0,35	12,80	10,25	1,99	3,97	12,80	
MITTELWERT	10,00	0,07	0,06	0,00	0,11	1,77	3,74	0,37	12,88	10,07	1,94	4,11	12,88	
STD_ABW	0,08	0,06	0,02	0,00	0,07	0,11	0,20	0,17	0,13	0,10	0,08	0,12	0,13	

Tabelle 13-4. Fehleranalysen aus den Proben HgI und c3 Diamond

Gew. %													
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Summe			
lp/bo1-k1-fa.,	47,06	0,32	3,62	0,05	0,94	0,00	20,19	0,16	27,83	100,17			
lp/bo1-k1-fa.,	46,84	0,44	3,72	0,07	0,95	0,00	20,30	0,10	27,88	100,30			
lp/bo1-k1-fa.,	46,96	0,29	3,71	0,04	0,97	0,00	20,29	0,04	28,01	100,28			
lp/bo1-k1-fa.,	47,02	0,42	3,56	0,06	0,96	0,00	20,37	0,11	27,99	100,49			
lp/bo1-k1-fa.,	47,03	0,46	3,57	0,07	0,95	0,00	20,36	0,08	27,90	100,33			
MITTELWERT	46,98	0,39	3,64	0,06	0,96	0,00	20,30	0,10	27,92	100,31			
STD_ABW	0,08	0,07	0,07	0,10	0,01	0,00	0,06	0,04	0,07	0,10			
lp/bo7-k1,2...,	45,51	0,57	4,27	0,11	1,00	0,00	18,75	1,81	27,62	99,63			
lp/bo7-k1,2...,	45,71	0,58	4,29	0,07	1,04	0,00	18,86	1,74	27,71	99,99			
lp/bo7-k1,2...,	46,04	0,70	3,66	0,09	1,04	0,00	18,46	1,89	27,50	99,38			
lp/bo7-k1,2...,	45,72	0,53	4,17	0,07	1,02	0,00	18,94	1,74	27,72	99,92			
lp/bo7-k3-fa.,	45,42	0,38	4,77	0,13	1,09	0,00	19,03	1,20	27,74	99,77			
MITTELWERT	45,68	0,55	4,23	0,10	1,04	0,00	18,81	1,68	27,66	99,74			
STD_ABW	0,21	0,10	0,35	0,02	0,03	0,00	0,20	0,24	0,09	0,22			
Formel n=29													
Probe	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	Cu +Ag	Fe+Co Zn+Hg	As +Sb	S
lp/bo1-k1-fa.,	10,94	0,04	0,96	0,01	0,21	0,00	3,98	0,02	12,83	10,99	1,18	4,00	12,83
lp/bo1-k1-fa.,	10,88	0,06	0,98	0,02	0,22	0,00	4,00	0,01	12,83	10,94	1,22	4,01	12,83
lp/bo1-k1-fa.,	10,89	0,04	0,98	0,01	0,22	0,00	3,99	0,01	12,87	10,92	1,21	4,00	12,87
lp/bo1-k1-fa.,	10,90	0,06	0,94	0,01	0,22	0,00	4,00	0,01	12,86	10,96	1,17	4,02	12,86
lp/bo1-k1-fa.,	10,91	0,06	0,94	0,02	0,21	0,00	4,01	0,01	12,83	10,98	1,17	4,02	12,83
MITTELWERT	10,90	0,05	0,96	0,01	0,22	0,00	4,00	0,01	12,84	10,96	1,19	4,01	12,84
STD_ABW	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02
lp/bo7-k1,2...,	10,70	0,08	1,14	0,03	0,23	0,00	3,74	0,22	12,87	10,78	1,40	3,96	12,87
lp/bo7-k1,2...,	10,71	0,08	1,14	0,02	0,24	0,00	3,75	0,21	12,86	10,79	1,40	3,96	12,86
lp/bo7-k1,2...,	10,87	0,10	0,98	0,02	0,24	0,00	3,70	0,23	12,86	10,96	1,24	3,93	12,86
lp/bo7-k1,2...,	10,71	0,07	1,11	0,02	0,23	0,00	3,76	0,21	12,87	10,79	1,36	3,98	12,87
lp/bo7-k3-fa.,	10,62	0,05	1,27	0,03	0,25	0,00	3,77	0,15	12,85	10,67	1,55	3,92	12,85
MITTELWERT	10,72	0,08	1,13	0,02	0,24	0,00	3,74	0,21	12,86	10,80	1,39	3,95	12,86
STD_ABW	0,09	0,02	0,10	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,10	0,11	0,02	0,01

Tabelle 13-5. Fahlerzanalysen aus der Cu>Pb- Zone

Probe	Gew. %									Summe
	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S	
lp/bo25-fa....,	44,67	0,06	4,61	0,21	0,91	0,00	18,61	2,83	27,71	99,55
lp/bo25-fa....,	44,75	0,05	4,58	0,22	0,88	0,00	18,65	2,83	27,81	99,72
lp/bo25-fa....,	45,22	0,07	4,27	0,18	0,90	0,00	18,67	2,58	27,75	99,57
lp/bo25-fa....,	45,30	0,03	4,22	0,20	0,89	0,00	18,56	2,52	27,91	99,61
lp/bo25-fa1....,	44,92	0,02	4,39	0,20	0,95	0,00	18,37	3,09	27,77	99,69
lp/bo25-fa1....,	44,75	0,04	4,53	0,19	1,03	0,00	18,31	3,16	27,78	99,75
MITTELWERT	44,94	0,05	4,43	0,20	0,93	0,00	18,53	2,83	27,79	99,65
STD_ABW	0,24	0,02	0,15	0,01	0,05	0,00	0,14	0,23	0,06	0,08
lpch9,	44,19	0,08	4,83	0,00	1,02	0,94	19,46	1,91	28,03	100,46
lpch9,	44,03	0,06	4,91	0,00	1,02	1,07	19,37	1,72	27,84	100,02
lpch9,	43,97	0,05	5,36	0,00	1,00	0,92	19,34	1,94	27,24	99,82
lpch9,	44,87	0,05	4,13	0,00	1,02	1,66	19,29	2,10	27,21	100,33
lpch9,	44,89	0,19	4,18	0,00	0,98	1,15	19,16	2,23	27,24	100,03
MITTELWERT	44,39	0,08	4,68	0,00	1,01	1,15	19,32	1,98	27,51	100,13
STD_ABW	0,41	0,06	0,47	0,00	0,01	0,27	0,10	0,17	0,35	0,23
lp/ga2/1-fa.kd,	45,02	0,05	4,85	0,00	1,35	0,00	20,13	0,37	28,08	99,80
lp/ga2/1-fa.rh,	42,96	0,09	4,65	0,00	2,28	0,00	16,04	6,10	27,33	99,47

Probe	Formel n=29									Cu +Ag	Fe+Co Zn+Hg	As +Sb	S
	Cu	Ag	Fe	Co	Zn	Hg	As	Sb	S				
lp/bo25-fa....,	10,51	0,01	1,23	0,05	0,21	0,00	3,71	0,35	12,92	10,52	1,50	4,06	12,92
lp/bo25-fa....,	10,51	0,01	1,22	0,06	0,20	0,00	3,71	0,35	12,94	10,52	1,48	4,06	12,94
lp/bo25-fa....,	10,63	0,01	1,14	0,05	0,21	0,00	3,72	0,32	12,93	10,64	1,39	4,04	12,93
lp/bo25-fa....,	10,63	0,00	1,13	0,05	0,20	0,00	3,69	0,31	12,98	10,63	1,38	4,00	12,98
lp/bo25-fa....,	10,63	0,00	1,13	0,05	0,22	0,00	3,66	0,38	12,95	10,57	1,44	4,04	12,95
lp/bo25-fa1....,	10,57	0,00	1,17	0,05	0,24	0,00	3,65	0,39	12,94	10,52	1,50	4,04	12,94
lp/bo25-fa1....,	10,52	0,01	1,21	0,05	0,24	0,00	3,69	0,35	12,94	10,57	1,45	4,04	12,94
MITTELWERT	10,56	0,01	1,19	0,05	0,21	0,00	0,03	0,03	0,02	0,06	0,05	0,02	0,02
STD_ABW	0,06	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	3,86	0,23	12,98	10,34	1,59	4,09	12,98
lpch9,	10,33	0,01	1,29	0,00	0,23	0,07	3,86	0,21	12,96	10,35	1,62	4,07	12,96
lpch9,	10,34	0,01	1,31	0,00	0,23	0,08	3,87	0,24	12,75	10,39	1,74	4,11	12,75
lpch9,	10,39	0,01	1,44	0,00	0,23	0,07	3,87	0,26	12,77	10,63	1,47	4,13	12,77
lpch9,	10,62	0,01	1,11	0,00	0,23	0,12	3,87	0,28	12,78	10,66	1,44	4,12	12,78
lpch9,	10,63	0,03	1,13	0,00	0,23	0,09	3,85	0,28	12,85	10,47	1,57	4,10	12,85
MITTELWERT	10,46	0,01	1,26	0,00	0,23	0,09	3,86	0,24	12,85	10,47	1,57	4,10	12,85
STD_ABW	0,15	0,01	0,14	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,11	0,16	0,12	0,02	0,11
lp/ga2/1-fa.kd,	10,46	0,01	1,28	0,00	0,31	0,00	3,97	0,04	12,93	10,47	1,59	4,01	12,93
lp/ga2/1-fa.rh,	10,25	0,01	1,26	0,00	0,53	0,00	3,25	0,76	12,93	10,27	1,79	4,01	12,93

Tabelle 13-6. Fehleranalysen aus dem Cu-Pb Übergangsbereich und der Pb II-Zone

13.2 Silberamalgame

Die Silberamalgame treten in der Natur in einer Reihe von Mischkristallen mit unterschiedlichem Ag:Hg Verhältnis auf. Strukturell lassen sich drei Phasen unterscheiden (BERMAN UND HARCOURT 1938, SEELIGER UND MÜCKE 1972, CIPRIANI ET AL. 1993):

- 1) α -Phase: Sie wird als „mercurian silver“ oder auch „Kongsbergit“ bezeichnet und besteht aus einer kubisch-dichtesten Packung von Ag Atomen. In das flächenzentrierte Silber-Gitter können bis zu 37 at.% Hg eingebaut werden.
- 2) β -Phasen: Sie umfassen den Bereich von 38-50 at.% Hg und besitzen eine hexagonal dichteste Packung aus Ag-Hg Atomen. SEELIGER UND MÜCKE (1972) unterscheiden bei den β -Phasen zwischen hexagonalem Schachnerit $\text{Ag}_{1.1}\text{Hg}_{0.9}$ (45 at.% Hg) und orthorhombischem Para-Schachnerit $\sim \text{Ag}_{1.2}\text{Hg}_{0.8}$ (~40 at.% Hg). Letzterer ist auch aus der Silbermine Sala, Schweden beschrieben worden (ZAKRZEWSKI UND BURKE 1987, KIEFT ET AL. 1987). In der Arbeit von CIPRIANI ET AL (1993) über natürliche und synthetische Silberamalgame konnte diese Unterscheidung nicht getroffen werden.
- 3) γ -Phase: Bei zunehmenden Hg- Gehalten (>50 at.%) wird die hexagonale Struktur instabil und es entsteht kubisch innenzentrierter Moschellandsbergit.

Zwischen den einzelnen Phasen lassen sich charakteristische Mischungslücken beobachten (CIPRIANI ET AL. 1993, KIEFT ET AL. 1987).

Für die Mikrosondenanalysen der Ag-Hg- Verbindungen des Neuschurfstollens wurden folgende Standards verwendet: Ag Metall ($\text{AgL}\alpha$), HgS ($\text{HgL}\alpha$), Cu_5S_9 ($\text{CuK}\alpha$), Pb($\text{PbL}\alpha$), HgS ($\text{SK}\alpha$). Der Probenstrom wurde aufgrund der Empfindlichkeit der Phasen auf 10nA herabgesetzt. Die niedrigen Gesamtsummen sind auf die geringen Korngrößen und eine ungenügende Matrixkorrektur zurückzuführen.

Zur Diskriminierung diente der atomare Hg- Gehalt der Silberamalgame (CIPRIANI ET AL. 1990). Bei dieser Darstellung sind auch die Cu- und Pb- Gehalte mancher Hg- armen Verbindungen (z.B.HG4) berücksichtigt (s. Abb. 13-11 auf Seite 117). Zur Kontrolle wurden diese Analysen auf Ag+Hg normiert, wobei sich die Verschiebung der Zusammensetzungen nur innerhalb der Phasengrenzen bewegte. Somit können auf stöchiometrischer Basis alle drei Silberamalgam-Verbindungen unterschieden werden. Die durchschnittlichen Ag:Hg Verhältnisse entsprechen mit Ausnahme von Schachnerit den „idealen“ Zusammensetzungen. Bei den γ -

Phasen treten auch sehr Hg-reiche Verbindungen auf, die als „übersättigter“ Moschellandsbergit (γ -Phase+Hg) bezeichnet werden (ZAKRZEWSKI UND BURKE 1987). Die Schachnerit-Analysen liegen mit 50 at.% Hg an der oberen Stabilitätsgrenze der β -Phasen. Die Mischungs-Analysen liegen mit 50 at.% Hg an der oberen Stabilitätsgrenze der β -Phasen. Die Mischungslücke bei 38 at.% trennt die Para-Schachnerit-Analysen von den α -Amalgamen. Die im Diagramm angedeutete Lücke zwischen Schachnerit und Para-Schachnerit soll aufgrund der geringen Analysenzahl nicht weiter interpretiert werden. Hg-reicher Schachnerit kann als direktes Demerkurisierungsprodukt von Moschellandsbergit angesehen werden (SEELIGER UND MÜCKE 1972). Das Röntgenpulverdiffraktogramm eines unregelmäßigen, traubig-nierigen Aggregates der Fundstelle Hg6 zeigt eine Mischung aus β - und γ -Struktur (s. Abb. 13-12 auf Seite 118). Die Aufnahmen von Amalgam-Kristallen entsprechen Moschellandsbergit (s. Abb. 13-13).

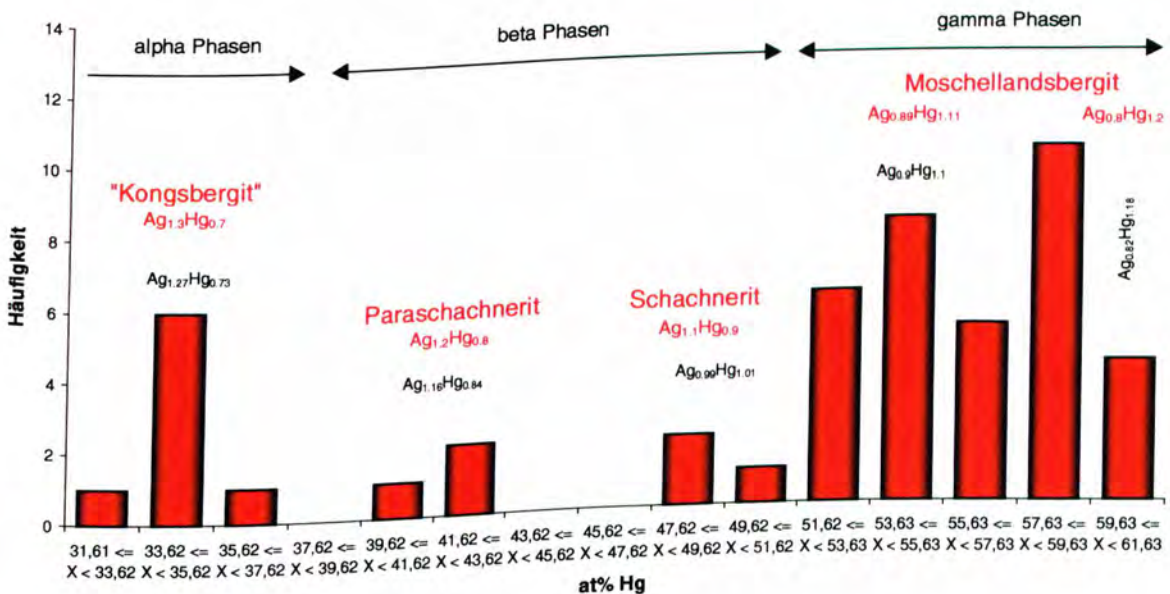
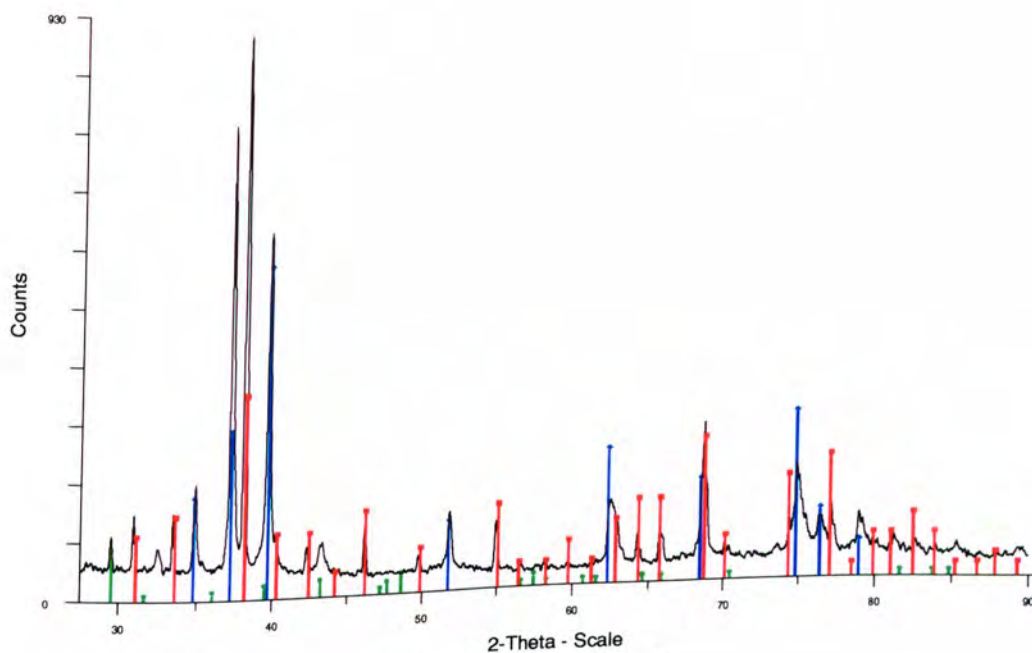


Abb. 13-11. Hg- Gehalte der Silberamalgame von Schwarzleo- Mitte



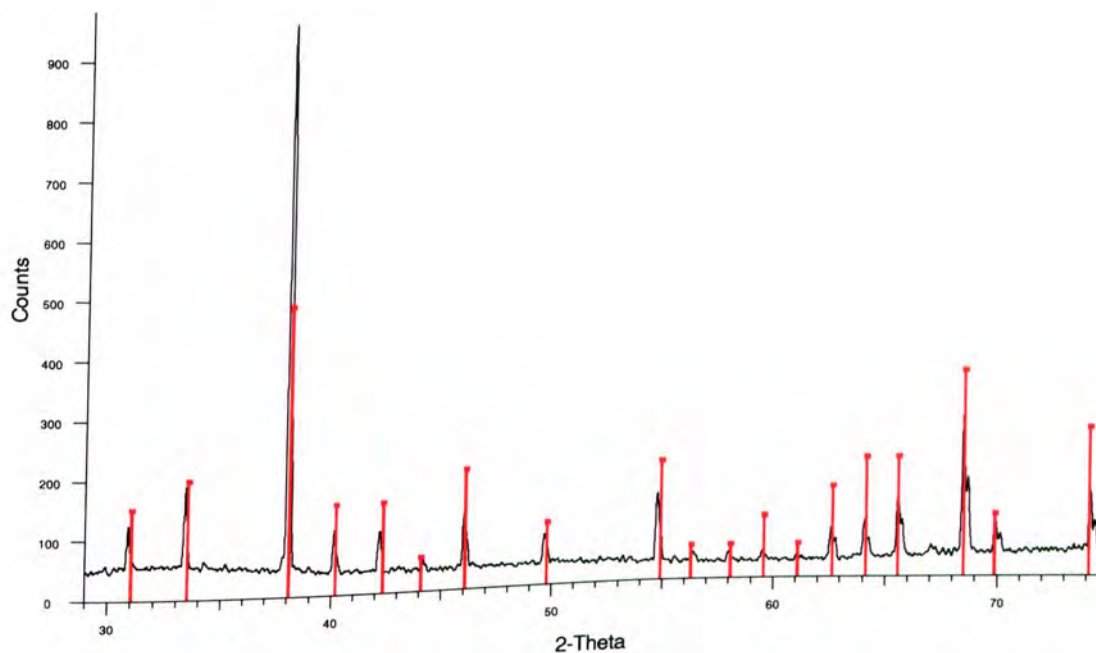
File: 000228a1.raw, 2-Theta: 2.000°, Step: 0.020°, Step Time: 10s, Anode Cu

11-0067- Moschellandsbergite- Ag_2Hg_3 - WL: 1.5406

27-0618- Schachnerite- $\text{Ag}_{1.1}\text{Hg}_{0.9}$ - WL: 1.5406

24-0027- Calcite- CaCO_3 - WL: 1.5406

Abb. 13-12. Röntgendiffraktogramm eines demerkurisierten Moschellandsbergites (Fundpunkt Hg F6)



File: 000218a4.raw, 2-Theta: 2.000°, Step: 0.020°, Step time: 10s, Anode Cu

11-0067- Moschellandsbergite- Ag_2Hg_3 , WL: 1.5406

Abb. 13-13. Röntgendiffraktogramm von Moschellandsbergit (Fundpunkt Hg F6)

	Gew.%						At.%					Formel n=2	
	Cu	Ag	Hg	Pb	S	Summe	Cu	Ag	Hg	Pb	S	Ag+Cu	Hg+Pb+S
PROBE													
HG26-amX,	0,00	31,78	67,77	0,00	0,07	99,62	0,00	46,43	53,24	0,00	0,33	0,93	1,07
HG26-amX,	0,00	32,19	67,12	0,00	0,05	99,35	0,00	47,03	52,74	0,00	0,23	0,94	1,05
HG26-amX,	0,00	28,52	70,65	0,00	0,06	99,23	0,00	42,75	56,94	0,00	0,31	0,85	1,15
MITTELWERT	0,00	30,83	68,51	0,00	0,06	99,40	0,00	45,42	54,28	0,00	0,30	0,91	1,10
STD_ABW	0,00	2,01	1,88	0,00	0,01	0,20	0,00	2,32	2,30	0,00	0,05	0,05	0,05
HG3-amgut,	0,34	28,19	70,23	0,79	0,00	99,54	0,86	42,11	56,42	0,61	0,00	0,86	1,14
HG3-amgut,	0,66	31,78	66,66	0,20	0,00	99,29	1,62	46,16	52,07	0,15	0,00	0,95	1,04
MITTELWERT	0,50	29,98	68,45	0,49	0,00	99,42	1,25	44,16	54,22	0,38	0,00	0,91	1,09
STD_ABW	0,23	2,54	2,52	0,42	0,00	0,18	0,54	2,86	3,07	0,33	0,00	0,06	0,07
Leo.2/1,(=Hg1)	0,00	28,30	70,45	0,00	0,00	98,75	0,00	42,76	57,24	0,00	0,00	0,86	1,14
Leo.2/1,	0,00	28,93	70,25	0,00	0,00	99,18	0,00	43,37	56,63	0,00	0,00	0,87	1,13
Leo.2/1,	0,00	32,26	67,26	0,00	0,00	99,52	0,00	47,14	52,86	0,00	0,00	0,94	1,06
Leo.2/1,	0,00	31,91	67,43	0,00	0,00	99,34	0,00	46,81	53,19	0,00	0,00	0,94	1,06
Leo.2/1,	0,00	31,77	67,15	0,00	0,00	98,91	0,00	46,80	53,20	0,00	0,00	0,94	1,06
Leo.2/1,	0,00	30,69	68,28	0,00	0,00	98,97	0,00	45,53	54,47	0,00	0,00	0,91	1,09
Leo.2/1,	0,00	30,69	68,28	0,00	0,08	98,09	0,00	44,49	55,12	0,00	0,39	0,89	1,11
Leo.2/1-am',	0,00	29,66	68,35	0,00	0,08	99,05	0,00	44,77	54,82	0,00	0,41	0,90	1,11
Leo.2/1-am',	0,00	30,20	68,77	0,00	0,08	99,05	0,00	44,77	54,82	0,00	0,41	0,90	1,11
Leo.2/1-am',	0,00	30,04	69,72	0,00	0,06	99,82	0,00	44,35	55,35	0,00	0,30	0,89	1,12
MITTELWERT	0,00	30,42	68,63	0,00	0,02	99,07	0,00	45,14	54,76	0,00	0,10	0,90	1,10
STD_ABW	0,00	1,37	1,27	0,00	0,04	0,49	0,00	1,57	1,53	0,00	0,19	0,03	0,03
Leo.2/2,	0,00	27,77	70,40	0,00	0,00	98,17	0,00	42,31	57,69	0,00	0,00	0,85	1,15
Leo.2/2,	0,00	27,54	70,73	0,00	0,00	98,27	0,00	42,00	58,00	0,00	0,00	0,84	1,16
Leo.2/2,	0,00	27,87	70,40	0,00	0,00	98,28	0,00	42,40	57,60	0,00	0,00	0,85	1,15
Leo.2/2,	0,00	27,60	70,26	0,00	0,00	97,85	0,00	42,21	57,79	0,00	0,00	0,84	1,16
Leo.2/2,	0,00	27,28	70,53	0,00	0,00	97,81	0,00	41,84	58,16	0,00	0,00	0,84	1,16
Leo.2/2,	0,00	25,70	74,09	0,00	0,00	99,79	0,00	39,21	60,79	0,00	0,00	0,78	1,22
Leo.2/2,	0,00	25,76	73,49	0,00	0,00	99,26	0,00	39,46	60,54	0,00	0,00	0,79	1,21
Leo.2/2,	0,00	30,51	70,43	0,00	0,00	100,94	0,00	44,61	55,39	0,00	0,00	0,89	1,11
Leo.2/1,	0,00	24,76	73,97	0,00	0,00	98,73	0,00	38,36	61,64	0,00	0,00	0,77	1,23
Leo.2/1,	0,00	27,92	70,88	0,00	0,00	98,80	0,00	42,28	57,72	0,00	0,00	0,85	1,15
Leo.2/-,	0,00	25,11	71,92	0,00	0,00	97,04	0,00	39,37	60,63	0,00	0,00	0,79	1,21
Leo.2/-,	0,00	25,95	71,29	0,00	0,07	97,31	0,00	40,22	59,41	0,00	0,38	0,80	1,20
Leo.2/1-am,	0,00	25,99	71,63	0,00	0,08	97,70	0,00	40,14	59,47	0,00	0,39	0,80	1,20
Leo.2/1-am,	0,00	26,88	71,71	0,00	0,09	98,68	0,00	40,89	58,66	0,00	0,45	0,82	1,18
Leo.2/2,-,	0,00	26,81	71,20	0,00	0,08	98,09	0,00	41,00	58,56	0,00	0,43	0,82	1,18
Leo.2/2,-,	0,00	26,90	71,53	0,00	0,02	98,45	0,00	41,11	58,79	0,00	0,10	0,82	1,18
MITTELWERT	0,00	1,44	1,31	0,00	0,04	0,99	0,00	1,65	1,62	0,00	0,19	0,03	0,03
STD_ABW	0,00	0,26	0,26	0,00	0,06	0,99	0,00	1,65	1,62	0,00	0,19	0,03	0,03
HG3-am,	0,26	35,25	63,17	0,49	0,06	99,23	0,64	50,26	48,43	0,36	0,31	1,02	0,99
HG3-am,	0,25	33,34	65,39	0,42	0,05	99,45	0,61	48,10	50,74	0,32	0,24	0,97	1,02
MITTELWERT	0,26	34,29	64,28	0,46	0,06	99,34	0,63	49,17	49,57	0,34	0,29	0,99	1,01
STD_ABW	0,01	1,35	1,57	0,05	0,01	0,15	0,02	1,53	1,63	0,03	0,05	0,04	0,02
HG3-am-bad,	0,00	43,10	56,01	0,00	0,10	99,20	0,00	58,61	40,96	0,00	0,43	1,17	0,83
HG3-am-bad,	0,00	41,91	57,78	0,00	0,05	99,74	0,00	57,29	42,46	0,00	0,25	1,15	0,85
MITTELWERT	0,00	42,50	56,89	0,00	0,07	99,47	0,00	57,96	41,72	0,00	0,32	1,16	0,84
STD_ABW	0,00	0,84	1,25	0,00	0,03	0,38	0,00	0,93	1,06	0,00	0,13	0,01	0,01
HG4-amgang.,	3,47	41,61	51,46	3,54	0,55	100,64	7,48	52,76	35,09	2,34	2,34	1,21	0,80
HG4-amcpy,	1,67	50,37	46,80	1,85	0,08	100,76	3,56	63,29	31,62	1,21	0,32	1,34	0,66
HG4-amcpy,	2,19	45,04	51,25	2,32	0,14	100,94	4,76	57,75	35,34	1,55	0,60	1,26	0,75
Hg4-am-anis,	2,13	43,78	52,26	2,35	0,05	100,58	4,70	56,93	36,54	1,59	0,24	1,23	0,76
MITTELWERT	2,36	45,20	50,44	2,52	0,20	100,73	5,12	57,72	34,63	1,68	0,86	1,25	0,74
STD_ABW	0,67	3,23	2,14	0,63	0,20	0,14	1,44	3,75	1,83	0,41	0,86	0,05	0,05
HG3-am,	0,00	49,05	50,36	0,00	0,07	99,49	0,00	64,22	35,46	0,00	0,32	1,28	0,72
HG3-am,	0,00	49,64	49,77	0,00	0,18	99,58	0,00	64,46	34,75	0,00	0,79	1,29	0,72
MITTELWERT	0,00	49,34	50,06	0,00	0,13	99,53	0,00	64,33	35,10	0,00	0,57	1,29	0,71
STD_ABW	0,00	0,42	0,42	0,00	0,08	0,07	0,00	0,17	0,50	0,00	0,33	0,01	0,00

Tabelle 13-7. Mikrosondenanalysen der Ag-Hg Verbindungen (Scha...Schachnerit, P.-Scha...Paraschachnerit)

13.3 Gortdrumit

Über die Mineralogie von Gortdrumit ist wenig bekannt. Die einzige Beschreibung stammt von der Typlokalität Gortdrum, Tipperary Co., Irland (STEED 1983). Das Mineral tritt dort in maximal 200µm mal 50µm großen Körnern in einem Dolomit/Fe-Karbonat- Baryt- Gang in Assoziation mit Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin und Cinnabarit auf. Der Chemismus entspricht der empirischen Formel $(\text{Cu,Fe})_6\text{Hg}_2\text{S}_5$. Aus einem Röntgenpulverdiffraktogramm wurde eine orthorhombische Einheitszelle mit den Abmessungen $a = 14.96 \text{ \AA}$, $b = 7.90 \text{ \AA}$ und $c = 24.1 \text{ \AA}$ berechnet. Eine Strukturanalyse von Gortdrumit ist noch ausständig.

Für die Mikrosondenanalysen der Leoganger Proben wurden Standards aus HgS ($\text{HgL}\alpha$, $\text{SK}\alpha$), Cu_5S_9 ($\text{CuK}\alpha$), FeAsS ($\text{FeK}\alpha$) und Probenströme von 10nA verwendet. Die niedrigen Gesamtsummen sind durch die geringen Korndurchmesser bedingt. Die Analysen und die Formelberechnung auf Basis von 13 Atomen stimmen gut mit den Literaturdaten überein (s. Tab. 13-8 auf Seite 120).

Probe Hg1	Gew. %					Formel $(\text{Cu,Fe})_6\text{Hg}_2\text{S}_5$							
	Cu	Fe	Hg	S	Summe	Cu	Fe	Hg	S	Cu+Fe	Hg	S	
Leo-1/1,	37,77	2,16	43,14	16,97	100,05	5,61	0,37	2,03	5,00	5,97	2,03	5,00	
Leo-1/1,	38,96	2,28	41,84	16,83	99,90	5,74	0,38	1,95	4,92	6,13	1,95	4,92	
Leo-1/1,	38,08	2,31	42,22	16,98	99,59	5,64	0,39	1,98	4,99	6,03	1,98	4,99	
Leo-1/1,	37,40	2,31	42,76	16,84	99,30	5,59	0,39	2,03	4,99	5,99	2,03	4,99	
Leo-1/1,	39,71	2,60	40,58	16,81	99,70	5,81	0,43	1,88	4,88	6,24	1,88	4,88	
Leo-1/1,	37,85	2,46	40,95	16,41	97,67	5,71	0,42	1,96	4,91	6,13	1,96	4,91	
Leo-1/3,	37,85	2,46	40,95	16,41	97,67	5,71	0,42	1,96	4,91	6,13	1,96	4,91	
Leo-1/3,	38,55	2,54	41,35	17,06	99,50	5,67	0,43	1,93	4,97	6,10	1,93	4,97	
Leo-1/3,	38,55	2,54	41,35	17,06	99,50	5,67	0,43	1,93	4,97	6,10	1,93	4,97	
Leo-1/1a,	37,39	2,26	42,20	16,72	98,57	5,62	0,39	2,01	4,98	6,01	2,01	4,98	
Leo-1/1a,	37,34	2,29	42,30	16,74	98,67	5,61	0,39	2,01	4,98	6,00	2,01	4,98	
Leo-1/1a,	37,34	2,29	42,30	16,74	98,67	5,61	0,39	2,01	4,98	6,00	2,01	4,98	
Leo-1/4,	37,40	2,37	41,17	16,85	97,79	5,62	0,41	1,96	5,02	6,02	1,96	5,02	
Leo-1/4,	37,40	2,37	41,17	16,85	97,79	5,62	0,41	1,96	5,02	6,02	1,96	5,02	
Leo-1/4,	37,05	2,23	43,66	17,10	100,05	5,52	0,38	2,06	5,05	5,89	2,06	5,05	
Leo-1/4,	37,05	2,23	43,66	17,10	100,05	5,52	0,38	2,06	5,05	5,89	2,06	5,05	
Leo-1/1,	37,32	2,27	41,37	16,64	97,59	5,64	0,39	1,98	4,99	6,03	1,98	4,99	
Leo-1/1,	37,32	2,27	41,37	16,64	97,59	5,64	0,39	1,98	4,99	6,03	1,98	4,99	
Leo-1/1,	37,02	2,29	42,33	16,67	98,30	5,59	0,39	2,03	4,99	5,99	2,03	4,99	
Leo-1/1,	37,02	2,29	42,33	16,67	98,30	5,59	0,39	2,03	4,99	5,99	2,03	4,99	
Leo-1/1,	39,31	2,57	40,17	16,64	98,70	5,81	0,43	1,88	4,88	6,24	1,88	4,88	
Leo-1/1,	39,31	2,57	40,17	16,64	98,70	5,81	0,43	1,88	4,88	6,24	1,88	4,88	
MITTELWERT	37,94	2,35	41,86	16,80	98,96	5,66	0,40	1,98	4,97	6,06	1,98	4,97	
STD_ABW	0,85	0,13	0,97	0,18	0,87	0,08	0,02	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	

Tabelle 13-8. Mikrosondenanalysen von Gortdrumit

13.4 Diverse Analysen

Die Mikrosondenanalysen von Siegenit, Millerit, Bornit, Gersdorffit und der unbekannten Phase (s. Tab. 13-9 und 13-11) wurden mit den Standards Ag Metall ($\text{AgL}\alpha$), CuFeS_2 ($\text{CuK}\alpha$, $\text{FeK}\alpha$, $\text{SK}\alpha$), Co Metall ($\text{CoK}\alpha$), ZnS ($\text{ZnK}\alpha$), NiAs ($\text{AsK}\alpha$, $\text{NiK}\alpha$), Sb_2S_3 ($\text{SbL}\alpha$) durchgeführt.

Siegenit

Zur Diskriminierung der Thiospinelle wurde das Ni-Co-Cu-S Dreieck gewählt (VAUGHAN 1971). Zwischen Linneit und Polydymit liegt eine vollständige Mischkristallreihe. Die natürlich auftretenden Mischkristalle des Co-Ni-S Systemes werden als Siegenit bezeichnet. Die Analysendaten aus der Cu>Pb- und PbII- Zone entsprechen dieser Zusammensetzung (s. Abb. 13-14 auf Seite 122). Siegenit der Galenit- Zone besitzt ein Ni:Co Verhältnis von annähernd 2:1, während das der Thiospinelle aus der Fahlerz-Bornit-Zone bei etwa 1,2:1 liegt.

Millerit

Die erhöhten Cu- und Fe- Gehalte der Analyse bo7 sind auf die Bornit-Matrix zurückzuführen. Die bo1- Analysen stammen von Millerit- Entmischungen aus Siegenit.

Bornit

Die Proben stammen aus massiven Bornit-Vererzungen der Cu>Pb- Zone. Die Ag- Gehalte liegen unter 1 Gew.%. Die gemittelten Analysen entsprechen praktisch der idealen Zusammensetzung.

Gersdorffit

Die Analysen zeigen unterschiedliche Fe:Ni:Co Verhältnisse bei nahezu konstanten As- und S- Gehalten. Die niedrigen Gesamtsummen sind durch die geringe Korngröße bedingt.

Unbekannte Phase

Die Messungen wurden an zwei, 100µm bzw. 80µm großen Körnern durchgeführt. Zwischen den einzelnen Analyse-Punkten zeigen sich kaum Unterschiede in der Elementverteilung. Die Formel wurde auf der Basis von 8 Atomen berechnet. Im Mittel ergibt sich daraus die Zusammensetzung $(\text{Cu,Fe})_{3,06}(\text{Ni,Co})_{0,95}\text{As}_{0,99}\text{S}_{3,00}$. Dieser Chemismus ist aus der Literatur nicht bekannt. Weitere Untersuchungen zu dieser eventuell neuen Spezies sind in Vorbereitung.

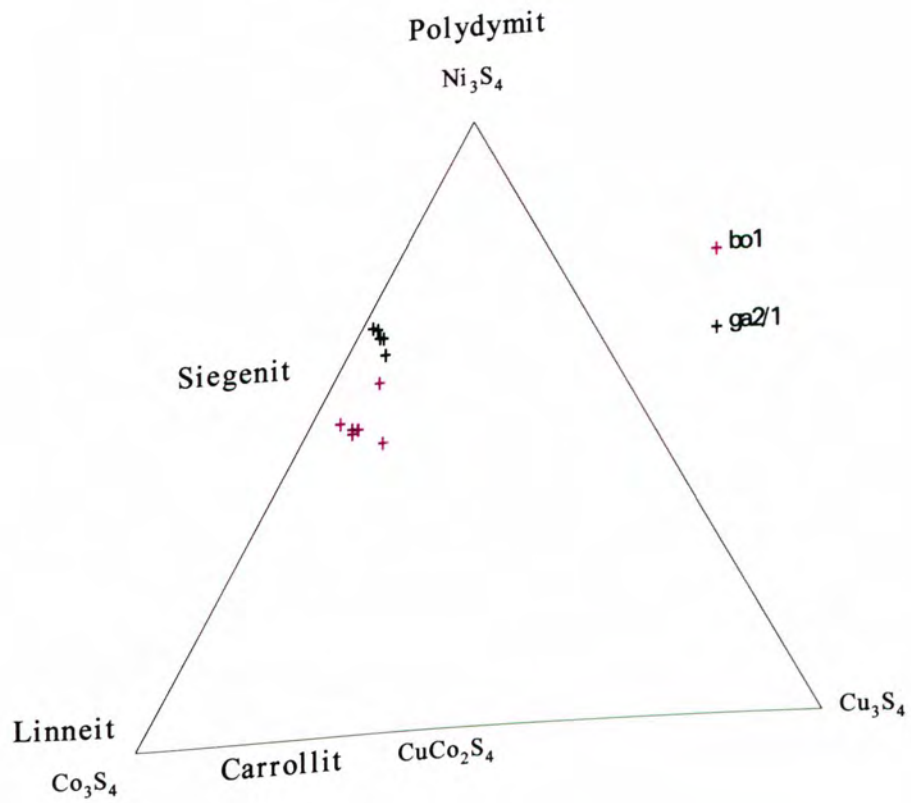


Abb. 13-14. Diskriminierung der Thiospinelle im Ni-Co-Cu-S System

Siegenit	Gew. %								Formel (Ni,Co) ₃ S ₄								
	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	Summe	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	M	S
lp/bo1-k2-nico,	4,33	0,07	0,71	28,73	25,00	0,03	42,23	100,99	0,21	0,00	0,04	1,48	1,28	0,00	3,99	3,01	3,99
lp/bo1-k2-tio1,	2,67	0,00	0,45	29,69	25,40	0,00	42,78	100,98	0,13	0,00	0,02	1,53	1,30	0,00	4,02	2,98	4,02
lp/bo1-k2-tio2,	4,63	0,00	0,78	28,95	24,21	0,00	42,06	100,63	0,22	0,00	0,04	1,50	1,25	0,00	3,99	3,01	3,99
lp/bo1-k2-tio2,	4,77	0,00	0,80	29,10	24,25	0,00	42,20	101,24	0,23	0,00	0,04	1,50	1,25	0,00	3,98	3,02	3,98
MITTELWERT	4,10	0,02	0,68	29,12	24,71	0,01	42,32	100,96	0,20	0,00	0,04	1,50	1,27	0,00	4,00	3,00	4,00
STD_ABW	0,97	0,03	0,16	0,41	0,58	0,01	0,31	0,25	0,05	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02
lp/ga2/1-k-d.,	3,33	0,00	2,75	34,02	17,48	0,27	42,30	100,14	0,16	0,00	0,15	1,76	0,90	0,01	4,01	2,97	4,03
lp/ga2/1-k-d.,	0,90	0,00	0,75	37,64	17,80	0,32	43,05	100,46	0,04	0,00	0,04	1,94	0,91	0,01	4,06	2,93	4,07
lp/ga2/1-k-d.,	1,46	0,16	0,99	37,28	17,41	0,21	42,61	100,12	0,07	0,00	0,05	1,93	0,90	0,01	4,04	2,95	4,05
lp/ga2/1-k-d.,	2,38	0,21	1,73	36,01	17,17	0,27	42,31	100,07	0,11	0,01	0,09	1,87	0,89	0,01	4,02	2,97	4,03
MITTELWERT	2,02	0,09	1,55	36,24	17,46	0,27	42,57	100,20	0,10	0,00	0,08	1,87	0,90	0,01	4,03	2,96	4,04
STD_ABW	1,06	0,11	0,90	1,64	0,26	0,05	0,35	0,18	0,05	0,00	0,05	0,08	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02
lp/bo1-k2-mtr.,	4,41	0,00	0,68	33,65	20,52	0,00	40,36	99,62	0,21	0,00	0,04	1,77	1,08	0,00	3,90	3,10	3,90
lp/bo1-k2-mtr.,	7,70	0,00	1,47	27,51	22,82	0,00	41,06	100,65	0,37	0,00	0,08	1,44	1,19	0,00	3,93	3,07	3,93

Millerit	Gew. %								Formel NiS								
	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	Summe	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	M	S
lp/bo1-k2-lamh,	1,91	0,00	0,37	54,86	4,93	0,00	37,18	99,25	0,03	0,00	0,01	0,84	0,08	0,00	1,05	0,95	1,05
lp/bo1-k2-lamh,	0,84	0,00	0,52	58,79	2,38	0,00	35,86	98,38	0,01	0,00	0,01	0,92	0,04	0,00	1,02	0,98	1,02
MITTELWERT	1,37	0,00	0,45	56,82	3,65	0,00	36,52	98,82	0,02	0,00	0,01	0,88	0,06	0,00	1,04	0,97	1,04
STD_ABW	0,76	0,00	0,11	2,78	1,80	0,00	0,93	0,62	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02
lp/bo7-oben...,	9,54	0,17	2,57	52,59	0,35	0,36	34,94	100,51	0,14	0,00	0,04	0,82	0,01	0,00	0,99	1,00	1,00

Bornit	Gew. %								Formel Cu ₅ FeS ₄								
	Cu	Ag	Fe	Co	As	S	Summe	Cu	Ag	Fe	Co	As	S	Cu+Ag	Fe+Co	S	
lp/bo1-k1-bo.,	63,21	0,61	11,16	0,02	0,02	25,47	100,45	4,99	0,03	1,00	0,00	0,00	3,98	5,01	1,00	3,98	
lp/bo1-k1-bo.,	63,11	0,85	11,16	0,00	0,01	25,42	100,53	4,98	0,04	1,00	0,00	0,00	3,98	5,02	1,00	3,98	
lp/bo1-k1-bo.,	63,27	0,78	11,23	0,00	0,06	25,39	100,67	4,99	0,04	1,01	0,00	0,00	3,97	5,02	1,01	3,97	
lp/bo1-k1-bo.,	63,00	0,80	11,21	0,00	0,03	25,47	100,47	4,97	0,04	1,01	0,00	0,00	3,98	5,01	1,01	3,99	
lp/bo1-k2-bo-?,	63,22	0,69	11,20	0,00	0,07	25,55	100,65	4,98	0,03	1,00	0,00	0,00	3,99	5,01	1,00	3,99	
lp/bo1-k2-bo-?,	63,25	0,67	11,02	0,00	0,10	25,55	100,66	4,98	0,03	0,99	0,00	0,01	3,99	5,02	0,99	4,00	
lp/bo1-k2-bo-?,	63,47	0,61	11,22	0,00	0,10	25,47	100,87	4,99	0,03	1,00	0,00	0,01	3,97	5,02	1,00	3,98	
lp/bo7-k3-h...,	58,73	0,97	13,25	0,00	0,00	26,03	98,98	4,66	0,05	1,20	0,00	0,00	4,10	4,71	1,20	4,10	
lp/bo7-k3-h-?,	60,70	0,00	12,97	0,00	0,00	25,89	99,56	4,79	0,00	1,16	0,00	0,00	4,05	4,79	1,16	4,05	
MITTELWERT	62,44	0,66	11,60	0,00	0,04	25,58	100,32	4,93	0,03	1,04	0,00	0,00	4,00	4,96	1,04	4,00	
STD_ABW	1,63	0,28	0,86	0,01	0,04	0,22	0,62	0,12	0,01	0,08	0,00	0,00	0,04	0,12	0,08	0,04	

Gersdorffit	Gew. %								Formel NiAsS						
	Fe	Ni	Co	As	S	Summe	Fe	Ni	Co	As	S	Fe+Ni+Co	As	S	
lp/ga2/1-knias,	0,69	31,35	1,66	45,29	19,09	98,10	0,02	0,90	0,05	1,02	1,01	0,97	1,02	1,01	
lp/ga2/1-knias,	0,31	32,87	0,07	45,22	19,07	97,53	0,01	0,95	0,00	1,03	1,01	0,96	1,03	1,01	
lp/ga2/1-knias,	0,18	33,49	0,01	45,75	19,07	98,48	0,01	0,96	0,00	1,03	1,00	0,97	1,03	1,00	
MITTELWERT	0,39	32,57	0,58	45,42	19,08	98,04	0,01	0,94	0,02	1,03	1,01	0,97	1,03	1,01	
STD_ABW	0,27	1,10	0,94	0,29	0,02	0,48	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	

Tabelle 13-9. Diverse Mikrosondenanalysen aus den Cu>Pb- und Pb II- Zonen

	Gew. %										
Unbekannte Phase	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	Summe			
lp/bo1-k2-fa',	39,26	1,12	6,60	12,18	0,73	16,88	22,82	99,59			
lp/bo1-k2-?...,	40,19	0,51	7,03	12,15	0,36	16,65	22,99	99,88			
lp/bo1-k2-?...,	39,74	0,66	6,93	12,38	0,40	16,84	23,02	99,96			
lp/bo1-k2-?...,	39,24	1,35	6,62	12,05	0,71	16,90	23,13	100,00			
lp/bo1-k2-?...,	38,12	1,64	6,37	12,47	0,83	17,62	22,83	99,88			
lp/bo1-k2-?2...,	38,91	1,40	6,57	11,67	0,81	16,72	22,90	98,98			
lp/bo1-k2-?2...,	40,19	0,52	7,12	11,83	0,52	16,62	23,05	99,85			
MITTELWERT	39,38	1,03	6,75	12,10	0,62	16,89	22,96	99,73			
STD_ABW	0,74	0,46	0,28	0,28	0,19	0,34	0,12	0,36			
lp/bo1-k2-?1...,	39,80	0,62	6,76	10,73	1,72	16,75	23,11	99,49			
lp/bo1-k2-?1...,	38,49	0,70	6,48	10,67	2,45	17,48	22,92	99,20			
MITTELWERT	39,15	0,66	6,62	10,70	2,09	17,11	23,02	99,35			
STD_ABW	0,92	0,05	0,20	0,05	0,51	0,52	0,13	0,21			
lp/bo1-k2-?...,	36,10	1,61	5,96	13,19	1,20	18,85	22,69	99,61			
lp/bo1-k2-?2...,	36,50	1,16	5,87	13,30	0,70	18,68	22,71	98,91			
MITTELWERT	36,30	1,39	5,92	13,25	0,95	18,76	22,70	99,26			
STD_ABW	0,29	0,31	0,07	0,07	0,36	0,13	0,01	0,49			
Formel (Cu,Fe) ₃ (Ni,Co)AsS ₃											
Unbekannte Phase	Cu	Ag	Fe	Ni	Co	As	S	Cu+ Ag+Fe	Ni+Co	As	S
lp/bo1-k2-fa',	2,60	0,04	0,50	0,87	0,05	0,95	2,99	3,14	0,92	0,95	2,99
lp/bo1-k2-?...,	2,64	0,02	0,53	0,86	0,03	0,93	2,99	3,19	0,89	0,93	2,99
lp/bo1-k2-?...,	2,61	0,03	0,52	0,88	0,03	0,94	3,00	3,15	0,91	0,94	3,00
lp/bo1-k2-?...,	2,58	0,05	0,50	0,86	0,05	0,94	3,02	3,13	0,91	0,94	3,02
lp/bo1-k2-?...,	2,52	0,06	0,48	0,89	0,06	0,99	2,99	3,07	0,95	0,99	2,99
lp/bo1-k2-?2...,	2,59	0,05	0,50	0,84	0,06	0,94	3,02	3,14	0,90	0,94	3,02
lp/bo1-k2-?2...,	2,64	0,02	0,53	0,84	0,04	0,93	3,00	3,19	0,88	0,93	3,00
MITTELWERT	2,60	0,04	0,51	0,86	0,04	0,95	3,00	3,14	0,91	0,95	3,00
STD_ABW	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01
lp/bo1-k2-?1...,	2,62	0,02	0,51	0,77	0,12	0,94	3,02	3,16	0,89	0,94	3,02
lp/bo1-k2-?1...,	2,55	0,03	0,49	0,77	0,17	0,98	3,01	3,07	0,94	0,98	3,01
MITTELWERT	2,59	0,03	0,50	0,77	0,15	0,96	3,02	3,12	0,92	0,96	3,02
STD_ABW	0,05	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,06	0,04	0,03	0,01
lp/bo1-k2-?...,	2,40	0,06	0,45	0,95	0,09	1,06	2,99	2,91	1,04	1,06	2,99
lp/bo1-k2-?2...,	2,44	0,05	0,45	0,96	0,05	1,06	3,00	2,93	1,01	1,06	3,00
MITTELWERT	2,42	0,05	0,45	0,96	0,07	1,06	3,00	2,92	1,02	1,06	3,00
STD_ABW	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01

Tabelle 13-10. Mikrosondenanalysen der unbekannten Phase

Die Messungen von Cinnabarit und Bleiamalgam erforderten die Standards HgS (HgLa, SKα), PbS (PbLa), Cu₅S₉ (CuKα), FeAsS (FeKα) und Ag Metall (AgLa). Für Hg-Sphalerit wurde ZnS als Schwefel- und Zinkstandard und HgS (HgLa) verwendet (s. Tab. 13-11 auf Seite 125).

Cinnabarit	Gew. %							Formel HgS							
	Cu	Ag	Fe	Hg	Pb	S	Summe	Cu	Ag	Fe	Hg	Pb	S	M	S
HG4-amcpy...	2,52	0,27	0,00	81,48	2,77	12,98	100,03	0,09	0,01	0,00	0,94	0,03	0,93	1,07	0,93
HG4-cinn,	0,35	0,09	0,00	85,31	0,04	13,74	99,52	0,01	0,00	0,00	0,99	0,00	1,00	1,00	1,00
HG3-cinn,	1,03	0,17	0,00	83,72	0,35	14,26	99,54	0,04	0,00	0,00	0,95	0,00	1,01	0,99	1,01
lp/hg90-.....,	2,73	0,42	2,19	82,17	0,00	18,82	106,32	0,08	0,01	0,07	0,76	0,00	1,08	0,92	1,08
lp/hg90-hgs.....,	0,00	0,00	0,00	91,05	0,00	17,19	108,25	0,00	0,00	0,00	0,92	0,00	1,08	0,92	1,08
Leo-1/1-cinn,	0,41	0,00	0,43	86,56	0,00	13,95	101,35	0,01	0,00	0,02	0,98	0,00	0,99	1,01	0,99
Leo-1/1-cinn,	0,68	0,00	0,03	86,22	0,00	12,88	99,77	0,03	0,00	0,00	1,02	0,00	0,95	1,05	0,95
Leo-1/1-cinn?,	0,10	0,00	0,10	86,67	0,00	13,95	100,82	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	1,00	1,00	1,00
lp/hg90-.,	0,02	0,00	0,08	85,77	0,00	13,74	99,59	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00
lp/hg90-d,	0,08	0,00	0,02	84,89	0,00	13,80	98,78	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	1,01	0,99	1,01
lp/hg90-.....,	2,65	0,41	2,12	79,78	0,00	18,27	103,23	0,08	0,01	0,07	0,76	0,00	1,08	0,92	1,08
lp/hg90-hgs.....,	0,00	0,00	0,00	87,55	0,00	16,53	104,12	0,00	0,00	0,00	0,92	0,00	1,08	0,92	1,08
HG4-blau....,	1,55	0,08	0,00	83,62	1,62	13,72	100,51	0,06	0,00	0,00	0,95	0,02	0,98	1,02	0,98
HG4-amcpy...	2,52	0,27	0,00	81,48	2,77	12,98	100,03	0,09	0,01	0,00	0,94	0,03	0,93	1,07	0,93
HG3-cinn,	1,01	0,17	0,00	82,04	0,35	13,97	97,54	0,04	0,00	0,00	0,95	0,00	1,01	0,99	1,01
MITTELWERT	1,04	0,12	0,33	84,55	0,53	14,72	101,29	0,04	0,00	0,01	0,94	0,01	1,01	0,99	1,01
STD_ABW	1,07	0,15	0,75	2,93	1,00	1,96	2,94	0,04	0,00	0,03	0,08	0,01	0,05	0,05	0,05

Hg- Sphalerit	Gew. %					Formel (Zn,Hg)S					
	Fe	Zn	Hg	S	Summe	Fe	Zn	Hg	S	M	S
Leo.2/1,	0,00	54,70	15,82	30,82	101,34	0,00	0,89	0,08	1,02	0,98	1,02
Leo.2/1,	0,00	54,38	15,77	30,54	100,68	0,00	0,89	0,08	1,02	0,98	1,02
Leo.2/1,	0,00	54,00	16,25	30,57	100,81	0,00	0,89	0,09	1,02	0,98	1,02
Leo.2/1,	0,00	54,63	15,78	30,72	101,12	0,00	0,89	0,08	1,02	0,98	1,02
lp/hg6/10-k-d.,	0,04	51,93	18,75	29,97	100,69	0,00	0,87	0,10	1,03	0,97	1,03
MITTELWERT	0,01	53,93	16,47	30,52	100,93	0,00	0,89	0,09	1,02	0,98	1,02
STD_ABW	0,02	1,15	1,29	0,33	0,29	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00

Bleiamalgam	Gew. %			At. %		HgPb ₂	
	Hg	Pb	Summe	Hg	Pb	Hg	Pb
Leo.2/1,	33,46	64,31	97,78	34,96	65,04	1,05	1,95
Leo.2/1,	34,21	64,67	98,89	35,34	64,66	1,06	1,94
Leo.2/1,	34,35	64,69	99,04	35,42	64,58	1,06	1,94
MITTELWERT	34,01	64,56	98,57	35,24	64,76	1,06	1,94
STD_ABW	0,48	0,21	0,69	0,25	0,25	0,01	0,01

Tabelle 13-11. Diverse Mikrosondenanalysen aus der Hg- Zone

13.5 Gesamtchemische Analysen

In der Hg- Zone wurden Mineralisationen in den hellen Flaserdolomiten (Hg7) und in den schwarzen Dolomiten (Hg6) beprobt. Die Analysen zeigen überraschend niedrige Ag- Gehalte. Interessant ist der erhöhte Ce- Gehalt (11560ppm) der Probe Hg7. Die Anomalie könnte mit einer Apatit- Mineralisation in den Dolomiten zu erklären sein.

Die Proben Fa1 und Bo6 stammen aus einer Fahlerz- bzw. Bornit- reichen Vererzung der Cu>Pb- Zone. Die hohen Ag- Gehalte von 270 bzw. 330 g/t sind hauptsächlich auf ged. Silber zurückzuführen. Die Cu-, As- (und Sb-) Gehalte verdeutlichen den Fahlerz- Reichtum der Paragenese. Die Proben wurden zusätzlich auf Ge und Ga untersucht; die Werte liegen jedoch unterhalb der Nachweisgrenze des Analyseverfahrens.

Die Analyse der Probe gaII/1 zeigt den hohen Nickelgehalt (0.2%) der PbII- Zone, die durch die Gersdorffit- (und Siegenit/ Millerit-) Führung bedingt ist.

Die überraschendsten Werte lieferte ein von schwarzen Schieferlagen durchzogener dunkler Dolomit aus dem Bereich der Erythrin- Kaverne. Die makroskopisch nur mäßig vererzt scheinende Probe SS1 führt Buntmetallgehalte, die mit den gut vererzten Proben Ga1, Fa1 und Bo6 vergleichbar sind. Die Mineralisationen der Erythrin- Kaverne bilden die versetzte Teufenfortsetzung der PbI- Zone des Neuschurfstollens und entsprechen den erzeichen "Schwarzen Klüften" von Schwarzleo Ost (Kap. 6.2.2 auf Seite 41).

Durchschnittswerte aus den Erzzonen des Neuschurfstollens ergeben Cu > 0.9%, Pb > 0.3%, Ag 115ppm, Co 131ppm, Ni 650ppm. Aus lagerstättenkundlicher Sicht ist zu bedenken, dass nur noch einige Zehnerkubikmeter dieser Reicherze anstehen.

Die hangenden Schieferserien (Proben GS1 und VS1) führen keine nennenswerten Metallgehalte.

Probe	Cu	Pb	Hg	Ag	Fe	Co	Ni	Cr	Zn	As	Sb
LL/NS/Hg7	796	195	>50	18	2,7	36	99	<50	<200	192	10
LL/NS/Hg6	434	460	>50	<5	12	34	110	72	<200	114	13
LL/NS/Fa1	>20000	340	>50	270	14	210	<460	<50	<1400	16100	1120
LL/NS/Bo6	>20000	287	>50	330	12	190	590	<55	1200	17000	715
LL/NS/Ga2	3368	>10000	>50	32	12	180	2010	200	<200	2520	115
LL/NS/Ga1	2039	>10000	>50	78	5,4	100	490	65	<200	1100	120
LL/CH/SS1	16098	3100	>50	73	19	170	850	51	210	3240	380
LL/NS/GS1	109	17	4,394	<5	5	19	41	200	<200	22	3,7
LL/CH/VS1	9	15	8,922	<5	3,3	<10	<20	57	<200	4	3,1

Probe	Se	Te	Na	Ba	Br	Rb	Zr	Mo	Cd	Sn
LL/NS/Hg7	<10	<20	1600	<100	6	31	<500	<2	<10	<200
LL/NS/Hg6	<10	<20	2300	500	5	29	<500	<2	<10	<200
LL/NS/Fa1	<10	<20	6000	<100	<98	<24	<500	<11	<82	<200
LL/NS/Bo6	<10	<20	1100	<180	<56	<10	<500	<7	<58	<200
LL/NS/Ga2	<10	<20	1500	<100	<12	<10	<500	5	<16	<200
LL/NS/Ga1	<10	<20	500	<100	10	13	<500	<2	<10	<200
LL/CH/SS1	<10	<20	2600	<100	28	<10	<500	<5	<40	<200
LL/NS/GS1	<10	<20	3900	550	<1	140	<500	<2	<10	<200
LL/CH/VS1	<10	<20	1700	430	7	56	<500	<2	<10	<200

Probe	V	Ga	Ge	Tl	Cs	Sc	La	Ce	Sm	Eu
LL/NS/Hg7	0			>2	2	4,4	11	1560	2,4	<2
LL/NS/Hg6	0				1	5,5	10	79	2,4	<2
LL/NS/Fa1	0	>10	>10	>2	<1	4	<20	<22	2,8	<4
LL/NS/Bo6	0	>10	>10		<1	3,5	<30	<10	4,2	<6
LL/NS/Ga2	0				<1	4,7	11	<10	<0,2	6
LL/NS/Ga1	0				<1	3,4	17	<10	0,4	2
LL/CH/SS1	28				<1	3,4	8	<10	1,8	<2
LL/NS/GS1	0				8	19	50	100	6,4	<2
LL/CH/VS1	0				3	6,7	21	37	2,5	<2

Probe	Tb	Jb	Lu	Hf	Ta	W	Ir	Au	Th	U
LL/NS/Hg7	<1	<5	<0,5	<5	<1	<2	<0,1	0,008	4,5	<0,5
LL/NS/Hg6	<1	<5	<0,5	<5	<1	<2	<0,1	<0,00	3,4	3,7
LL/NS/Fa1	<1	<5	<0,5	<5	<1	59	<0,1	<0,06	<1,1	<2,9
LL/NS/Bo6	<1	<5	<0,5	<5	<1	<42	<0,1	<0,03	2,3	<1,9
LL/NS/Ga2	<1	<5	<0,5	<5	<1	3	<0,1	<0,01	1,6	12
LL/NS/Ga1	<1	<5	<0,5	<5	<1	9	<0,1	<0,00	<0,5	6,8
LL/CH/SS1	<1	<5	<0,5	<5	<1	<6	<0,1	<0,02	1,6	3
LL/NS/GS1	1	<5	<0,5	<5	1	<2	<0,1	<0,00	15	2,6
LL/CH/VS1	<1	<5	<0,5	<5	<1	<2	<0,1	<0,00	5,7	0,6

Tabelle 13-12. Chemische Analysen; Angaben in ppm, mit Ausnahme von Na, Fe in Gew.%, Ir, Au in pbb

13.6 Schwefelisotope

Aus der Schwefelisotopie können Aussagen über die Herkunft des Schwefels getroffen werden. Eine Abschätzung der Bildungstemperaturen der beiden koexistierenden Galenit- Chalkopyrit-Paare im Diagramm von RYE UND OHMOTO (1974) führte zu keinen vernünftigen Ergebnissen. Dies läßt auf eine fehlende Gleichgewichtsparagenese schließen. Im Falle der Neuschurfproben sind die Probleme auf eine nicht optimale Probenwahl zurückzuführen, da zum Zeitpunkt der Probenahme die Bornit-Chalkopyrit-Galenit- Reicherze der Cu>Pb- Zone noch nicht verfügbar waren. Durch das Fehlen einer vergleichenden, zweiten Bornitprobe können auch die niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ Werte des Bornites aus dem Erasmusstollen (-13.6‰) nicht weiter interpretiert werden. Die restlichen Daten zeigen eine geringere Variationsbreite von +1.9 (Chalkopyrit- Neuschurfstollen) bis -6.5‰ (Fahlerz- Neuschurfstollen). Im Vergleich mit den Daten aus der Literatur (WEBER ET AL. 1997) zeigen sich Übereinstimmungen mit Leogang und Schwaz. $\delta^{34}\text{S}$ - Werte um Null sind typisch für eine magmatogene oder metamorphogene Herkunft des Schwefels. Große Veränderungen in der Schwankungsbreite der prämetamorphen $\delta^{34}\text{S}$ - Werte durch metamorphe Prozesse sind unwahrscheinlich, da das durchschnittliche $\delta^{34}\text{S}$ der Sulfide i. a. unverändert bleibt (RYE UND OHMOTO 1974, SCHROLL 1983). Dies spricht kaum für eine syngenetische Entstehung der beprobten Galenite von Leogang. Lokale Umverteilungen von Schwefelisotopen in tektonisch stark beanspruchten Bereichen sind jedoch nicht auszuschließen. Darüber hinaus muß auch der Einfluß der variszischen Orogenese in Betracht gezogen werden. Zur Klärung dieses Problems sind umfangreichere und systematische Schwefelisotopenuntersuchungen durchzuführen.

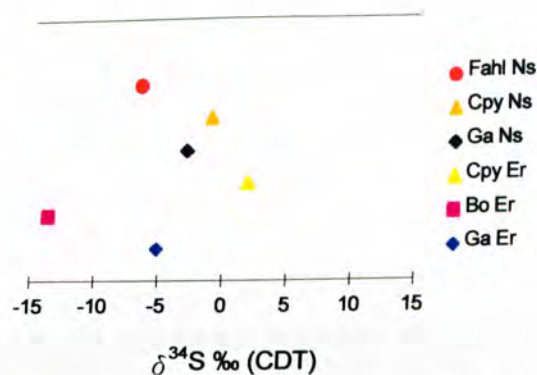


Abb. 13-15. Schwefelisotopenverteilung in Erzen von Schwarzleo- Ost (Er) und - Mitte (Ns)

14 Metallogenetische Überlegungen

14.1 Primärerzparagenesen

Als grobe Abschätzung der p/T-Bedingungen während der Erzgenese dienen die für das Gebiet Schwarzleo ermittelten alpidischen Metamorphosedaten (s. Kapitel 5.2 auf Seite 34). Für die (Re-)Kristallisation der Erze können somit Maximaltemperaturen von 300-350°C postuliert werden. Über die Einflüsse der variszischen Orogenese können aufgrund der alpidischen Überprägung wenig Aussagen getroffen werden. Erste Remobilisationen des vorvariszischen (?syngenetischen) Stoffbestandes sind jedoch wahrscheinlich.

Aus den Beobachtungen unter Tage, an Handstücken und im Mikroskop, wurden relative Altersbeziehungen ermittelt (s. Abb. 12-11 auf Seite 81, s. Abb. 12-21 auf Seite 91, s. Abb. 12-26 auf Seite 95).

Der Altbestand wird als präalpidisch interpretiert. Aus Pb- Isotopen Untersuchungen an Galenit ergeben sich je nach verwendetem Modell Altersdaten von ca. 365ma oder ca. 340ma; dies entspricht einem syngenetischen bzw. variszischen Alter (LENGAUER 1989). Die Galenit- Vererzungen liegen in den dunklen Dolomiten der hangenden Serie, die altersmäßig ins obere Mitteldevon gestellt werden (?höheres Eifel bis ?Givet nach MAVRIDIS UND MOSTLER 1970). Demnach wäre aber auch das Modellalter von ca. 365ma zu jung für eine syngenetische Pb-Vererzung. Der Einfluß der Metamorphose(n) auf die Pb- Isotopen- Verteilungen ist bei massiven Galenitvererzungen oder bei Nebengesteinen mit unterdurchschnittlichen U/Pb und Th/Pb- Werten gering (KÖPPEL 1983). Erhöhte Anteile von radiogenem Blei würden zu negativen Modellaltern führen.

Dennoch finden sich Hinweise für alpidische Remobilisationen in den Galenit- Vererzungen. Während der Verschieferung der schwarzen Dolomite kommt es zur Anreicherung des ursprünglichen Stoffbestandes in Scherzonen (PbI- Zone). Die massiven, nesterförmigen Gale-

nite der Cu>Pb und PbII- Zonen sind im Auflicht meist die relativ jüngsten Phasen und werden als "Sammelkristallisate" interpretiert.

Die bevorzugte Assoziation von Bornit mit Galenit und das Auftreten von Siegenit und Millerit-Einschlüssen in beiden Phasen spricht für eine ähnliche Genese von Bornit und Galenit. Eine Remobilisation dieses Altbestandes während der alpidischen Metamorphose würde das teilweise jüngere Relativalter von Bornit und Galenit gegenüber den Fahlerzen erklären.

Die oleanderblattartigen Umwandlungslamellen anisotroper Bornite aus Schwarzleo- Ost sprechen für eine Kristallisation als kubische Phase bei Temperaturen $>228^{\circ}\text{C}$ (PAAR UND CHEN 1985). Als Maximaltemperatur wird die obere Stabilitätsgrenze des Einschlußminerals Mawsonit bei 385°C angegeben. In den Borniten des Neuschurfstollens konnten keine Inversionslamellen beobachtet werden. Aufgrund der ähnlichen Einschlußmineralisationen (Mawsonit-Siegenit-Millerit) sind die beiden Bornit- Paragenesen aber durchaus vergleichbar.

Die Millerite stellen ein Ni-reiches Entmischungsprodukt aus einer Ni-Co-S Matrix dar. Für das reine Ni-S System liegt die obere Stabilitätsgrenze von Ni_3S_4 (Polydymit) bei 356°C (KULLE-RUD 1962). Für die Koexistenz von NiS und Ni_3S_4 sind Temperaturen unter 282°C Voraussetzung (PAAR UND CHEN 1985). Für das Mischkristallsystem Ni-Co sind Angaben über die Bildungsbedingungen allerdings nicht zielführend.

Die Bornit- Assoziation ist die am höchsten temperierte Paragenese von Schwarzleo- Mitte. Die Temperaturen dürften aber kaum 250°C überschritten haben.

Die Gerdorffite sind ausschließlich an die Galenit-Reicherze gebunden. Am Kontakt mit Bornit reagierten die Ni-As- hältigen Lösungen mit dem Cu- und Fe- Angebot und bildeten die bis dato unbekannte Cu(-Fe)-Ni(-Co)-As-S- Phase.

Aufgrund der Schichtgebundenheit der Hg- Erze an die mitteldevonischen Flaserdolomite kann auch die Cinnabarit-Vererzung als prämesozoisch angesehen werden. Das Auftreten von Cinnabarit als späte Erzphase kann durch Mobilisation des Altbestandes im Zuge metamorpher Prozesse erklärt werden. Die Bildungstemperaturen für Cinnabarit liegen unter 160°C (KRUPP 1988). Während der ausklingenden alpidischen Orogenese kam es zur Migration von Hg- reichen Lösungen in die f_2 - Strukturen der hangenden schwarzen Dolomite. Die Cinnabarite treten dort als Verdränger des Karbonats auf.

Als Zeitmarker für die Hauptvererzungsphase können die an das alpidische Kluftsystem gebundenen Tennantite herangezogen werden. Der As- Gehalt der Hg- Fahlerze kann auf eine Reaktion der spätalpidischen, As- reichen Fluide mit den Hg/Sb- reichen, schichtgebundenen Fahlerzen des Altbestandes (LENGAUER 1989) zurückzuführen sein. Die inhomogenen As-Sb Zonierungen (s. Abb. 12-3 auf Seite 75) weisen auf niedrige Bildungsbedingungen hin ($<200^{\circ}\text{C}$).

In der Hg- Zone kommt es gegen Ende der Hauptvererzungsphase durch Reaktionen von Hg- mit Cu(-Fe)- hältigen Lösungen zur Bildung von Gortdrumit. Für die Kristallisation von Gortdrumit sind Temperaturen um 100°C anzunehmen (STEED 1983). Die Umwandlung von rotem Cinnabarit in sekundären, schwarzen Zinnober führt schließlich zu Pseudomorphosen nach Gortdrumit.

14.2 Supergene Anreicherungen

Die auffällig blau und grün gefärbten Verwitterungsprodukte primärer Kupfererze dienen bereits den alten Bergleuten als Explorationshilfe. Die stark limonitisierten und porösen Gesteine der Oxidationszonen konnten leichter abgebaut werden und lieferten darüber hinaus noch Erze mit höheren Metall:Schwefel Verhältnissen oder gar gediegene Metalle. So sind auch die Reaktionsprodukte der Oxidationsvorgänge im Neuschurfstollen stark an Cu und Ag angereichert worden. Die Silbergehalte der Mineralisationen sind ausschließlich auf supergene Vorgänge zurückzuführen, da keine primären Silberträger gefunden werden konnten.

Die Prozesse, die zu sekundären Anreicherungen und zur Lagerstättenbildung führen können, sind in zahlreichen Arbeiten behandelt worden (U.A. SATO 1960A,B, GARRELS AND CHRIST 1965, BLAIN AND ANDREW 1977, ANDREW 1980, SATO 1992). Die chemischen Reaktionen, die bei der Verwitterung von Sulfiderzen ablaufen, lassen sich als Redox-Gleichungen anschreiben. Die Bildungsbedingungen und thermodynamischen Stabilitäten der sekundären Mineralphasen können in Form eines Eh-pH- Stabilitätsdiagrammes aufgezeigt werden (GARRELS AND CHRIST 1965). Diese Diagramme berücksichtigen jedoch nicht den kinetischen Aspekt von Mineralreaktionen. Mineralassoziationen wie Bornit mit Covellinsäuren dürften nach diesen Diagrammen gar nicht existieren. Rein thermodynamische Stabilitätsdiagramme eignen sich also nur bedingt zur Darstellung von sekundären Mineralreaktionen.

Supergene Prozesse finden bei Temperaturen statt, bei denen die meisten Sulfidphasen metastabil sind. In den experimentell ermittelten „persistence-field“- Diagrammen von SATO (1992) wird dies berücksichtigt, indem

die Stabilitätsgrenzen einer Phase durch ein metastabiles Feld erweitert werden. Die obere Stabilitätsgrenze eines Metallsulfides stellt die Oxidationsgrenze gemäß der elektrochemischen Spannungsreihe dar. Im Gegensatz zu den rein thermodynamischen Ansätzen können somit auch die Verdrängungen von Sulfiden mit elektronegativeren („unedleren“) Metallen durch elektropositivere („edlere“) Metall-Sulfide richtig dargestellt werden ("cation exchange reactions"). So kann z.B. sekundärer Covellin auf Galenit in einem Eh-pH Bereich gebildet werden, wo sich beide (Meta-) Stabilitätsfelder überlappen (SATO 1992). Aus den „persistency-field“ Diagrammen (s. Abb. 14-1 auf Seite 132) wird ersichtlich, daß Covellin und Chalkosin auch unter stärker oxidierenden Bedingungen als ged. Kupfer gebildet werden kann.

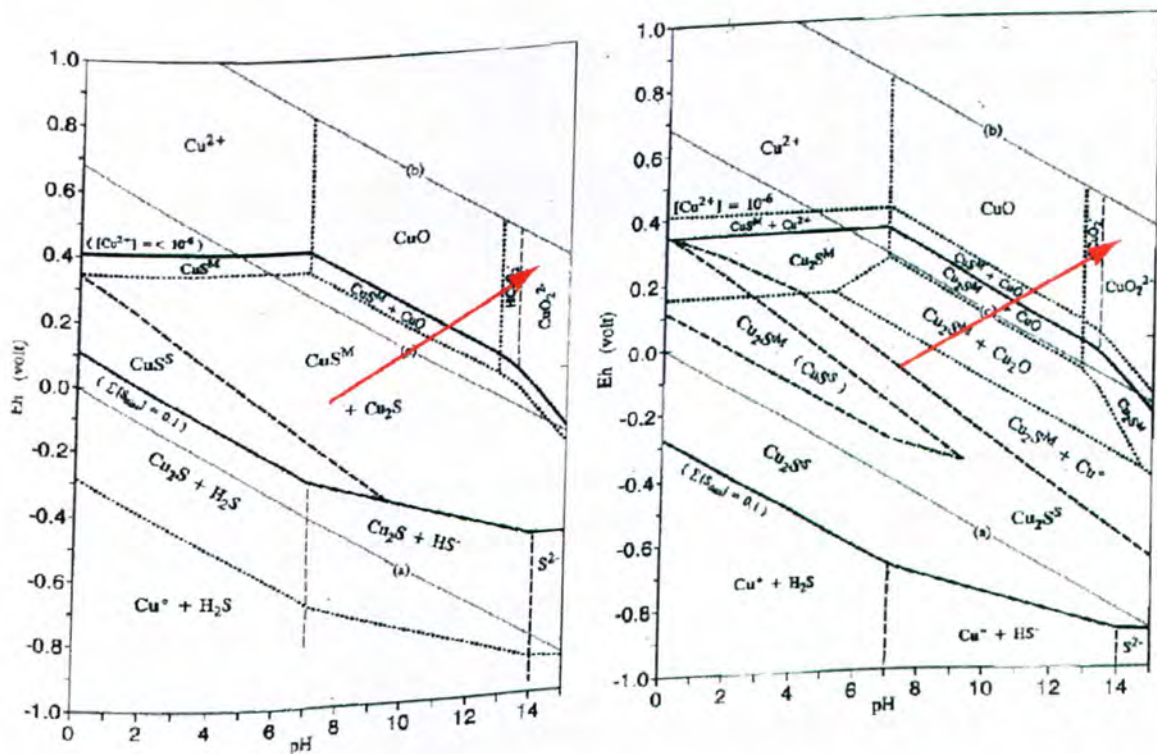
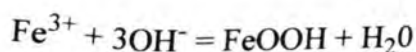
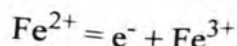
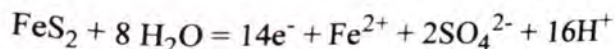
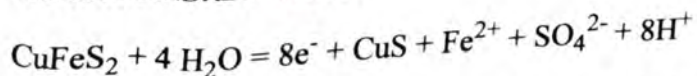


Abb. 14-1. "Persistency-field" Diagramme von Chalkosin und Covellin (NACH SATO 1992). Eh-pH- Pfade für die Oxidationszone im Neuschurfstollen

Zur Klärung der Sekundärmineralgenese im Neuschurfstollen können die Kristallisationsfolgen und die texturellen Beobachtungen aus den einzelnen mineralogischen Zonen herangezogen werden. Für die supergenen Anreicherungsprozesse kann folgendes Modell erstellt werden: Oberflächenwässer dringen entlang von Klüften ein und lösen metastabilen Pyrit und Fe Karbonate. Es entsteht Schwefelsäure und Fe^{2+} bzw. Ferrosulfat, daß zu Fe^{3+} weiteroxidiert wird. Die sauren Lösungen werden jedoch durch Reaktion mit den Karbonaten gepuffert und Fe^{3+} reagiert mit überschüssigem OH zu schwerlöslichem Goethit (Limonitisierung der Dolomite):

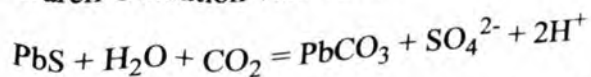


Chalkopyrit kann in gleicher Weise in Lösung gehen und zur Goethitbildung beitragen. Die Cu^{2+} Ionen bleiben bei niedrigem pH in Lösung und gelangen in tiefere, weniger oxidierende Bereiche. Treffen die Cu- hältigen Lösungen auf Galenit der PbII- Zone, kommt es zur Ausfällung von Cu- Sulfiden. Massive Vererzungen in Oxidationszonen gleichen elektrochemischen Zellen und besitzen Eigenpotential. Für einen Ionenaustausch im Erzkörper müssen die Ionen daher nicht notwendigerweise in gelöster Form transportiert werden (BLAIN UND ANDREWS 1977). Aufgrund des größeren Oxidationsvermogens der Cu- Sulfide wird Galenit an den Korngrenzen galvanisch korrodiert und Austauschreaktionen ($\text{PbS} + \text{Cu}^{2+} = \text{CuS} + \text{Pb}^{2+}$) führen zur Bildung von Covellin (SATO 1992). Die in dieser Zone ebenfalls auftretenden Verdrängungen von Chalkopyrit durch Covellin können durch direkte Oxidationsvorange erklärt werden (ANDREW 1980):



Die zweite Möglichkeit besteht in einer Reduktion von kupfersulfathaltigen Lösungen (Chalkosinbildung) und einer späteren Oxidation zu Covellin (s. Abb. 14-1 auf Seite 132).

Durch Oxidation von Galenit entsteht Cerussit:



Der Chalkopyrit der Cu- Zonen kann durch Digenit verdrängt werden. Diese Anreicherung entsteht durch Reaktion von Chalkopyrit mit Cu^{2+} -hältigen Lösungen (ANDREWS 1980). Die unregelmäßigen Verdrängungen von Chalkopyrit durch Ag- hältigen „Kupferglanz“ fordern einen höheren Ag^{2+} - Gehalt der Lösungen. Diese „geätzten“ Strukturen (s. Abb. 14-2 auf Seite 134) entstehen durch Oxidation von Chalkosin und werden als „crackled porcelaine“-Strukturen bezeichnet (RAMDOHR 1960). Das niedrigere Metall : Schwefel Verhaltis der analysierten Phasen zeigt die schrittweise Oxidation von Chalkosin zu Digenit (s. Kap. 12.3). Somit erklärt sich auch das weitgehende Fehlen von Chalkosin.

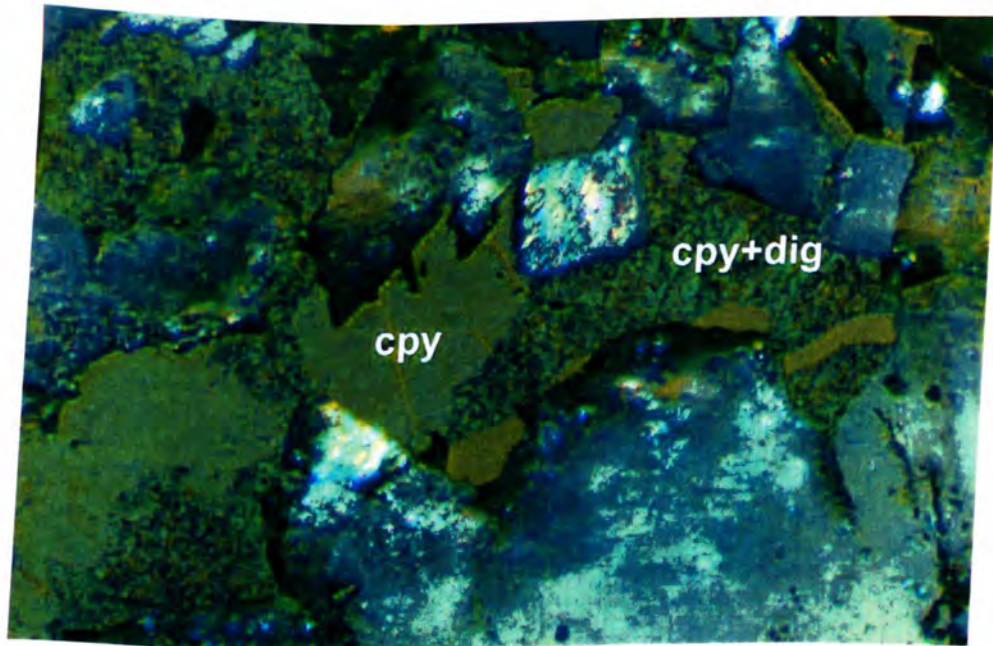


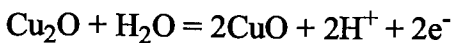
Abb. 14-2. Verdrängungen von Chalkopyrit durch Digenit; gekreuzte Nicols, BB 500 μ m.

Das Auftreten von gediegenen Metallen (Cu,Ag) ist offensichtlich an jene Bereiche gebunden, in denen die massiven Galenitvererzungen fehlen. Dies verhindert ein vorzeitiges Ausfällen der Cu- hältigen Lösungen bzw. ein „Ableiten“ der positiv geladenen Cu- Ionen. Die sauren, Cu^{2+} - hältigen Wässer werden in den porösen und geklüfteten Dolomiten neutralisiert und es kommt zur direkten Fällung von gediegen Kupfer (s. Abb. 14-1 auf Seite 132). Für die Kristallisation von ged. Silber kann ein identischer Eh-pH-Pfad ermittelt werden, allerdings ist die Herkunft der Ag^{2+} - hältigen Lösungen unklar (Kap. 14.3 auf Seite 136).

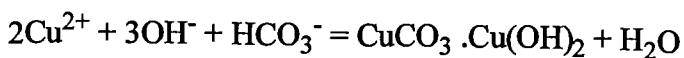


Abb. 14-3. ged.Kupfer, REM Aufnahme

Ged. Kupfer ist bei zunehmend oxidierenden Bedingungen nicht mehr stabil und wird zu Cuprit (Cu_2O) und in seltenen Fällen zu Tenorit (CuO) aufoxidiert.



Es entstehen Pseudomorphosen von Cuprit nach ged.Kupfer. Die dünnen Überzüge von ged.Kupfer auf manchen Cuprit-Kristallen können durch eine erneute Zufuhr saurer Cu^{2+} -Lösungen erklärt werden. Weitere Reaktionen mit den Karbonaten setzen Kohlensäure und OH^- Ionen frei und es bildet sich Malachit.



Bei steigendem Cu- Angebot und/ oder erhöhter CO_2 Aktivität bildet sich Azurit. Die abschließende Kristallisation von Aragonit weist auf einen hohen pH Wert der Restlösungen hin.

In der Hg- Zone wird durch die Oxidation von Cinnabarit ged. Hg freigesetzt. Bei Anwesenheit von Silber kommt es zur Amalgamierung und somit zur Bildung von Moschellandsbergit. Die Silberamalgame bilden sich bevorzugt in den Cu- reichen Assoziationen (z.B. auf Gortdrumit-xx). Die Reihe von Hg- reichen zu Hg- armen Phasen kann als kontinuierlicher Demerkurisierungsprozeß in der Oxidationszone gesehen werden (ZAKRZEWSKI & BURKE 1987, SEELI-

GER & MÜCKE 1972). Auch in der Hg- Zone treten als jüngste Bildungen die „basischen Karbonate“ Cerussit, Malachit und Aragonit auf.

Die beobachteten (Meta-) Stabilitäten und ermittelten Mineralreaktionen erlauben die Eingrenzung eines Eh-pH Bereiches, der den Bildungsbedingungen einer Oxidationszone entspricht. Zusätzlich ist ein Trend in Richtung höherer Eh und pH-Werte erkennbar, die gut in den geologischen Rahmen der Vererzungen passen. Die Cu- Anreicherungen der tieferen Oxidationszone liegen nun in einem (tektonisch) höherem Niveau und sind stärkerer Oxidation ausgesetzt. Die in den Dolomiten zirkulierenden Oberflächenwässer wurden mit der Zeit neutralisiert und durch weitere Reaktionen mit den Nebengesteinen an OH^- Ionen angereichert. Dies führte schließlich zur Genese der sekundären Karbonate. An rezenten Bildungen können in den Firstbereichen Sinterkrusten aus Hydromagnesit (LENGAUER 1989) beobachtet werden.

14.3 Paragenetische Vergleiche

Leogang

Auf die Ähnlichkeiten der Mineralisationen von Schwarzleo- Mitte mit den Paragenesen der anderen Leoganger Reviere wurde bereits hingewiesen (Kap. 12 auf Seite 70). Unterschiede im Mineralbestand zeigen sich vor allem zu den Bornit- Galenit- Mineralisationen von Schwarzleo- Ost (Erasmusstollen).

Die Cu-Pb- Reicherze der beiden Reviere sind makroskopisch schwer unterscheidbar, unter dem Mikroskop fehlen den beprobten Vererzungen der $\text{Cu} > \text{Pb}$ - und PbII- Zonen jedoch die komplexen Cu-Ag(-Hg)-Pb- Sulfide des Erasmusstollens (Typus II Erze nach PAAR UND CHEN 1985). Die Silberträger Balkanit und Stromeyerit treten dort als Entmischungen aus Chalkosin auf und sind mit Betekhtinit und Furutobeit vergesellschaftet. Das weitgehende Fehlen von Chalkosin und der damit assoziierten Ag- Paragenese kann mit dem stärker oxidierenden Milieu im oberflächennahen Neuschurfstollen in Zusammenhang stehen. Die Cu-Ag Träger wurden schrittweise aufoxidiert und die freigesetzten Cu^{2+} - und Ag^{2+} -Ionen als gediegene Metalle wieder ausgefällt (s. Kapitel 14.2 auf Seite 131). Die "crackled porcelaine" Strukturen mit Ag- hälligem Digenit (s. Abb. 14-2 auf Seite 134) können als Relikte dieser Vorgänge gesehen werden.

Die in den Borniten des Revieres Ost (und Nöckelberg) auftretenden Einschlüsse von Renierit (Ge), sowie die mit Chalkopyrit und Covellin assoziierten Phasen Colusit (V) bzw. Nukundamit konnten in Schwarzleo- Mitte noch nicht nachgewiesen werden. Dies ist wohl auf die Seltenheit dieser Typus 1 Erze zurückzuführen.

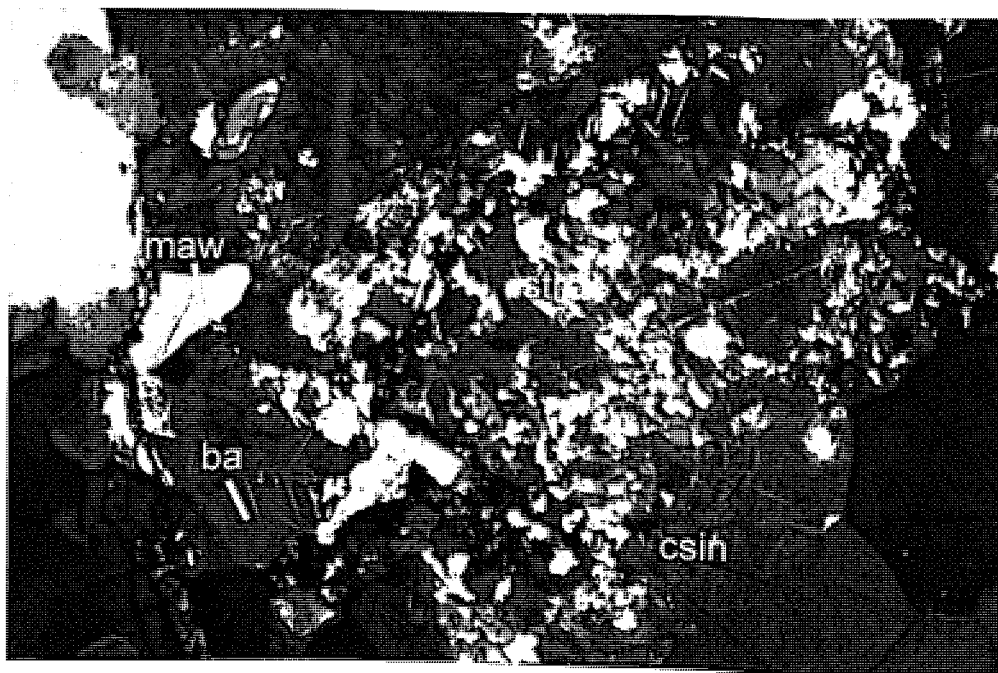


Abb. 14-4. Mawsonit (maw), Balkanit (ba), Stromeyerit (stro) in Chalkosin (csin)- Erasmusstollen, nx, BB 500µm.

Eine vergleichende Diskussion mit den Vererzungentypen von Schwaz- Brixlegg, Mitterberg, Sedmochislenici und Ruby Creek erfolgte durch LENGAUER (1989).

Gortdrum

Der Cu-Hg-Ag-Erzkörper liegt schichtgebunden in karbonen, lokal dolomitisierten Kalken in unmittelbarer Nachbarschaft zu eine ENE streichenden Störungszone. Im tagnahen Bereichen besteht die Mineralisation hauptsächlich aus Chalkopyrit und Hg- hältigem Tennantit, und tritt als Einsprengungen und Gänge in zerrütteten Kalkgesteinen auf. Mit zunehmender Teufe werden die Erze bornit- und chalkosinreicher. Untergeordnet treten Stromeyerit, Sphalerit, Pyrit, Cinnabarit, Silberamalgame und Gortdrumit auf (STEED 1983). Die Kupferlagerstätte

Gortdrum zählt zusammen mit den Vererzungen von Tynagh, Keel oder Navan zu den großen, an Karbonate gebundenen Pb-Zn-(Cu-Ag-) Lagerstätten des "Irishen Typs". Es handelt sich dabei um syn-bis diagenetische Erzanreicherungen und epigenetische stockwerksartige Vererzungen mit Breccienbildungen in unterkarbonen Beckensedimenten. Die irischen Vererzungen bildeten sich in einem Extensionsregime über Zonen mit hohem Wärmefluß (PLANT ET AL. 1988). Große listrische Abschiebungen ermöglichten das Aufsteigen der metallreichen Fluide. Der lokal auftretende unterkarbone basaltische Vulkanismus wird auch mit der Erzgenese in Zusammenhang gebracht (SAWKINS 1984). Die $\delta^{34}\text{S}$ Werte zeigen eine große Spannweite von +22 bis -33 ‰ (EVANS 1987). Für die Herkunft des Schwefels müssen hydrothermale Lösungen und das Meerwasser in Betracht gezogen werden. Die irischen Lagerstätten gelten als intermediärer Typ zwischen den Mississippi Valley- und den sedimentär (exhalativen) massiven Sulfid- Lagerstätten (SAWKINS 1984).

14.4 Metallogenetische Modelle

Die polymetallischen Mineralisationen Leogangs sind dem Typus der "strata-bound, carbonate hosted base metal deposits" (EVANS 1987) zuzuordnen. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, daß die Vererzungen vom Typus Leogang nicht mit einem einmaligem Vererzungsakt erklärt werden können. Es kommen mehrere lagerstättenkundliche Modelle für die prämesozischen Voranreicherungen in Betracht. Im Folgenden werden zwei Modelle diskutiert. Die metallogenetischen Überlegungen basieren auf der paläogeographisch-plattentektonischen Entwicklung der westlichen Grauwackenzone (Kap. 2.3 auf Seite 18 und Kap. 2.4 auf Seite 20).

Modell A

Hg-(Ag)-Cu-Sb-Mineralisationen: Diese Paragenese ist mit Ausnahme von Remobilisationerscheinungen an die vulkanogen beeinflussten, mitteldevonischen Flaserdolomite gebunden und besteht i.w. aus Cinnabarit, Hg-Tetraedrit und Pyrit. Der devonische Vulkanismus und die daran gebundenen hydrothermalen Aktivitäten könnten auch für eine frühe Magnesitisierung der Dolomite verantwortlich sein. In diesem Zusammenhang sei auf das häufige Auftreten von Cinnabarit in den Spatmagnetit- (und Siderit-) Lagerstätten der GWZ hingewiesen.

Pb-Cu-(Ag-)Ni-Co- Mineralisationen: Die Galenit-Bornit-Gersdorffit-Siegenit- Paragenese tritt in den dunklen Dolomiten im Hangenden der Hg- Paragenese auf. Für die Ausbildung dieser Fazies sind reduzierende Sedimentationsverhältnisse in einem tiefer abgesenkten (Rand) Becken vorauszusetzen. Die Extensionstektonik des Devons ist die Ursache für die schnelle Subsidenz des Basements. Große listrische Abschiebungen bieten die Wegsamkeiten für hydrothermale, buntmetallhaltige Lösungen.

Die Pb-Cu-Ni-Co- Erze und eventuell auch die Hg- Paragenese (Beispiel Gortdrum) können somit mit einem Modell beschrieben werden, wie es auch auf die irischen Buntmetall-Lagerstätten angewendet wird (Kap. 14.3 auf Seite 136). Unklar bleibt das weitgehende Fehlen von Zn- Erzen in Leogang. Entweder handelte es sich um ungewöhnlich Zn- arme Fluide, oder Sphalerit wurde wegen seiner höheren Mobilität gegenüber Galenit zu einem späteren (?variszischen) Zeitpunkt abgeführt. Für die Bildung von Galenit müssen für dieses Modell epigenetische Vorgänge postuliert werden, wenn die Pb- Isotopen Datierung (365ma) berücksichtigt werden soll. Für die Lagerstätte Navan, Irland ist bekannt, daß sich die Mineralisation ca. 3 bis 5ma nach der Ablagerung der Nebengesteine gebildet hat (HITZMAN 1999). Zur Klärung dieses Problems würde eine gesicherte conodontenstratigraphische Stellung der hangenden Dolomite beitragen.

Modell B

Bedient man sich der unterkarbonen Modellalter ergibt sich eine zweite Interpretationsmöglichkeit. Danach wären die Pb-Cu-Sb-Ni-Co- Mineralisationen auf Metallanreicherungen während der beginnenden variszischen Orogenese zurückzuführen. Eine spätere lokale Magnesitisierung bzw. eine Rekristallisation der Dolomite und die damit verbundene teilweise Remobilisation des sulfidischen Altbestandes (siehe oben) ließen sich in der Folge ebenso erklären.

Die O- und Sr- Isotopenuntersuchungen aus den Baryt-Tetraedrit-Mineralisationen von Schwaz zeichnen übrigens ein ähnliches Bild (FRIMMEL 1991). Metamorphe Fluide ("orogenic brines") sollen im Schwazer Dolomit zu epigenetischen Dolomit-Baryt-Fahlerz- Mineralisationen und Breccienbildungen beigetragen haben. Es wird auch auf die Ähnlichkeit zum Mississippi Valley-Typus (MVT) hingewiesen.

Die Vererzungen von Leogang sind in vieler Hinsicht mit den Schwazer Mineralisationen vergleichbar (LENGAUER 1989). Die für die Genese von Leogang interessanten Galenit-Bornit-Gersdorffit-Erze fehlen aber in Schwaz weitgehend. Erwähnenswert sind die guten Übereinstimmungen der Leoganger- (und Schwazer-) $\delta^{34}\text{S}$ Werte mit den Daten der MVT-Lagerstätten des Tri State-Distriktes (EVANS 1987).

Für Schwierigkeiten bei der Beurteilung der präalpidischen Vererzungen sind die intensiven alpidischen Überprägungen der Erzkörper verantwortlich. Aufgrund der strukturgeologischen und erzmineralogischen Befunde (Kap. 11 auf Seite 67 und Kap. 14.1 auf Seite 129) kann für die alpidische Genese des Revieres Schwarzleo-Mitte ein metallogenetisches Modell erstellt werden. Die Altersstellungen sind relativ und werden keinen orogenen Phasen zugeordnet:

Während der alpidischen Orogenese durchsetzen As- und Cu-reichen Fluide den SFD-Körper und werden bevorzugt in N-S streichenden Störungen konzentriert. In den Müribdolomiten entstehen monotone, strukturkontrollierte Fahlerzklüfte vom Typus Barbarastollen und unregelmäßige Vererzungen in den brecciierten Bereichen (Cu-Zonen) (s. Abb. 14-5/1). Diese Tennantit-Mineralisation läßt sich nicht ausschließlich auf eine Remobilisation des ursprünglichen Stoffbestandes zurückführen, da die hohen As-Gehalte nicht aus dem As-armen Altbestand rekrutiert werden können. Dieses Argument gilt übrigens auch für die Schwazer Vererzungen. Die Herkunft der As-reichen Fluide ist unklar, es lassen sich jedoch großräumige As-Anomalien in alpidischen Vererzungen des gesamten Ostalpenraumes feststellen.

In den an Buntmetallen vorangereicherten dunklen Dolomiten der hangenden Serie (z.B. Neuschurf-Kaverne) treffen die Cu-As-hältigen Fluide auf Mobilisate der Cu-, Pb- und teilweise auch der Ni/Co-Mineralisationen und bilden Fahlerz-Bornit- und Galenit-Reicherze (Cu>Pb und PbII-Zonen). Während des nordgerichteten Deckentransportes kommt es an den lithologischen Grenzen der Flaserdolomite zu den hangenden Serien zur Ausbildung von W-E streichenden Aufschiebungen (f_1) und Verschieferungen ("Schwarze Schiefer/Klüfte"). Galenit + Ni/Co und Cu-Erze werden in dieser Zone (PbI) angereichert (s. Abb. 14-5/1).

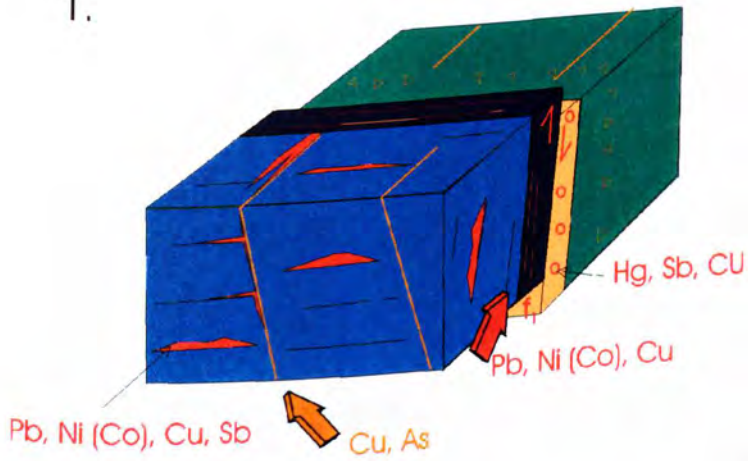
Diese W-E Strukturen werden bei den späteren Extensionsbewegungen als Abschiebungen reaktiviert (s. Abb. 14-5/2).

In der Folge kommt es zu südostvergenten Abschiebungen (f_2) der hangenden Blöcke. Durch Horizontalbewegungen werden die hangenden dunklen Dolomite auch relativ nach NE verschoben und in die liegenden Serien eingeschuppt (s. Abb. 14-6/3). In den hellen Flaserdolomiten

reagieren die bereits niedrig temperierten As- reichen Fluide mit den schichtgebundenen Hg-Sb- Fahlerzen. Im Bereich von Scherzonen kommt es zu kleinräumigen Migrationen von Hg in die schwarzen Dolomite (Hg- Zone) und zu Reaktionen mit Cu- hältigen Lösungen (Gortdru- mitbildung).

Durch N-S streichende ostvergente Abschiebungen und Blattverschiebungen Top N (k_1) wird der SFD- Körper weiter zerschert. Im Zusammenhang mit Bewegungen an der Grenze SFD - Wildschönauer Schiefer werden die alten südfallenden f_1 -Abschiebungen reaktiviert. Die steil nordfallenden Klüften (k_2) bilden ein konjugiertes Scherkluftsystem. Durch die Auflockerungen des Gesteinsverbandes erhöhen sich die Wegsamkeiten für oxidierende Oberflächenwässer, die zu supergenen Anreicherungen in den Primärerzparagenesen führen (s. Abb. 14-6/4).

1.



Strukturkontrollierte Tennantit-Mineralisationen, Erzbreccien

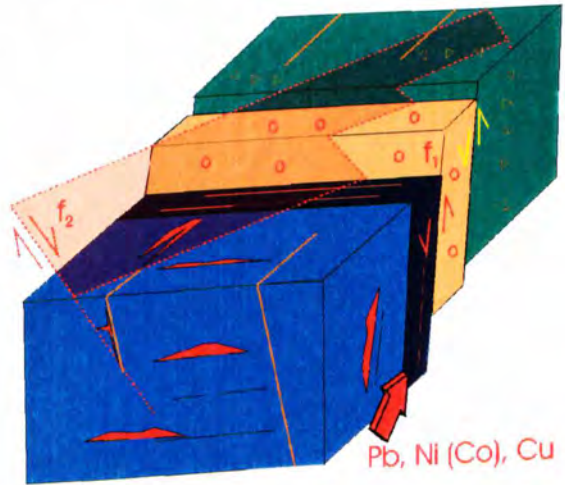
Mobilisation des präalpidischen Stoffbestandes

f₁- Aufschiebungen- Kataklyse-
Genese der "Schwarzen Klüfte"



2.

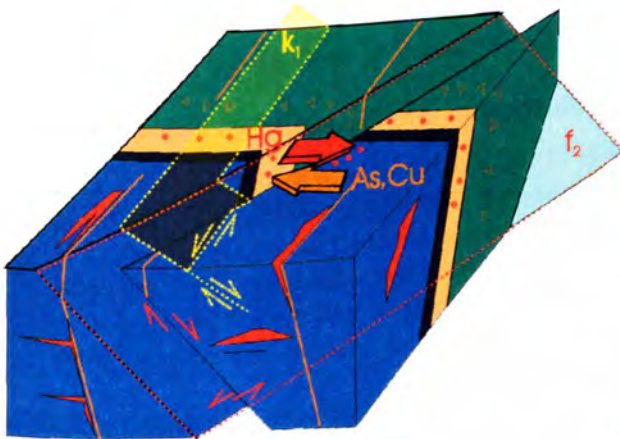
Extension N-S: f_1 -Abschiebungen an
"Schwarzen Klüften"
Anlage des f_2 - Scherklufsystemes
("Johannesklüfte")



-  Müribdolomit
-  Heller Flaserdolomit
-  Grauer Dolomit
-  Schwarze Schiefer u. Dolomite
-  Wildschönauer Schiefer
-  Störung
-  Fahlerzgang

Abb. 14-5. Modelle 1 und 2 für alpidische Metallogenese

3.



Extension NW- SE: f_2 - Abschiebung +
Blattverschiebung Top NE

Remobilisation von Hg entlang f_1
Migration von Hg in hangende Serie

Reaktion von As+Cu-Fluiden
mit Hg-Sb- Fahlerzen

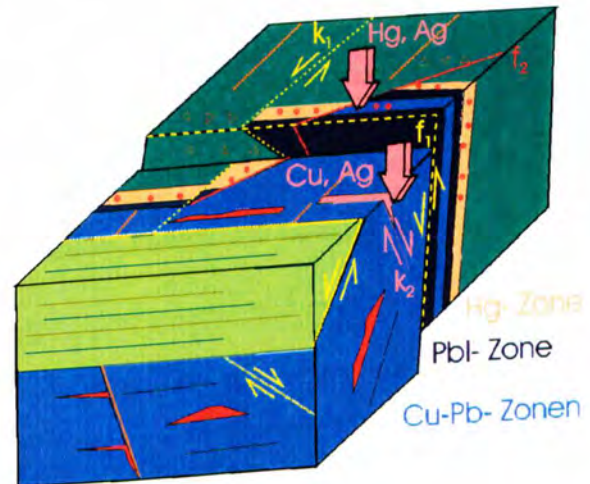
Anlage von k_1 Klüften

4.

Ostvergente Abschnüppungen an k_1
(Erzkendigraben)
Blattverschiebung Top N

Reaktivierung der f_1 - Abschiebungen

Konjugierte k_2 - Klufsysteme
mit supergenen Anreicherungen



- Müribdolomit
- Heller Flaserdolomit
- Grauer Dolomit
- Schwarze Schiefer u. Dolomite
- Wildschönauer Schiefer
- Störung
- Fahlerzgang

Abb. 14-6. Modelle 3 und 4 für alpidische Metallogenese

Liste der Abbildungen

1 Geographischer Überblick	9
Abb. 1-1. Übersichtskarte –Ausschnitt aus ÖK 123	10
2 Geologie der westlichen Grauwackenzone	11
Abb. 2-1. Fazielle Gliederung der östlichen Kitzbühler GWZ (aus HEINISCH 1988).....	14
Abb. 2-2. Faziesgliederung der Wildschönauer Schiefer (aus HEINISCH 1988).....	15
Abb. 2-3. Tektonische Karte der östlichen Kitzbühler GWZ (aus HEINISCH 1988).....	17
Abb. 2-4. Paläogeographische Situation Silur-Devon (aus NEUBAUER U. V. RAUMER 1993).....	19
Abb. 2-5. Paläometallogenetische Karte- Devon (aus POHL 1984).....	22
Abb. 2-6. Schematisches Modell der Faziesentwicklung im oberen Devon.....	23
3 Der polymetallische Cu-Ni-Co-Hg-Ag- Bezirk Leogang	24
Abb. 3-1. Lage der Grubenreviere	25
Abb. 3-2. Mundloch Neuschurfstollen bis 1996	25
4 Geschichtlicher Überblick	26
Abb. 4-1. Feldort mit Schrämpturen, mittelalterliches Stollenprofil; Christophstollen	29
5 Geologie des Schwarzleotales	30
Abb. 5-1. Geologische Karte (NACH HADITSCH UND MOSTLER 1970, AUS LENGAUER 1989).....	32
Abb. 5-2. Profilschnitt durch das Schwarzleotal (aus LENGAUER 1989).....	33
6 Die Grubenreviere von Leogang	35
Abb. 6-1. Profil Schwarzleo Barbarstollen (AUS LENGAUER 1989).....	40
7 Das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte	45
8 Geologie von Schwarzleo- Mitte	49
Abb. 8-1. Die Stollensysteme von Schwarzleo- Mitte	50
Abb. 8-2. Schwarzer Dolomit mit Cinnabarit, Hg Zone.	54
Abb. 8-3. Räumliche Orientierung der s1 und s2- Flächen; Isolinienplot	57
Abb. 8-4. Lage der Kluffflächen k1 und k2 ; f1 Daten aus der hangenden Serie der SFD	57
Abb. 8-5. Paläostressanalyse und Orientierung der Hauptspannungsrichtungen.....	59
9 Der Neuschurfstollen	60
Abb. 9-1. Grubenplan des Neuschurfstollens (FEITZINGER UND LEBLHUBER 1993).....	60
Abb. 9-2. f2 -Störung, Hg- Zone.....	63
10 Der Christophstollen	64
Abb. 10-1. Grubenplan des Christophstollens (FEITZINGER UND LEBLHUBER 1993).....	64
11 Geologische Profile	67
Abb. 11-1. Profilschnitte durch das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte.....	69

12 Mineralogie von Schwarzleo- Mitte	70
Abb. 12-1. Cinnabaritsäume an Drusenrändern; gekreuzte Nicols, BB 500µm.	73
Abb. 12-2. Entmischungen von Hg- reichem Sphalerit aus Cinnabarit, BSE Aufnahme.	74
Abb. 12-3. As-Sb- Zonierung in Hg-Fahlerz, BSE Aufnahme.	75
Abb. 12-4. "Kongsbergit" (am) in Fahlerz; BB links 420µm, rechts 280µm.	76
Abb. 12-5. Moschellandsbergit-Kristall (~0.5mm).....	77
Abb. 12-6. Gortdrumit Morphologie, REM Aufnahme	78
Abb. 12-7. Gortdrumit (go); Cinnabarit (ci), Cerussit (cer); gekreuzte Nicols, BB 400µm.	79
Abb. 12-8. (links) Pseudomorphosen von Cinnabarit nach Gortdrumit, BSE Aufnahme.	79
Abb. 12-9. (rechts) Cinnabarit ps. n. Gortdrumit- Zwillingsbildungen ; REM Aufnahme.....	79
Abb. 12-10. Hg Paragenese-Malachit-Cinnabarit-Cerussit-Gortdrumit; nx, BB 500µm.	80
Abb. 12-11. Kristallisationsfolge der Hg-Paragenese	81
Abb. 12-12. Pyrit und Bornit in Galenit; BB 500µm.	84
Abb. 12-13. Bornit mit Chalkopyrit-Entmischungen; BB 500µm.	85
Abb. 12-14. Siegenit mit Millerit- Entmischungen, BSE Aufnahme.	86
Abb. 12-15. Mawsonit; gekreuzte Nicols, BB 430µm.....	87
Abb. 12-16. Unbekannte Phase; gekreuzte Nicols, BB 500µm.	87
Abb. 12-17. Unbekannte Phase; BSE Aufnahme.....	88
Abb. 12-18. Reflexionsdaten der unbekannten Phase in Luft; 15 Messungen.	88
Abb. 12-19. Azurit, Cuprit, Dolomit; gekreuzte Nicols, BB 500µm	90
Abb. 12-20. Goethit-xx in Bornit, Covellinsäume; gekreuzte Nicols, BB 500µm.	90
Abb. 12-21. Kristallisationsfolge der Cu- Paragenese	91
Abb. 12-22. Siegenit in Galenit, BSE Aufnahme.	93
Abb. 12-23. Graphische Verwachsungen von Gersdorffit und Chalkopyrit, in Galenit.....	93
Abb. 12-24. BSE zonierter Tennantit Lp41	94
Abb. 12-25. Covellin-xx, REM Aufnahme	95
Abb. 12-26. Kristallisationsfolge der Pb-Paragenese.....	95
13 Mineralchemie	98
Abb. 13-1. Y-M-SM Diagramm nach MAKOVICKY UND LIND (1982).....	102
Abb. 13-2. Korrelation zwischen Schwefel- und Metallgehalten pro Formeleinheit;	103
Abb. 13-3. Gekoppelte Zn- Hg Substitution der M1 Position; Proben Hg- Zone	103
Abb. 13-4. Belegung der M1 Position;	104
Abb. 13-5. Korrelation zwischen den Metallen der M2 und M1 Position;.....	105
Abb. 13-6. Cu- Fe Substitution der M1 Position; Proben Cu>Pb- und PbII- Zonen	105
Abb. 13-7. M1-M2-SM Diagramm;	106
Abb. 13-8. As-Sb- Verhältnisse;	107
Abb. 13-9. Tennantit- Tetraedrit Serie;	108
Abb. 13-10. Diskrimierungsdiagramm der M1 Position;	109
Abb. 13-11. Hg- Gehalte der Silberamalgame von Schwarzleo- Mitte	117
Abb. 13-12. Röntgendiffraktogramm eines demerkurisierten Moschellandsbergites	118
Abb. 13-13. Röntgendiffraktogramm von Moschellandsbergit	118
Abb. 13-14. Diskriminierung der Thiospinelle im Ni-Co-Cu-S System	122
Abb. 13-15. Schwefelisotopenverteilung in Erzen von Schwarzleo- Ost (Er) und - Mitte (Ns) ..	128
14 Metallogenetische Überlegungen	129
Abb. 14-1. "Persistency-field" Diagramme von Chalkosin und Covellin	132
Abb. 14-2. Verdrängungen von Chalkopyrit durch Digenit; gekreuzte Nicols, BB 500µm.....	134
Abb. 14-3. ged.Kupfer, REM Aufnahme.....	135
Abb. 14-4. Mawsonit (maw), Balkanit (ba), Stromeyerit (stro) in Chalkosin (csin)- Erasmus	137

Abb. 14-5. Modelle 1 und 2 für alpidische Metallogenese	142
Abb. 14-6. Modelle 3 und 4 für alpidische Metallogenese	143

Liste der Tabellen

1	Geographischer Überblick.....	9
2	Geologie der westlichen Grauwackenzone.....	11
3	Der polymetallische Cu-Ni-Co-Hg-Ag- Bezirk Leogang.....	24
4	Geschichtlicher Überblick	26
5	Geologie des Schwarzleotales	30
6	Die Grubenreviere von Leogang	35
7	Das Grubenrevier Schwarzleo- Mitte.....	45
8	Geologie von Schwarzleo- Mitte.....	49
9	Der Neuschurfstollen	60
10	Der Christophstollen	64
11	Geologische Profile	67
12	Mineralogie von Schwarzleo- Mitte	70
13	Mineralchemie	98
	Tabelle 13-1. Fahlerzanalysen der Probe Hg1	110
	Tabelle 13-2. Fahlerzanalysen der Probe Hg6	111
	Tabelle 13-3. Fahlerzanalysen der Probe c3	112
	Tabelle 13-4. Fahlerzanalysen aus den Proben Hg1 und c3 Diamond.....	113
	Tabelle 13-5. Fahlerzanalysen aus der Cu>Pb- Zone	114
	Tabelle 13-6. Fahlerzanalysen aus dem Cu-Pb Übergangsbereich und der Pb II-Zone	115
	Tabelle 13-7. Mikrosondenanalysen der Ag-Hg Verbindungen (Scha...Schachnerit, P.- Scha...Paraschachnerit)	119
	Tabelle 13-8. Mikrosondenanalysen von Gortdrumit	120
	Tabelle 13-9. Diverse Mikrosondenanalysen aus den Cu>Pb- und Pb II- Zonen.....	123
	Tabelle 13-10. Mikrosondenanalysen der unbekannten Phase	124
	Tabelle 13-11. Diverse Mikrosondenanalysen aus der Hg- Zone	125
	Tabelle 13-12. Chemische Analysen.....	127
14	Metallogenetische Überlegungen	129

Literaturliste

- [1] ANDREW, R.L. (1980): Supergene Alteration and Gossan Textures of Base Metal Ores in Southern Africa.- *Minerals Sci. Engng.*, Vol.12, No.4, Oct.1980, 193-215p., Johannesburg.
- [2] ARLT, T. & DIAMOND, L.W. (1998): Composition of tetrahedrite-tennantite and "schwazite" in the Schwaz silver mines, North Tyrol, Austria.- *Min. Mag.*, Vol. 62(6), 801-820p.
- [3] BAYLISS, P. (1977): Crystal structure refinement of a weakly anisotropic pyrite.- *Am. Min.*, Vol. 62, 1168-1172p.
- [4] BAYLISS, P. (1989): Crystal chemistry and crystallography of some minerals within the pyrite group.- *Am. Min.*, Vol. 74, 1168-1176p.
- [5] BERMAN, H. & HARTCOURT, G.A. (1938): Natural amalgams.- *Am. Min.*, Vol. 23, 761-764p.
- [6] BLAIN, C.F. & ANDREW, R.L. (1977): Sulphide Weathering and the Evaluation of Gossan in Mineral Exploration.- *Minerals Sci. Engng.*, Vol.9, No.3, July 1977, 119-150p., Johannesburg.
- [7] BOCTOR, N.Z., SHIEH, Y.N., KULLERUD, G. (1987): Mercury ores from the New Idria Mining District, California: Geochemical and stable isotope studies.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 51, 1705-1715p.
- [8] BUCHRUCKER, L. (1891): Die Mineralien der Erzlagerstätte von Leogang im Kronlande Salzburg.- *Z.Krist.*, 19, 113-166p.
- [9] CIPRIANI, C., BERNARDINI, G.P., CORAZZA, M., MAZZETTI, G., MOGGI, V. (1993): Reinvestigation of natural and synthetic silver amalgams.- *European Journal of Mineralogy*, 5, 903-914p.
- [10] COLINS, E., HOSCHEK, G., MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72 (1978/1979), 343-378p., Wien 1980.

- [11] EBNER, F. (1998): Metallogenese in Norischen Composite Terrane der Ostalpen.- Mitt. Österr. Geol. Ges. 91, 117-126p., Wien 2000.
- [12] EVANS, A.M. (1987): An Introduction to Ore Geology.- 2nd Edition, Blackwell, Oxford 1987.
- [13] FEITZINGER, G. & GÜNTHER, W. (1986): Der alte Quecksilber-Silber-Bergbau Vogelhalte bei Leogang (Salzburg, Österreich).- Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, 126, 667-680p.
- [14] FLEISCHER, M. & MANDARINO, J.A. (1995): Glossary of Mineral Species 1995.- The Mineralogical Record Inc., Tucson.
- [15] FRIMMEL, H.E. (1991): Isotopic constraints on fluid/rock ratios in carbonate rocks: Barite-sulfide mineralization in the Schwaz Dolomite, Tyrol (Eastern Alps, Austria).- Chemical Geology, 90, 195-209p.
- [16] FUGGER, E. (1881): Die Bergbaue des Herzogthums Salzburg.- Unveröff. Gutachten 1881 (Archiv Prof. Dr. H. Meixner, Salzburg).
- [17] FUGGER, E., REDLICH, K.A., MARSIK, W. (1917): Gutachten über den Bergbau Nöckelberg.- Unveröff. Gutachten 1917 (Archiv Prof. Dr. H. Meixner, Salzburg).
- [18] GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria.- Harper International Student Reprint, Harber & Row, New York 1965.
- [19] GSTREIN, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagstätte Schwaz (Tirol).- Mineralium Deposita, 14, 185-194p.
- [20] GSTREIN, P. (1983): Über mögliche Umlagerungen von Fahlerzen im devonischen Schwazer Dolomit wie auch in der angrenzenden Schwazer Trias.- In: PETRASCHKEK, W. E. (Ed.): Ore Mobilisation in the Eastern Alps and in E-Europe, Proc. Symp IGCP Project 169, October 1981, Leoben, Springer.
- [21] GÜNTHER, W. (1987): Die Geschichte des Bergbaues bei Leogang.- Lapis, 12, Nr.9, Sept. 1987, 36-44p.
- [22] GÜNTHER, W., EIBNER, C., LIPPERT, A., PAAR, W.H. (1993): 5000 Jahre Kupferbergbau Mühlbach am Hochkönig- Bischofshofen.- Hrsg. Marktgemeinde Bischofshofen, Salzburg 1993.

- [23] HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg).- Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Bd.11, 161-209p.
- [24] HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1978): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., Jg.1978, Heft 3, 357-367p., Wien 1979.
- [25] HEINISCH, H., SPRENGER, W., WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., 130, 2, 163-173p., Wien 1987.
- [26] HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 407-418p.
- [27] HITZMAN, W.M. (1999): Extensional faults that localize Irish syndiagenetic Zn-Pb deposits and their reactivation during Variscan compression.- In: McCaffey, K.J.W. et al. (Ed.): Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society Special Publication No.155; The Geological Society London, 1999.
- [28] JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1986): Compositional Trends In Tetrahedrite.- Can. Min., Vol. 24, 385-397p.
- [29] JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1987): Effect of substitutions on the cell dimension of tetrahedrite.- Can. Min., Vol. 25, 237-244p.
- [30] JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1988): Crystal chemistry of tetrahedrite.- Am. Min., Vol. 73, 389-397p.
- [31] KALBSKOPF, R. (1971): Die Koordination des Quecksilbers im Schwazit.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 16, 173-175p.
- [32] KIEFT, C., HOLMGREN, J., ERICKSON, G. (1987): The silver-mercury-antimony minerals of Sala, Schweden.- Can. Min., Vol. 24, 647-658p.
- [33] KÖPPEL, V. (1983): Summary of Lead Isotope Data from Ore Deposits of the Eastern and Southern Alps: Some Metallogenic and Geotectonic Implications.- In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe; Proceedings of the IV. ISMIDA 1981, Springer, Berlin 1983.

- [34] KÖPPEL, V., NEUBAUER, F., SCHROLL, E. (1993): Pre-Alpidic Ore Deposits in the Central, Eastern and Southern Alps.- In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 145-162p., Springer Verlag 1993.
- [35] KRUPP, R. (1988): Physiochemical aspects of mercury metallogensis.- *Chemical Geology*, 69, 345-356p.
- [36] KULLERUD, G. & YUND, A. (1962): The Ni-S System and Related Minerals.- *Journal of Petrology*, Vol. 3, Part 1, 126-175p.
- [37] LENGAUER, CH.L. (1989): *Geologie und Erzminerale der Lagerstätte Leogang*.- Unveröff. Diss. Univ. Salzburg 1989.
- [38] LEONHARD, B.F., DESBOROUGH, G.A., MEAD, G.W. (1978): Polhemusite, a new Hg-Zn sulfide from Idaho.- *Am. Min.*, Vol. 63, 1153-1161p.
- [39] LIND, I.L. & MAKOVICKY, E. (1982): Phase relations in the system Cu-Sb-S at 200°C, 10⁸ Pa by hydrothermal synthesis; Microprobe analyses of tetrahedrite-a warning.- *N. Jb. Min. Abh.*, 145, 2, 134-156p.
- [40] LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Significance.- In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 441-455p, Springer Verlag 1993.
- [41] MAKOVICKY, E. & SKINNER, B.J. (1979): Studies of Sulfosalts of Copper. VII. Crystal Structures of Exsolution Products Cu_{12.3}Sb₄S₁₃ and Cu_{13.8}Sb₄S₁₃ of Unsubstituted Synthetic Tetrahedrite.- *Can. Min.*, Vol.17, 619-634p.
- [42] MAKOVICKY, E. (1989): Modular classification of sulfosalts- current status; Definition and application of homologous series.- *N. Jb. Min. Abh.*, 160, 3, 269-297p.
- [43] MAKOVICKY, E., FORCHER, K., LOTTERMOSER, W., AMTAUER, G. (1990): The Role of Fe²⁺ and Fe³⁺ in Synthetic Fe-substituted Tetrahedrite.- *Mineralogy and Petrology*, 43, 73-81p.
- [44] MAKOVICKY, E. & KARUP MØLLER, S. (1994): Exploratory studies on substitution of minor elements in synthetic tetrahedrite. Part I. Substitution by Fe, Zn, Co, Ni, Mn, Cr, V and Pb. Unit- cell parameter changes on substitution and the structural role of "Cu²⁺".- *N. Jb. Min. Abh.*, 167, 1, 89-123p.

- [45] MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1973): Zur Geologie der Umgebung des Spielberg-horns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg).- Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 523-546p.
- [46] MORIMOTO, N. & KOTO, K. (1970): Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: Stability of anilite.- *Am. Min.*, Vol. 55, 106-117p.
- [47] MOSTLER, H. (1967): Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg).- *Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, Bd. 5, 32-45p.
- [48] MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg).- *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck*, Bd. 86 Festschrift Heißel, 237-266p.
- [49] MOSTLER, H. (1984): An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des steirischen Erzberges.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, Bd. 13, 4, 97-111p., Innsbruck 1984
- [50] PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1985): Zur Mineralogie von Cu-Ni(Co)-Pb-Ag-Hg-Erzen im Revier Schwarzleo b. Leogang, Salzburg, Österreich.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, 78, 125-148p.
- [51] PLANT, J.A. ET AL. (1988): Metallogenetic Models and Exploration Criteria for Buried Carbonate Hosted Ore Deposits: Results of a Multidisciplinary Study in Eastern England.- In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (Ed.): *Mineral Deposits within the European Community*; Springer, Berlin, 1988.
- [52] POHL, W. (1984): Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement.- *Geol. Rundschau*, 73, 131-147p.
- [53] POSEPNY, F. (1880): Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und den angrenzenden Teilen Salzburgs.- *Arch. Prakt. Geol.*, I, 257-440p.
- [54] POTTER, R.W. & BARNES, H.L. (1979): Phase relations in the binary Hg-S.- *Am. Min.*, Vol. 63, 1143-1152p.
- [55] RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.- Akademie Verlag Berlin, 1960.

- [56] RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (1993): Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement- An Overview.- In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 625-639p, Springer Verlag 1993.
- [57] RAUMER, J.F. v. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangaea.- *Geol. Rundschau*, 87, 407-435p, Springer Wien 1998.
- [58] REDLICH, K.A. (1917): Das Bergrevier Schwarzleo bei Leogang (Nöckelberg, Vogelhalten, Schwarzleo).- *Z. Prakt. Geol.*, 25, 41-49p.
- [59] RYE, R.O. & OHMOTO, H. (1974): Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: A Review.- *Econ. Geol.*, Vol. 69, 826-842p.
- [60] SATO, M. (1992): Persistency-field Eh-pH diagrams for sulfides and their application to supergene oxidation and enrichment of sulfide ore bodies.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, 3133-3156p.
- [61] SATO, M. (1960a): Oxidation of Sulfide Ore Bodies I. Geochemical Environments in Terms of Eh and pH.- *Econ. Geol.*, Vol. 55, 928-961p.
- [62] SATO, M. (1960b): Oxidation of Sulfide Ore Bodies II. OXIDATION Mechanism of Sulfide Minerals at 25°C.- *Econ. Geol.*, Vol. 55, 1201-1231p.
- [63] SAWKINS, F.J. (1984): Metal Deposits in Relation to Plate Tectonic.- Springer Verlag, Berlin 1984.
- [64] SCHLAEGEL- BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum.- *Abh. GBA*, Bd. 43, Wien 1990.
- [65] SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- *Abh. GBA*, Bd. 33, Wien 1979.
- [66] SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps.- In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 395-422p., Springer Verlag 1993
- [67] SCHRAMM, J.M. (1973): Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie? (? Unter-Rotliegend) östlich von Saalfelden (Salzburg).- *Veröff. Univ. Innsbruck*, 86, 237-266p., Innsbruck 1973.

- [68] SCHRAMM, J.M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 379-384p., Wien 1980.
- [69] SCHROLL, E. (1978): Beitrag der Geochemie zur Kenntnis der Lagerstätten der Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, Heft 3, 461-470p., Wien 1979.
- [70] SCHROLL, E. (1983): Geochemical Characterisation of the Bleiberg Type and other Carbonate Hosted Lead-Zinc Mineralisations.- In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Proceedings of the IV. ISMIDA 1981, Springer, Berlin 1983.
- [71] SCHULZ, O. (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen.- Geol. Rundschau, 63, 93-104p.
- [72] SCHULZ, O. (1978): Metallogenese in den österreichischen Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, H.3, 471-478p., Wien 1979.
- [73] SCHWARZ, F. (1930): Beitrag zur mineralogischen und geologischen Charakteristik der Lagerstätte Leogang.- Berg-u.Hüttenmänn. Jahrb., 78, 60-69p.
- [74] SEELIGER, E. & MÜCKE, A. (1972): Para-Schachnerit, $\text{Ag}_{1.2}\text{Hg}_{0.8}$, und Schachnerit $\text{Ag}_{1.1}\text{Hg}_{0.9}$, vom Landsberg bei Obermoschel, Pfalz.- N. Jb. Miner. Abh., 117, 1, 1-18p.
- [75] STEED, G.M. (1983): Gortdrumite, a new sulphide mineral containing copper and mercury, from Ireland.- Min. Mag., Vol. 47, March 1983, 35-36p.
- [76] TUFAR, W. (1974): Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung.- Geol. Rundschau, 63, 105-124p.
- [77] TUFAR, W. (1979): Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, Heft 3, 499-528p., Wien 1979.
- [78] VAUGHAN, D.J., BURNS, R.G., BURNS, V.M. (1971): Geochemistry and bonding of thiospinel minerals.- Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 35, 365-381p.
- [79] VAVTAR, F. & SCHULZ, O. (1978): Sedimentary Magnesite Fabrics Within the Sparry Magnesite deposit Hochfilzen (Tyrol).- In: Time and strata-bound Ore Deposits, Maucher Festschrift, Berlin, Springer 1978.

- [80] WEBER, L. (Ed.) et al. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs; Erläuterungen zur Metallogenetische Karte Österreichs 1:500000.- Archiv für Lagerstättenforschung 1997, Bd. 19, 393 Abb., 37 Tab., 2 Farbkarten und 1 Lagerstättenliste, GBA, Wien 1997.
- [81] ZAKREZEWSKI, M.A. & BURKE, E.A. (1987): Schachnerite, paraschachnerite and silver amalgam from the Sala mine, Schweden.- Min. Mag., Vol .51, June 1987, 318-321p.

Lebenslauf:

Name: Peter Leblhuber

Eltern: Peter Leblhuber, Büchsenmachermeister
Irmgard Leblhuber (geb. Scheutz), Altenpflegerin

Geboren am: 14.6.1970 in Bad Aussee

Wohnort: 4822 Bad Goisern, Gschwandt 69

Staatsbürgerschaft: Österreich

Schulbildung und Berufstätigkeit:

1976 - 1980	Volksschule Bad Goisern
1980 - 1988	Bundesrealgymnasium Bad Ischl
1988	Reifeprüfung
1988 - 1989	Grundwehrdienst
1989	Beginn des Geologiestudiums an der Universität Salzburg
1992	Erste Diplomprüfung
1995 - 1998	Studienassistent am Institut für Mineralogie, Universität Salzburg