



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

BÆRBAR MASKIN

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
5180				

Kommer fra ..arkiv
Folldal Verk AS

Ekstern rapport nr

Oversendt fra
Folldal Verk a.s.

Fortrolig pga

Fortrolig fra dato:

Tittel

Die Silbergänge von Svenningdal

Untersuchung der Silber-reichen Blei-Zink-Verertzung von Svenningdal, Nord-Norwegen

Forfatter
Bundrock, Gunter

Dato Ar
april 1967

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Universittat Maintz/Bleikvassli Gruber
Mofjellet gruber

Kommune
rane

Fylke
Nordland

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad
19263

1: 250 000 kartblad
Mosjøen

Fagområde
Geologi
Mineralogi
Paragenese
Genese

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)
Svenningdal

Råstoffgruppe
Malm/metall

Råstofftype
Pb,Ag
Zn

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse
fyskspråklig doktoravhandling.

Litt historikk

Beskrivelse avc hyd sølv- og antimofattigere en disserothermalavsetninger på ganger av en rekke mineraler, hvor enkelte er sølvholdige, sammenligning med omgivende forekomster hvor Svenningdal er sølv og noe antimonrikere enn disse.

N6u Rapp. 3841

DIE SILBERERZGÄNGE VON SVENNINGDAL

Untersuchung der Silber-reichen Blei-Zink-
Vererzung von Svenningdal,
Nord-Norwegen

DIPLOMARBEIT

von

cand. min. Günter Bundrock

Ich versichere, die vorliegende
Arbeit selbständig angefertigt
zu haben.

G. Bundrock
Mainz, im April 1967

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT	6
EINLEITUNG	7
GEOGRAPHISCHE LAGE	8
GESCHICHTE DES BERGBAUS	9
GEOLOGIE	10
Regionaler Überblick	10
Erzlagerstätten in der Umgebung von Svenningdal	12
Geologie im Gebiet von Svenningdal	13
Petrographischer Aufbau	13
Tektonik	16
Ausbildung der Gänge	19
Allgemeines	19
Beschreibung des Svenningdal Ganges	21
Beschreibung des Jakob Knudsen Ganges	23
Vererzung und Nebengestein	23
Gangvererzung	24
Nebengesteinsumwandlungen	24
SPEZIELLE MINERALOGIE	25
Zu den Bestimmungsmethoden	25
Beschreibung der Paragenesen	26
Erzminerale in den Nebengesteinen	26
Erzminerale der Gangvererzung	28
Übersicht	28
Mengenmäßiges Auftreten der Mineralien	30
Einzelbesprechung der Mineralien	31
Pyrit	32
Arsenkies	42
Löllingit	47
Zinkblende	48
Magnetit	53
Zinnkies	54
Fahlerz	58

Gediegen Gold	62
Markasit	64
Kupferkies	67
Vallerit	73
Cubanit	74
Gediegen Antimon	75
Gudmundit	79
Magnetkies	84
Meneghinit	93
Boulangerit	102
Bournonit	104
Weitere Bleispießglanze	106
Bleiglanz	107
Rotgültigerz	110
Seltene Silberminerale	114
Miargyrit	114
Polybasit	115
Stephanit	115
Silberglanz	115
Dyskrasit	115
Antimonit	117
Verwitterungsbildungen der primären Sulfide	118
Pyrit, Markasit	118
Zwischenprodukt	118
Goethit, Lepidokrokit	118
Hämatit	119
Covellin	119
Stetefeldtit	121
Malachit, Azurit	121
Cerussit	121
Wulfenit	121
Anglesit	121
Gangarten und Minerale des erzfreien Abschnittes der Mineralisation	122
Quarz	122
Kalkspat	122

Chlorit	123
Desmin	123
Chalzedon	124
Apophyllit	124
PARAGENESE	125
Paragenese der Hauptelemente	125
Schema Elemente in der Abfolge	127
Paragenese der häufigeren Mineralien	123
Parageneseschema der häufigeren Mineralien	130
GENESE	131
Bildungstemperatur und Druck	131
Zeitliche Zuordnung	132
Bildung im Nachhall der kaledonischen Orogenese	132
Postkaledonische Bildung	132
Element- und Mineralvergleich mit Lagerstätten der Umgebung	132
Tabelle Mineralien in Mofjell, Bleikvassli und Svenningdal	134
ZUSAMMENFASSUNG	135
LITERATURVERZEICHNIS	136

VORWORT

Mein Dank gilt all denen, die zum Zustandekommen dieser Arbeit beitrugen.

Meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. A. Melke, sei für die Übernahme der Arbeit und seine ständige Hilfe bei der Durchführung herzlich gedankt.

Herr Direktor H. Fangel in Oslo ermöglichte mir, während Feldarbeiten für Bleikvassli Gruber im Sommer 1965 und 1966, das Probenmaterial für die Untersuchungen aufzusammeln und in der Umgebung von Svenningdal tätig zu sein.

Für die fachliche Unterstützung während dieser Zeit und für die Diskussionen der Ergebnisse sei insbesondere dem damaligen Geologen bei Bleikvassli Gruber, Herrn Dr. C. Kahrer, und auch Herrn Geologen A. Kruse von der Hofjell-Grube gedankt.

Großen Dank schulde ich dem Mineralogisk- Geologisk Museum der Universität in Oslo für die bereitwillige Überlassung von Stufen aus der Betriebszeit der Svenningdal-Gruben.

Herrn Professor Dr. F. M. Vokes danke ich für seine Vermittlungen, das Interesse am Fortgang der Arbeit und für die Diskussion der Ergebnisse.

Dem Leiter des Instituts für Mineralogie und Petrographie an der Universität in Mainz, Herrn Professor Dr. E. Baier, danke ich für die freizügigen Arbeitsmöglichkeiten an seinem Institut.

Weiterhin bin ich Herrn Dr. H. E. von Steinwehr für die Betreuung bei den röntgenographischen Arbeiten, Herrn Dr. H.-J. Eichhoff für die Durchführung der Untersuchungen an der Mikrosonde und Herrn Grusdat, dem Präparator des Mineralogischen Instituts, für die sorgfältige Anfertigung der Anschliffe verpflichtet.

EINLEITUNG

Die Svenningdal Gruben waren von 1877 bis 1900 in Betrieb.

Eine zusammenfassende Darstellung der geologischen Lage, der Mineralparagenese und wirtschaftlicher Gesichtspunkte veröffentlichte nach mehrfachen Befahrungen J.H.L. Vogt (24) ^x im Jahre 1900 zu Ende der Bergbauperiode mit der Arbeit:

Svenningdalens sölvertsgänge
in Søndre Helgoland

Dieses ist die einzige Veröffentlichung über Svenningdal. Viele Daten und vor allem Profile und ein Teil der Karten der vorliegenden Arbeit sind dieser Zusammensetzung der Betriebsberichte und der Einzelunterlagen der Gruben durch J.H.L. Vogt entnommen.

Der Hauptteil der vorliegenden Arbeit bestand in einer Durchmusterung von Erzproben. Diese wurden im Sommer 1965 und 1966 an Ort und Stelle gesammelt. Da der Bergbau vor 65 Jahren eingestellt wurde, war es nicht mehr möglich, unbeschränkt Proben in den Gruben zu sammeln. Die alten Bause sind stark verstürzt, nur die Stollen sind noch teilweise befahrbar. Aus diesem Grunde wurde eine große Zahl von Handstücken, die von den Malden stammen, mit bearbeitet.

Die Reicherzpartien des Svenningdal Ganges sind abgebaut. Dankenswerterweise stellte das Mineralogisk-Geologisk Museum der Universität in Oslo aus seinen Sammlungen Stücke zur Verfügung, die heute in den Gruben nicht mehr aufgesammelt werden können.

Die Untersuchungen der Proben wurden in den Monaten Januar bis Mai und im November 1966 am Mineralogischen Institut der Universität Mainz vorgenommen. Aus einer größeren Anzahl von Handstücken waren von etwa 100 Proben 150 Anschliffe angefertigt worden, die erzmikroskopisch untersucht wurden. Ergänzend wurden Röntgenbestimmungen und Untersuchungen mit der Mikrosonde vorgenommen.

^x siehe Literaturverzeichnis

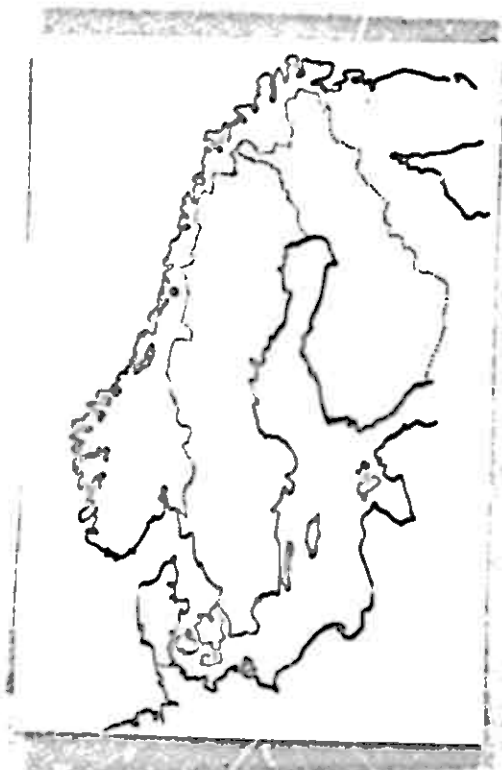
GEOGRAPHISCHE LAGE

Die Silbererzgruben von Svenningdal liegen im mittleren Norwegen, etwa 45 km südlich von Mosjøen, am Westufer des Vefsn. Auf der gegenüberliegenden Seite des Flusses befindet sich an der Reichsstraße 6 der Ort Fellingfors. 1 km südlich der Gruben liegt der Ort Trofors. Durch das Grubengelände führt die Eisenbahnstrecke von Trondheim nach Mosjøen. Das Grubenfeld erhielt seinen Namen zu einer Zeit, als nur 15 km weiter südlich die Ansiedlung Svenningdal bestand.

Karte 1:

Geographische Lage von
Svenningdal

Länge: 2°40' Ost
Breite: 65°33' Nord



Das Grubenfeld ist ungefähr 0,6 x 1,2 km groß. Es befindet sich auf dem sanft abfallenden Osthang des Eitervafjells. Nur die Kante zum Tal des Vefsn ist steil. Die Talsohle liegt 65 m über dem Meeresspiegel. Die höchsten Erhebungen im Grubengelände erreichen 185 m. Das Gebiet ist mit Mischwald bestanden und wird gegen Westen von Moor überdeckt.

GESCHICHTE DES BERGBAUS (nach J. H. L. Vogt, 24)

Die Lagerstätte der Svenningdal-Gruben wurde aufgrund von Verwitterungsmineralien der Gangvererzung entdeckt. Der erste Erzgang, den man Svenningdal Gang benannte (siehe Karte 5), wurde in der Mitte der 1870' Jahre gefunden. Nach einem vorläufigen Probeabbau im Sommer 1877 wurde eine Aktiengesellschaft gegründet, die in den folgenden Jahren mit großem Gewinn im oberen Teil des Ganges eine Reicherzpartie abbaute. Nach der Tiefe zu verloren die Erzmittel an Mächtigkeit. Der Bau einer Aufbereitungsanlage zur Anreicherung der Erze der laufenden Förderung und zur Nutzbarmachung der in den ersten Jahren durch Kläubung ausgehaltenen Erze zu geringer Konzentration hielt ein ständiges Absinken der Erträge aber nicht auf.

Die weiteren im Grubenfeld durch oberflächliche Schürfarbeiten aufgefundenen Gänge befanden sich im Besitz mehrerer kleinerer Gesellschaften. Der bedeutendste dieser Gänge war der Jakob Knudsen Gang, wo man nahe der Tagesoberfläche eine größere Reicherzpartie antraf. Die Gesellschaft, der dieser Gang gehörte, kaufte 1886/87 die eigentliche Fundgrube mit den Aufbereitungsanlagen.

Gegen Ende der 1890' Jahre sank die Rentabilität der Gruben infolge der starken Rückläufigkeit des Silberpreises. Der Preisverfall führte zu zunehmender Einschränkung des Abbaus und brachte ihn schließlich zum Erliegen.

Während der Betriebszeit der Gruben von 1877 bis 1899 wurden 16 500 kg Silber und 37 kg Gold ausgebracht. Die Anreicherung der gefördertten Erze erfolgte durch Handkläubung, in den späteren Jahren durch Waschaufbereitung. Das angereicherte Erz wurde während der gesamten Betriebszeit zur Verarbeitung an die Schmelzhütte von Freiberg in Sachsen geliefert.

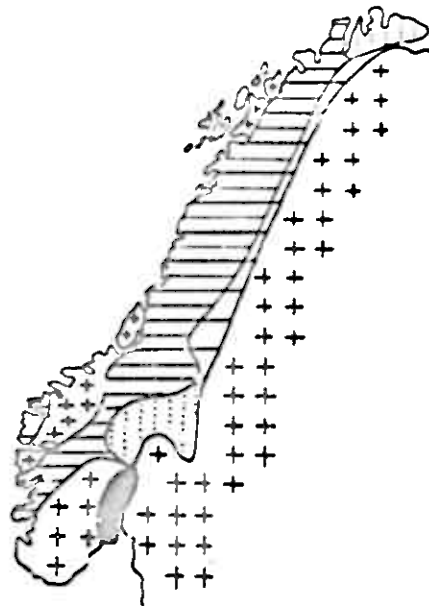
Das Grubenfeld ist durch den Bergbau zwischen dem Niveau der Talaue bei 65 m und den höchsten Erhebungen von 185 m über den Meeresspiegel erschlossen. Im Svenningdal Gang und im Jakob Knudsen Gang ist die Vererzung in diesem Bereich fast vollständig abgebaut.

GEOLOGIERegionaler Überblick

Einen schematischen Überblick über den geologischen Großbau von Skandinavien gibt die Karte 2. Das Gebiet von Svenningdal befindet sich im Zentralteil der Kaledoniden in bisher nicht genauer einstuftbaren kambro-silurischen Schichten, die einer Faltung und Metamorphose im Rahmen der kaledonischen Orogenese unterlagen.

Karte 2 (nach Høltedahl, 7):Geologischer Großbau von
SkandinavienLegende:

- Präkambrium
- Eokambrium
- Paläozoikum
metamorph
- Paläozoikum
nicht metamorph
- Permische Magmatite



Den geologischen Aufbau der weiteren Umgebung des Grubenfeldes von Svenningdal zeigt die Karte 3. Die bedeutendste geologisch-tektonische Struktur in diesem Gebiet ist eine Nord-Süd verlaufende Überschiebungsszone. Von Westen sind als Rødingsfjelldække bezeichnete Gesteine auf die parautochthon bis autochthon liegende Sevedække aufgeschoben. Die Überschiebungsszone ist über 350 km aufgeschlossen, sie streicht aus Schweden - von hier stammen die Lokalbezeichnungen - nach Norwegen herein, wo sie etwa Nord-Süd verläuft. Es wird mit einem Überschiebungsbetrag von mindestens 100 km gerechnet (Strand, 21).

Die Überschiebungszone bildet eine Grenze in bezug auf die fazielle Ausbildung der Gesteine und deren Metamorphosegrad.

Im Osten treten in der niedrig metamorphen Grünschieferfazies die Umwandlungsprodukte von sedimentären Ablagerungen, Laven und Tuffen und in bedeutenden Mengen von sauren bis basischen Intrusivgesteinen auf. Wegen ihrer analogen Zusammensetzung zu den Gesteinen des Trondheimgebietes wird diese Ausbildung als Trondheimfazies bezeichnet.

Einen deutlichen Unterschied im petrographischen Aufbau und im Metamorphosegrad zeigen die Gesteine westlich der Überschiebung. Charakteristisch sind hier zum Teil mehrere hundert Meter mächtige Marmorzüge, die sich im Streichen viele Zehner von Kilometer verfolgen lassen. Die größte Fläche des Gebietes wird aber von Gneisen und Glimmerschiefern, untergeordnet von intermediären und basischen Intrusiva eingenommen. Ungeklärt ist bisher mit Ausnahme einiger kleiner besonders untersuchter Gebiete, wie groß die Anteile von Sedimenten und Intrusivgesteinen in der Gruppe der granitisch-granodioritischen Gneise sind.

Die Ausbildung der Gesteine westlich der Überschiebung in der Rødingsfjelldecke wird als Nordlandfazies bezeichnet. Die Gesteine werden aufgrund ihrer Zusammensetzung und der Höhe der Metamorphose für eugeosynklinale Sedimente aus dem Kernbereich der Geosynklinalen gehalten.

Der Metamorphosegrad entspricht in den Gesteinen der Nordlandfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies. Im Bereich des Grubenfeldes liegt er in der Staurolith-Almandin-Subfazies, in der Umgebung erreicht er teilweise die Diathen-Almandin-Fazies.

Im Südosten der Karte befindet sich der Komplex des Store Børgfjell. Hier kann man beobachten, daß die kambro-silurischen Schichten diskordant auflagern. Vermutlich besteht dieser Komplex aus präkambrischen Gesteinen (Strand in Holtebåhi, ?).


Karte 3

Geologische Karte des Gebietes Vefsn - Røsvatn -
Bindal - Børgefjell





(nach Holmsen, Rekstad, Høltedahl)

Legende:

St. Børgefjell-Komplex






 unsicheres Präkambrium

Sevedecke (Trondheimsfazies)

-  Glimmerschiefer und Gneis, ungegliedert
-  Marmor
-  Gneis, granitisch bis granodioritisch
-  Serpentine

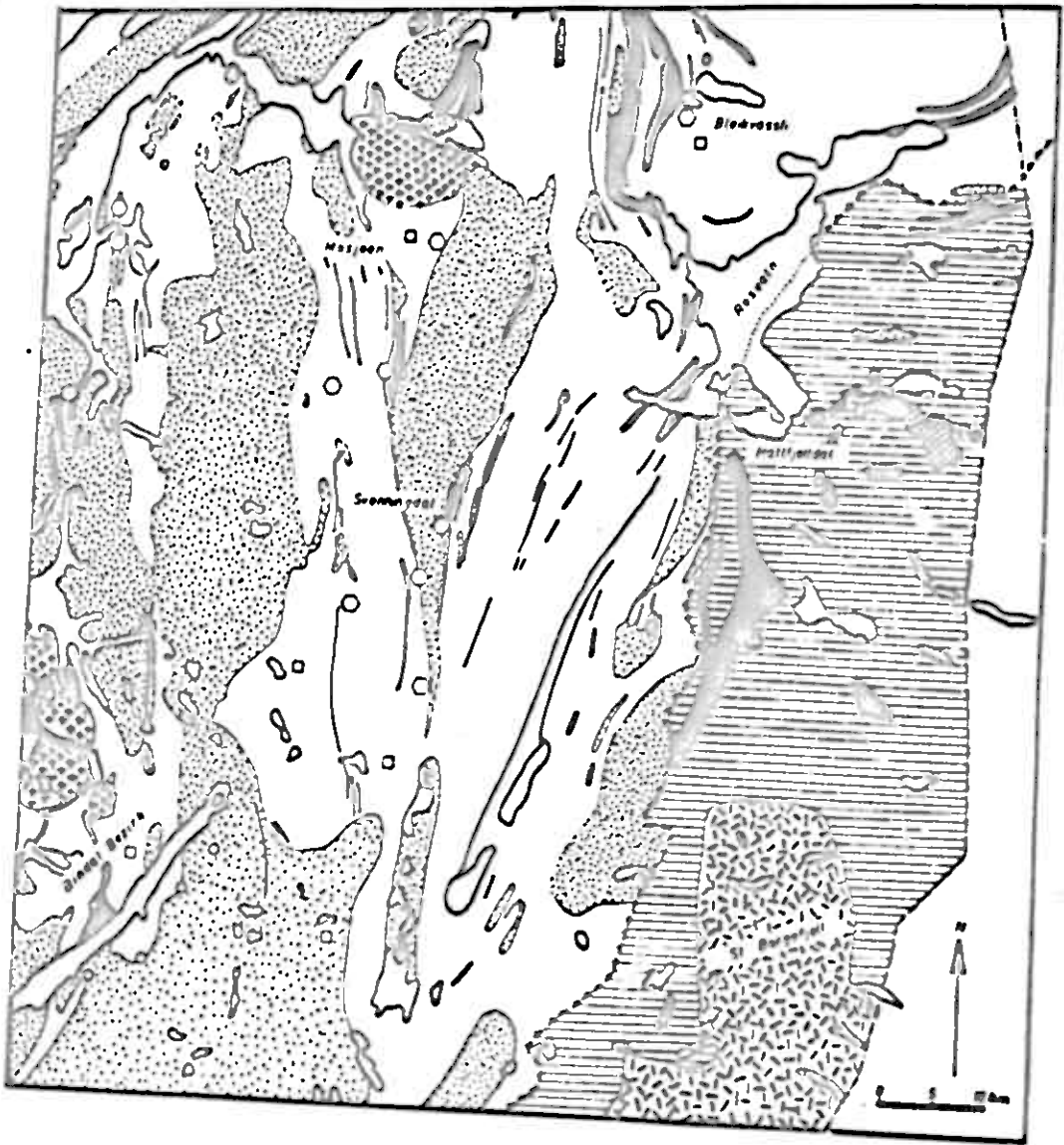
----- Überschiebung

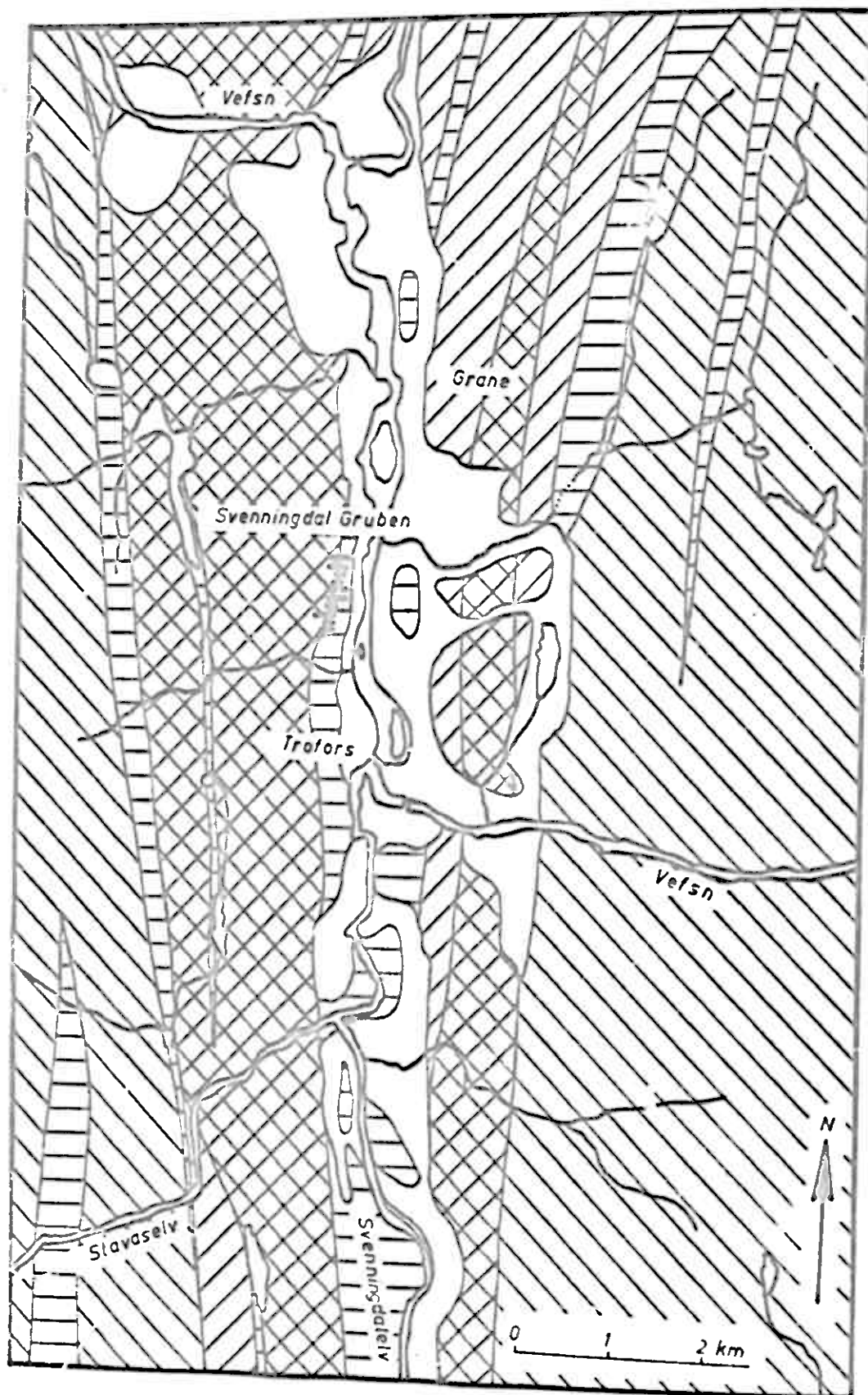
Rödingsfjell-Decke (Nordlandfazies)

-  Gneis und Glimmerschiefer, ungegliedert
-  Gneis, granitisch bis granodioritisch
-  Marmor
-  Gabbro
-  Serpentine

Lagerstätten, Vorkommen und Fundpunkte von Erzen

- ☐ Kupfer
- ☐ Blei und Zink, z.T. mit Silber
- ☐ Gold





Erzlagerstätten in der Umgebung von Svenningdal

Den Gangvererzungen des Grubenfeldes ähnelnde Mineralisationen gibt es in der Umgebung von Svenningdal nicht. Dagegen tritt eine Anzahl von Lagerstätten, Vorkommen und Fundpunkten anderen Typs auf. Da diese für die Ausführungen über die Genese des Grubenfeldes von Svenningdal von Bedeutung sind, soll auf sie kurz eingegangen werden.







Die einzige im Gebiet der Karte 3 zur Zeit im Abbau befindliche Lagerstätte ist der Zink-Blei-Kupfer führende Kieskörper von Bleikvassli. 45 km nördlich von diesem und außerhalb der Karte steht in der Nähe der Stadt Mo i Rana die Blei-Zink-Kupfer führende Kieslagerstätte Mofjell im Abbau.

Um Svenningdal herum gibt es einige unbauwürdige, beziehungsweise noch nicht prospektierte Blei-, Zink- und Kupfervorkommen ziemlich einheitlicher Art. Es handelt sich dabei um parallel zum Streichen den Gesteinen eingelagerte Imprägnationen in Marmor, Kalksilikatgesteinen und Gneisen, die oft in der Nähe oder im direkten Kontakt zu granitisch-granodioritischen Gneisen liegen. Die genetische Stellung ist bisher für keinen dieser Körper geklärt.

Im Südwesten - 45 km von Svenningdal entfernt - befinden sich im Bindalbezirk eine ganze Reihe von Vorkommen vom Typ der arsenidischen Goldquarzgänge. Aufgrund ihrer stark wechselnden Metallgehalte und zu geringer Vorräte ist auf diesen Vorkommen über einen Probeabbau hinaus kein Bergbau zustande gekommen.

Karte 4: Geologische Karte des Gebietes Grane - Trøfors
(nach J.H.L. Vogt, 24, Lien, 8 und eigenen Untersuchungen)

Legende:

-  Gneis, granitisch-granodioritisch
-  Gneis, ungegliedert
-  Amphibolite und Glimmerschiefer
-  Marmor
-  Schotter und Überdeckung
-  — Erzgänge

Geologie im Gebiet von Svenningdal

Die Lage des Grubenfeldes in Beziehung zu den petrographischen Einheiten zeigt die Karte 4. Hier wird die Scharung des Gangsystems an der Grenze zwischen Marmor und granitisch-granodioritischen Gneis deutlich.

Das Streichen der Schichten ist Nord-Süd und wechselt nur über weite Erstreckung langsam um 5-10 Grad, das Einfallen beträgt zwischen 60 und 75 Grad und geht nach Westen.

Petrographischer Aufbau

Der in der Karte 4 ausgegliederte granitisch-granodioritische Gneis westlich des Grubenfeldes gehört zum Reinfjell-Massiv. Dieser hat im Norden außerhalb der Karte seine größte Mächtigkeit und ist im Bereich der Gruben nur noch 2 km breit (vgl. Karte 3). Ein weiterer schmalerer Zug befindet sich östlich des Vefsn. Auf beiden Seiten des Hauptzuges liegen Marmore. In seiner Zentralzone hat er eine mächtigere Einschaltung von Marmor im Bereich der Seendepression. Daneben führt der Gneis weitere wegen ihrer geringen Mächtigkeit in der Karte nicht dargestellte konkordante Einlagerungen von Marmor, Glimmerschiefer und Amphiboliten.

Während J.H.L. Vogt (24) bei seiner Kartierung überzeugt war, in diesem Gestein einen nur metamorph überprägten Granit vor sich zu haben und sich Rekstad (16) bei der Ausgabe der geologischen Karte Blatt Mattfjelldal dieser Deutung anschloß, neigen neuere Bearbeiter dieses und naher Gebiete aufgrund von Feldbefunden und petrographischer Untersuchungen dazu, eine sedimentäre Entstehung und stoffliche Umwandlung im Rahmen der Metamorphose als wahrscheinlicher anzunehmen. (Lien, 8, Gustavson und Grønhaug, 4, Wissen, 11)

Die Feldbefunde zeigen Konkordanz von liegenden und hangenden Schichten zum granitisch-granodioritischen Gneis (Karte 5).

J.H.L. Vogt glaubte aus wechselnden Mächtigkeiten der Marmore westlich und östlich des Svenningdal-Reinfjell-Gneises schließen zu können, daß diese vom Gneis mit einer schwachen Diskor-

danz durchsetzt werden. Da aber mit wechselnden sedimentären Mächtigkeiten der Kalke gerechnet werden muß und der Marmor zu dem das mobilste Gestein bei der Metamorphose darstellt, ist dieser Schluß nicht sehr stichhaltig.

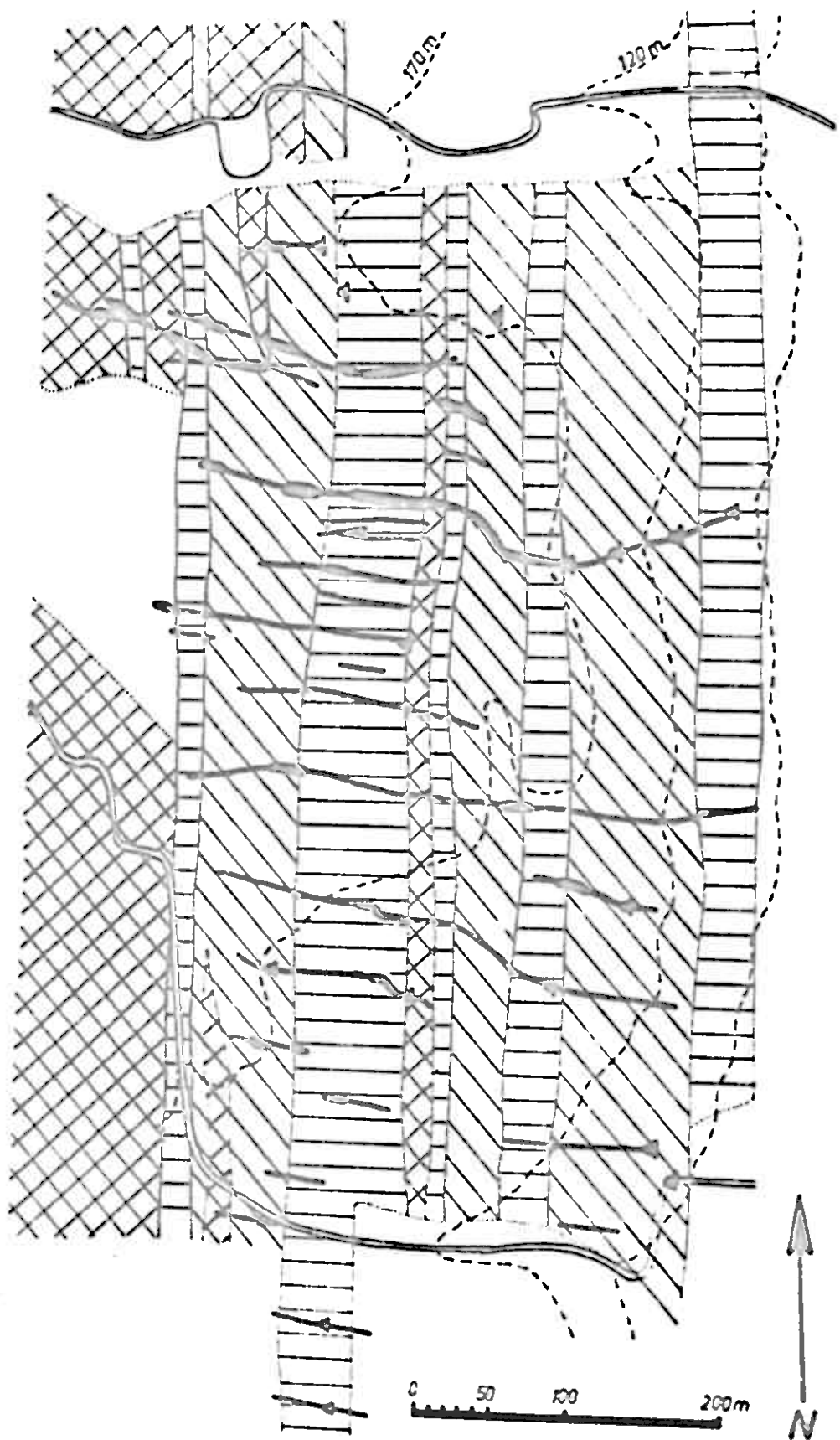
Der Gneis enthält, wie sich bei der Kartierung zeigt, konkordant eingelagerte, oft nur Meter mächtige Marmor- oder Amphibolitzüge, die sich ungestört über viele Kilometer im gleichen Niveau des Gneises verfolgen lassen. Daß saure Intrusionen derart schonend sedimentäre Serien übernehmen können ist unwahrscheinlich.

Oft zeigt der Gneis quarzreiche Partien, daneben gibt es Änderungen, die durch den Wechsel Glimmer-reicher und Glimmer-ärmer Partien von Millimeter- bis Dezimeterstärke zustande kommen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergibt sich, daß der Gneis einen hohen Mikroklingehalt hat, der über den Kaliuminhalt normaler Sedimente hinaus geht. Die Plagioklase zeigen oft Verdrängungen bzw. ein Weiterwachsen als Mikroklin. An den Grenzen zwischen Plagioklasen und Kalifeldspat ist es teilweise zur Bildung von Myrmekiten gekommen. Aufgrund dieser Beobachtungen vermuten die Bearbeiter, daß eine Kaliumzufuhr im Verlauf der Metamorphose stattgefunden hat.

Vereinzelte treten granitische Injektionen auf, die die Schichten diskordant schneiden. Sie haben maximale Mächtigkeiten von 1 bis 2 Metern und kommen nie in größeren geologischen Körpern vor. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen migmatischen Granit, der aus Bereichen, die höher temperiert waren, in höhere Partien injiziert worden ist. Vermutlich sind dies auch die diskordanten granitischen Gänge, die J. u. L. Vogt beschreibt. Sie stehen aber in keiner direkten genetischen Beziehung zu den granitisch-granodioritischen Gneisen des Svenningdal-Reinfjell-Massives.

Marmor kommt sehr verbreitet vor. Die Züge lassen sich über viele Kilometer verfolgen. Die Mächtigkeiten wechseln im Streichen, zum Teil keilen die Marmorzüge aus. Im allgemeinen sind die Marmore mit Amphiboliten und untergeordnet mit



Glimmerschiefern vergesellschaftet, diese können in Wechsel-lagerungen von Metern bis zu Zehnern von Metern Mächtigkeit auftreten.







Die Glimmerschiefer sind recht unterschiedlich zusammengesetzt. Es kommen folgende Typen vor: Biotit-, Muskovit-, Biotit-Muskovit-, Hornblende- und Granatglimmerschiefer. Es bestehen Übergänge zu den Gneisen und zu Amphiboliten.

Die Amphibolite haben Mächtigkeiten bis zu Zehnern von Metern. Meist zeigen sie Bänderungen in Amphibol-reiche und Plagioklas-reiche Lagen, die im Millimeter- bis Zentimeterbereich wechseln. Die Amphibole erreichen Größen bis zu 1 cm, sie sind planar zum Teil auch linear eingeregelt. In einigen Amphibolittypen treten Granat- Plagioklasidioblasten auf.

Eine allgemeine Gneis-Gruppe ist wegen ihrer unterschiedlichen Ausbildung gegenüber den granitisch-granodioritischen Gneisen ausgeschieden. Sie umfaßt Glimmergneise, Granat-Glimmer-Gneise, idioblastische Plagioklasgneise (Augengneis) und Kalk-Glimmer-Gneise. Oft sind die Gneise gebändert. Typisch ist ein hoher Biotitgehalt und das Auftreten von Granat- und Plagioklasidioblasten. Übergänge zu Amphiboliten bestehen mit Hornblende-Glimmer-Gneisen.

Karte 5: Geologische Karte des Grubenfeldes Svenningdal
(abgeändert nach J.d.L. Vogt)

Legende:

- | | |
|---|---|
|  | Gneis, granitisch bis granodioritisch |
|  | Glimmerschiefer und Amphibolite |
|  | Marmor |
|  | Überdeckung |
|  | Gang mit Vererzung an der Tagesoberfläche |
|  | Stollen |

Tektonik

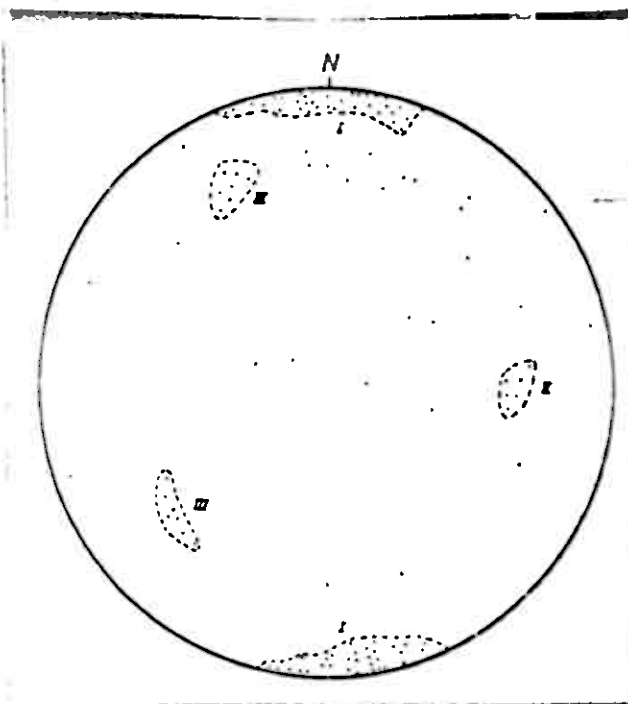
Der tektonische Saustil ist im Gebiet der Gruben und auf mehreren hundert Quadratkilometern in der Umgebung gleich. Die Gesteinsschichten streichen generell Nord-Süd mit lokalen Unterschieden von maximal 10 Grad. Änderungen erfolgen stets langsam. Das Einfallen geht gegen Westen, im allgemeinen liegt es bei 60-70 Grad, nur selten tritt flacheres oder steileres Westeinfallen, ganz selten auch einmal steiles Ost-einfallen auf. Wie man in einigen Aufschlüssen im Gelände erkennen kann, liegt ein Isoklinalfaltenbau vor, es ist aber nicht möglich, zum Beispiel einzelne Amphibolitzüge miteinander zu korrelieren.

Ebenso konstant wie Streichen und Fallen der Schichten sind die Richtungen des Kluftsystems. Es wird nicht vom Wechsel des petrographischen Aufbaus der Gesteine beeinflusst. Bei Änderungen des Schichtstreichens werden die Klüfte mit diesem verdreht. Ausgeprägt ist ein Dehnungskluftsystem, das Ost-West streicht und zwischen steilem Nord- und steilem Südeinfallen schwankt. (Diagramm 1, Bereich I) Die Klüfte sind geschlossen, nur im Grubenfeld ist dieses System vererzt.

Diagramm 1:

Flächenpole von Klüften
gemessen 2 km westlich
des Grubenfeldes

(Schmidt'sches Netz,
Projektion auf die Süd-
halbkugel)



Dieses Ost-West-Kluftsystem bestimmt weitgehend die Morphologie, besonders da auch die Eisbewegung während der Vergletscherung in dieser Richtung erfolgte.

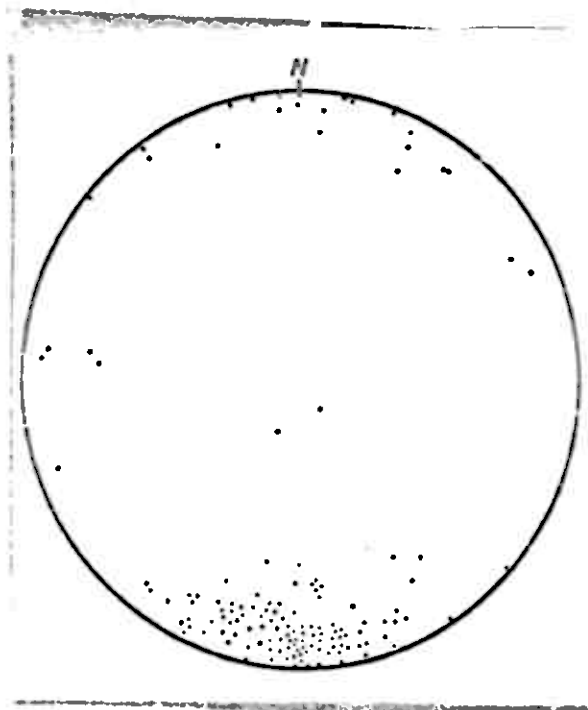
Nord-Süd verläuft ein zum ersten System senkrecht stehendes zweites Dehnungskluftsystem, es fällt mit dem Schichtstreichen zusammen (Diagramm 1, Bereich II).

Weniger ausgeprägt als die Dehnungsklüfte sind die Scherklüfte. Ein System, das entgegen den Schichten einfällt, streicht Ost-Nord-Ost, ein zweites Ost-Süd-Ost (Diagramm 1, Bereich III). Das Scherkluftsystem, das mit den Schichten einfällt, streut sehr stark. Diese Klüfte sind im ganzen Gebiet geschlossen und zeigen keine Anzeichen von Mineralisation.

Bewegungsspuren sind mit Ausnahme von Marnischel auf den Gängen des Grubenfeldes auf den Kluftflächen nicht zu beobachten. Das Diagramm 2 zeigt Kluftmessungen aus dem Grubenfeld. Hier überwiegen nord-fallende Klüfte.

Diagramm 2:

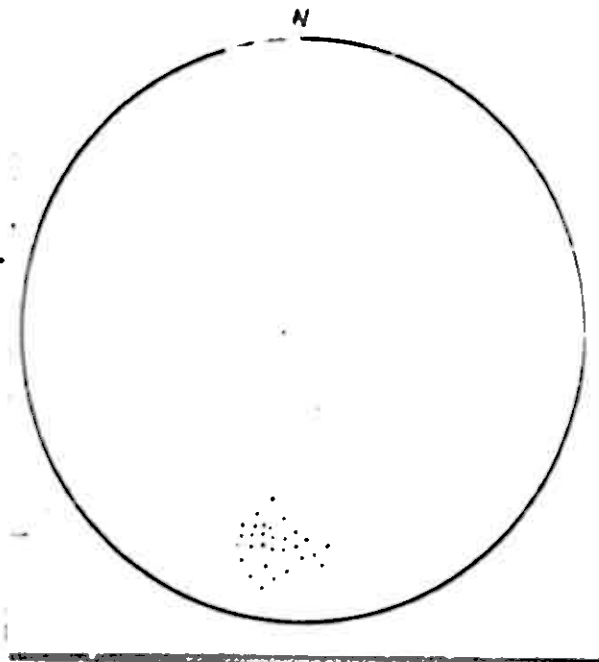
Flächenpole von Klüften
gemessen im Grubenfeld



Im Diagramm 3 sind die Flächenpole der Hauptgangteile der vererzten Gänge eingetragen. Es sind nur Nord-fallende Gänge vererzt.

Diagramm 3:

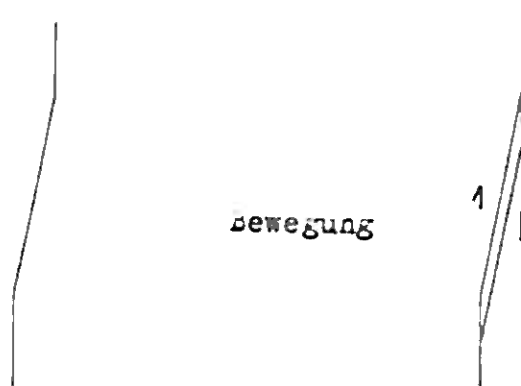
Flächenpole der Hauptgang-
teile der vererzten Gänge



Der Öffnungsmechanismus ist etwa nach folgendem Schema zu erklären:

Klüftung

Bewegung



Es zeigen sowohl die Nebengesteinsflächen der Gänge als auch die Gangmittel Harnische. Die Bewegungen müssen also nach der Öffnung der Gänge angehalten haben. Wie sich bei der Untersuchung der Erze ergab, zeigen auch diese tektonische Beanspruchung. Aus den Richtungen der Harnische ergibt sich, daß es sich überwiegend um Vertikalbewegungen gehandelt hat. Da die Gesteinsschichten steil stehen, sind Versetzungsbeträge an den Gängen kaum erkennbar.

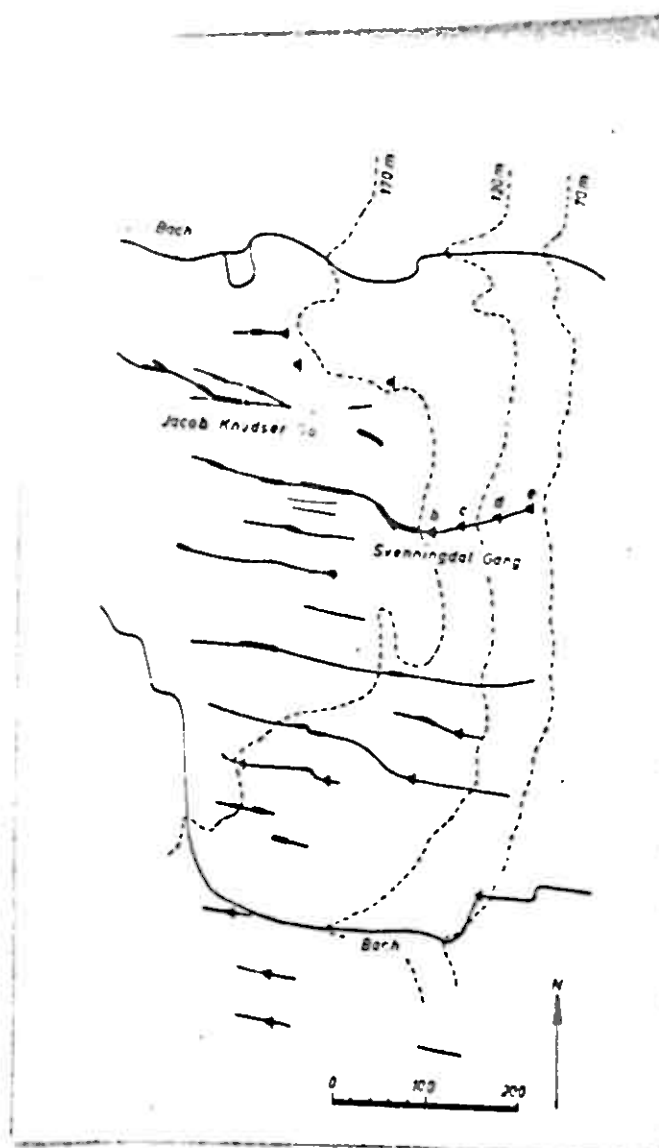
Ausbildung der Gänge

Allgemeines

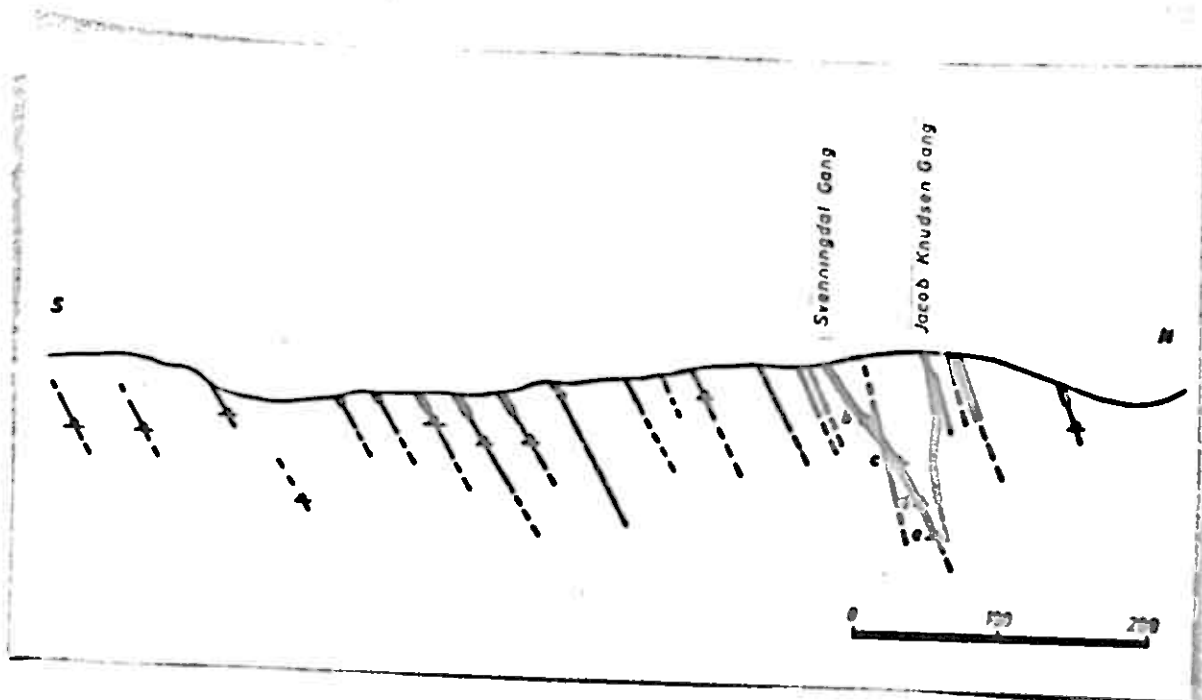
Die petrographische Zusammensetzung der Gesteine im Grubenfeld zeigt die Karte 5, eingezeichnet sind darin alle bekanntgewordenen Gänge. Die stärker hervorgehobenen Teile der Gänge sind die Bereiche, wo bei oberflächlichen Schürfarbeiten Sulfidvererzungen gefunden wurden. Die Karte 6 zeigt das Gangsystem ohne die Nebengesteine. Von den Benennungen der einzelnen Gänge sind nur die Namen Svenningdal Gang und Jakob Knudsen Gang eingetragen, von allen anderen Namen ist abgesehen worden, da diese Gänge ohne Bedeutung für den Bergbau waren.

Karte 6:

Das Gangsystem von
Svenningdal



Das Gangsystem besteht aus einer Schar paralleler Gänge, die Ost-West streichen und nach Norden einfallen. Oft zeigen die Gänge einen Aufbau aus mehreren Teilstücken, die etwas von dieser Richtung abweichen. Gelegentlich verspringen die Gänge beim Wechsel von einem Gestein ins andere. J.H.L. Vogt beschreibt ausführlich einen Fall, wo an einer Gesteinsgrenze eine Versetzung von 2 m auftritt. Ein Nord-Süd Profil durch das Grubenfeld ist in der Karte 7 dargestellt.



Karte 7:

Nord-Süd Profil durch das Grubenfeld

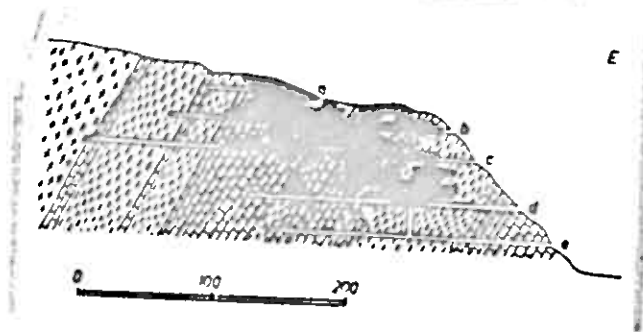
(nach J.H.L. Vogt)

Die Gänge waren örtlich bis zu 1 m mächtig. Diese Partien stellten aber Ausnahmefälle dar. Im Durchschnitt lag die Mächtigkeit bei 40-50 cm, auf weite Strecken wurden noch Gangteile mit 10-20 cm Füllung abgebaut. Oft wurde geringen Vererzungen auf weite Strecken nachgegangen, in der Erwartung wieder auf reichere Erzpartien zu stoßen.

Große Gangmächtigkeit war in der Regel nicht mit großen Erzmitteln verknüpft. Die pro Fläche ausgebrachte Erzmengelage vergleichsweise bei den 40-50 cm mächtigen Gängen höher.





Beschreibung des Svenningdal Ganges

Karte 8 zeigt einen flachen RiB des Svenningdal Ganges. Der Gang ist auf eine streichende Länge von etwa 200 m und eine Tiefenerstreckung von 100 unter der Tagesoberfläche aufgeföhren. Schwarz ist in der Karte 8 das abgebaute Erz eingetragen.



Karte 8: Flacher RiB des Svenningdalanges
(nach Lassen, 31)

Legende:

-  Gneis, granitisch-granodioritisch
-  Marmor
-  Amphibolit und Glimmerschiefer
-  abgebaute Erzpartien

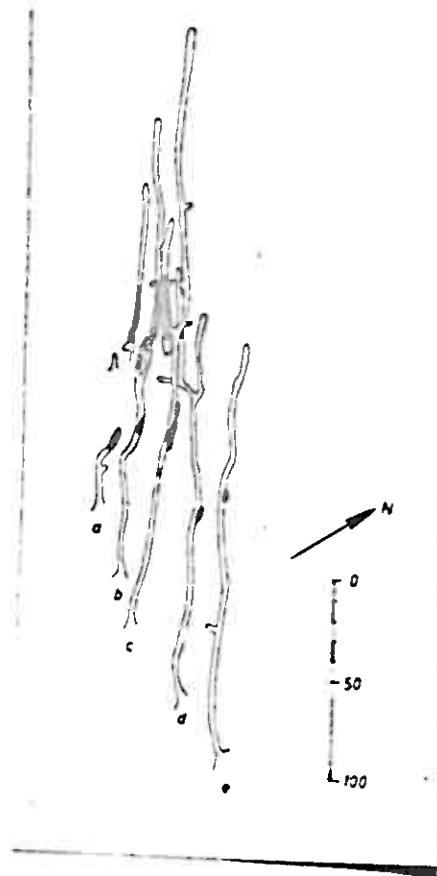
Da während der Betriebszeit der Grube alles Erz ausgebracht wurde, stellt der RiB einen Überblick über die Vererzung dar. Die schlauch- bis blattartige Vererzung wird besonders in der Horizontalprojektion der Stollen a bis e des Svenningdal Ganges mit den darin angetroffenen vererzten Partien deutlich (Karte 9).

Karte 9:

Horizontalprojektion der
Stollen a bis e des
Svenningdal Ganges

Schwarz eingetragen sind
die vererzten Partien

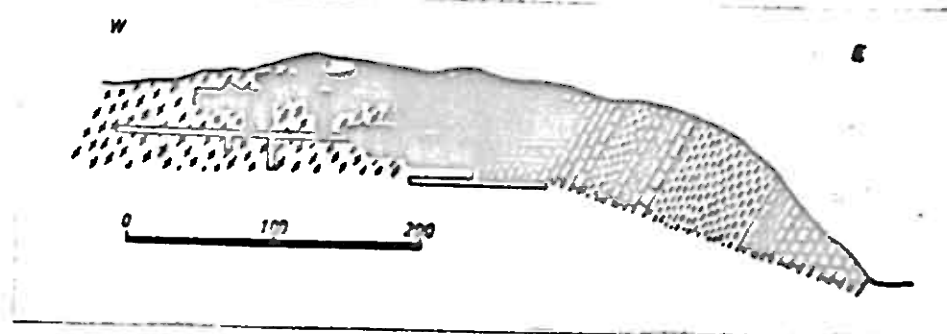
(nach Lassen, 31)



Die Reicherzpartien des Ganges befanden sich nahe der Oberfläche und hatten hier eine Erstreckung von 150 m. Die Hauptvererzung lag in einem Bereich zwischen den Stollen b und c, wo ein kleiner steil stehender Gang den Svenningdal Gang schnitt (siehe Karte 7). Der kleine Gang selber war nur ganz nahe am Hauptgang vererzt. Zur Tiefe hin wird der vererzte Teil des Svenningdal Ganges kürzer in seiner Erstreckung, 70 bis 90 m unter der Oberfläche sind es nur noch einige Zehner von Metern. Im Niveau des Grundstollens e finden sich bei einer Gangmächtigkeit von 1 m nur noch sporadisch einzelne Erznestern im Gangquarz. Von den aufgefahrenen 20 000 m² Gangfläche ist etwa eine vererzte Fläche von 6500 m² abgebaut. Die anderen Partien weisen keine bauwürdige Vererzung auf.





Beschreibung des Jakob Knudsen Ganges

Die Karte 10 zeigt einen flachen RiB des Jakob Knudsen Ganges. Der Gang ist auf eine streichende Länge von 300 m und eine Tiefenerstreckung von 80 m bekannt. Es sind Erze auf einer Gangfläche von etwa 20 000 m² abgebaut. Reicherzpartien traten nahe der Tagesoberfläche auf; auch hier waren sie teilweise wie im Svenningdal Gang an Gangdurchkreuzungen gebunden.



Karte 10: Flacher RiB des Jakob Knudsen Ganges
(nach J.H.L. Vogt)

Legende:

-  Gneis, granitisch-granodioritisch
-  Marmor
-  Amphibolit und Glimmerschiefer
-  abgebaute Erzpartien

Vererzung und Nebengestein

Bei einem Vergleich der Lage der Vererzung der beiden Gänge in bezug auf das Nebengestein zeigt sich, daß im Svenningdal Gang diese in den Glimmerschiefern, Amphiboliten und im Marmor liegt. Beim Jakob Knudsen Gang tritt die Vererzung an der Grenze vom Marmor zum Gneis und im Gneis auf. Für eine Abhängigkeit der Vererzung vom Nebengestein liegen keine Anzeichen vor. Auch die gelegentliche Führung von Sulfiden im Nebengestein scheint keinen Einfluß auf die Ausfällung der Sulfide gehabt zu haben.

Gangvererzung

Die Erze treten in den tiefsten Teilen der Gänge oft nur nesterweise in manchmal bis 1 m mächtigen Quarzmitteln auf. Typisch für den Jakob Knudsen Gang sind im mittleren Niveau massige Pyrit- und Arsenkieserze mit symmetrischer Lagenstruktur parallel zu den Salbändern. Neben Quarz bildet Karbonat die Gangart. Zur Oberfläche hin sind diese massigen Erze zunehmend mit Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende durchsetzt.

Soweit aufgeschlossen, wurde im Svenningdal Gang diese massige Ausbildung von Pyrit und Arsenkies nie beobachtet. Es treten hier feinkörnige, verwachsene Gemenge von Zinkblende, Bleiglanz, Bleispießglanzen und Fahlerz nesterweise in Gangart auf. In Reicherspartien geht der Anteil der Gangart vollständig zurück. Stets enthalten die Erze nur einzelne Körner von Pyrit und Arsenkies. Vereinzelt wurden isolierte Nebengesteinsbruchstücke in der Gangfüllung gefunden. Ausgesprochene Brekzienstrukturen gibt es auf den Gängen nicht.

Nebengesteinsumwandlungen

Umwandlungen des Nebengesteins sind auf wenige Millimeter bis Zentimeter begrenzt. Es sollen hier nur die makroskopischen Befunde mitgeteilt werden.

Im granitisch-granodioritischen Gneis tritt eine Serizitisierung der Biotite auf. Reaktionen zwischen den hydrothermalen Lösungen und den Marmoren haben nicht stattgefunden. In Glimmerschiefern und Amphiboliten ist es zur Chloritisierung gekommen.

SPEZIELLE MINERALOGIE

Im folgenden werden die im Svenningdal-Grubenfeld auftretenden Mineralien näher besprochen. Da das Hauptgewicht dieser Arbeit auf der erzmikroskopischen Untersuchung der Gangvererzung lag, sind nur ganz kurz einige Angaben über die in den metamorphen Gesteinen des Grubenfeldes vorkommenden Erzminerale gemacht. Von einer Besprechung der Mineralzusammensetzung der Nebengesteine ist abgesehen worden, da bereits von Lien (8) in seiner Arbeit über die Geologie des westlichen Teils der Karte Hattfjelldal das Gebiet petrographisch bearbeitet worden ist.

Im Anschluß folgen die Ergebnisse der Untersuchung der Erze der Gangvererzung und deren Umwandlungsprodukte. Zum Abschluß werden die Gangarten der Gangvererzung und die Mineralien des erzfreien Abschnittes der Mineralisation erwähnt.

Zu den Bestimmungsmethoden

Die Bestimmung der Erzminerale erfolgte, da meistens eine makroskopische Ansprache wegen unzureichender Korngröße nicht möglich war, überwiegend erzmikroskopisch. Bei einigen Mineralien wurde zusätzlich die Eindruckhärte nach Vickers zur Bestimmung hinzugezogen, wenn diese als Kriterium für eine Unterscheidung benutzt werden konnte.

Bei den Blei-Antimon-Spießglänzen konnte erzmikroskopisch oft keine eindeutige Ansprache erfolgen. Die Hauptschwierigkeit lag bei dieser Gruppe in der Erstbestimmung der Mineralien. War diese erfolgt, so konnte bei weiteren Untersuchungen die Unterscheidung meist ohne Schwierigkeiten vorgenommen werden. Da ausreichendes Probematerial vorhanden war, wurden alle Bestimmungen röntgenographisch überprüft.

Die Silberminerale treten nur untergeordnet auf. Soweit hier erzmikroskopisch offene Fragen bleiben, konnte die Klärung nur mittels der Mikrosonde erfolgen. Darüber hinaus wurden noch einige weitere Bestimmungen mit der Mikrosonde geprüft. Bei der Bestimmung der Gangarten war in zwei Fällen eine röntgenographische Identifizierung nötig.

Beschreibung der ParagenesenErzminerale in den Nebengesteinen

Primär und unabhängig von der Gangvererzung sind in den Nebengesteinen folgende Erzminerale und erzmikroskopisch erfassbaren Minerale enthalten:

Magnetkies

Pyrit

Kupferkies

Titanit

Rutil

Graphit

Magnetkies und Kupferkies treten gemeinsam in Amphiboliten auf, oft angereichert in Lagen von einigen Zentimetern Dicke.

Stets überwiegt der Magnetkies den Kupferkies. Die Körner erreichen Größen von einigen Millimetern. Infolge der Schieferung sind die Sulfide ähnlich wie die Silikate eingeregelt. Zeichen späterer Beanspruchung sind nicht zu beobachten.

Ganz untergeordnet tritt neben Magnetkies auch Pyrit auf. Er ist meist idiomorph und reich an Einschlüssen.

Im Marmor und Glimtermarmor ist Pyrit stellenweise gehäuft enthalten. Er tritt angereichert in Lagen auf, die sich je nach den Aufschlußverhältnissen über Zehner von Metern verfolgen lassen. Die Kristalle werden mehrere Millimeter groß und sind idiomorph, ausgebildet sind nur die Würfelflächen. Neben Pyrit findet sich in diesen Gesteinen auch Magnetkies. Beide Minerale kommen in wechselnden Lagen und nicht so sehr direkt nebeneinander vor. Vermutlich spiegelt sich hierin die Schwefelkonzentration der primären Ablagerungen wieder.

Rutil wird in feinen Nadelchen oder in nesterförmigen Aggregaten beobachtet. In karbonatischen Gesteinen weist er oft einen Saum von Titanit auf. Der Titanit korrodiert dann die Rutilkerne.

Graphit tritt fast in allen Gesteinen auf. Er kommt in kleinen Tafeln vor, die meist mechanische Beanspruchung zeigen.

Alle diese Mineralien können auch in die hydrothermale Gangvererzung eingeschleppt werden. Sie wurden bei der mikroskopischen Untersuchung zusammen mit den Mineralien der Gangvererzung oder in Nebengesteinsbruchstücken gefunden.

Ein einzelntes Vorkommen von Ilmenit wurde als aus dem Nebengestein übernommenes Mineral gedeutet.

Erzminerale der Gangvererzung

Übersicht

In der folgenden Aufstellung sind alle zur Gangvererzung gehörenden Erzminerale und deren Umwandlungsprodukte in der Anordnung der Strunz'schen Tabellen (22) aufgeführt:

Elemente	ged. Gold	Au	
	ged. Antimon	Sb	(r)
Legierungsartige Verbindungen	Dyskrasit	Ag_3Sb	(m)
Sulfide	Argentit	Ag_2S	(m)
	Zinkblende	ZnS	
	Kupferkies	CuFeS_2	
	Zinnkies	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	
	Tetradrit	Cu_3SbS_3	
	Cubanit	CuFe_2S_3	
	Magnetkies	FeS	
	Bleiglanz	PbS	
	Margyrit	AgSbS_2	(m)
	Covellin	CuS	
	Vallerit	CuFeS_2	
	Antimonit	Sb_2S_3	
	Pyrit	FeS_2	
	Markasit	FeS_2	
	Löllingit	FeAs_2	
	Arsenkies	FeAsS	
	Gudmundit	FeSbS	(m)
Komplexe Sulfide	Pyrargyrit	Ag_3SbS_3	(m)
	Stephanit	$5 \text{ Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	(m)
	Polybasit	$8 (\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	(m)
	Bournonit	$2 \text{ PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	
	Boulangerit	$5 \text{ PbS} \cdot 2 \text{ Sb}_2\text{S}_3$	(r)
	Meneghinit	$4 \text{ PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	(r)

Oxide	Magnetit	Fe_3O_4	(m)
	Hämatit	Fe_2O_3	
	Stetefeldtit	$\text{Ag}_{1-2}\text{Sb}_{2-1}(\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O})$	(r)
Hydroxide	Goethit	$\alpha\text{-FeOOH}$	
	Lepidokrokit	$\gamma\text{-FeOOH}$	
Karbonate	Cerussit	PbCO_3	
	Azurit	$\text{Cu}_3(\text{OH}/\text{CO}_3)_2$	
	Malachit	$\text{Cu}_2((\text{OH})_2/\text{CO}_3)$	
Sulfate	Anglesit	PbSO_4	
Molybdate	Wulfenit	PbMoO_4	

(r) bedeutet: Bestimmung wurde röntgenographisch bestätigt
 (m) bedeutet: Bestimmung wurde mit der Mikrosonde bestätigt

Alle aufgeführten Mineralien sind eindeutig während der Mineralisation des Ganges zur Ausscheidung gekommen oder stellen Umwandlungsprodukte dieser primären Erzminerale dar.

Zu den Umwandlungsprodukten gehören:

Goethit
 Lepidokrokit
 Hämatit
 Markasit, z.T. sekundär
 Pyrit, z.T. sekundär
 (Zwischenprodukt)
 Covellin
 Stetefeldtit
 Cerussit
 Azurit
 Malachit
 Anglesit
 Wulfenit

Mengenmäßiges Auftreten der Mineralien

Folgende Mineralien kommen in Mengen vor - die angegebenen Gewichtsprozent sind geschätzt -:

Pyrit	30 %
Arsenkies	20 %
Zinkblende	15 %
Bleiglanz	10 %
Meneghinit	10 %
Kupferkies	5 %
Fahlerz	5 %

Folgende Mineralien kommen in geringen Mengen vor, die Anordnung erfolgt in Gruppen ohne quantitative Reihenfolge:

ged. Gold	Markasit
ged. Antimon	Magnetkies
Dyskrasit	Gudmundit
Pyrargyrit	Antimonit
Boulangerit	Cubanit
Bournonit	

Folgende Mineralien treten in sehr geringen Mengen auf:

Miargyrit	Zinnkies
Stephanit	Löllingit
Polybasit	Magnetit
Argentit	
Vallerit	

Angaben über die Extensität der Mineralien finden sich jeweils bei der Beschreibung der Mineralien im allgemeinen Teil.

Einzelbesprechung der Mineralien

In der folgenden Einzelbesprechung der Mineralien werden diese ausführlich besprochen.

Die Anordnung der Mineralien erfolgt nicht wie in der Übersichtstabelle nach Gesichtspunkten des Chemismus sondern unter Berücksichtigung der Stellung des Minerals in der Abfolge. Da einige Mineralien in mehreren Generationen auftreten, ergeben sich verschiedene Anordnungsmöglichkeiten. Es wird hier so verfahren, daß die Mineralien an der Stelle der Abfolge besprochen werden, wo sie zum ersten Mal in größerer Menge auftreten. Um Wiederholungen zu vermeiden, werden dann direkt anschließend die weiteren Generationen beschrieben, so daß für alle gemeinsam in einem allgemeinen Teil über die optischen Eigenschaften und weitere grundsätzliche Beobachtungen berichtet werden kann.

Die Besprechung erfolgt in Anlehnung an Ramdohr (14) meist so, daß in einem allgemeinen Teil über die Verbreitung, über den Chemismus - soweit Angaben vorliegen -, weiterhin über makroskopisch-mikroskopische Beobachtungen zur Kornform und über das optische Verhalten berichtet wird.

Dann werden in einem zweiten Abschnitt Gefügebeobachtungen wie Zwillingsbildung, Zonarbau und die Reaktionen auf eine mechanische Beanspruchung besprochen.

Als besondere Gefügearten werden als drittes Verdrängungen, Zerfallstrukturen und Ähnliches angeführt.

Anschließend folgt eine Übersicht über die verschiedenen Generationen, falls ein Mineral in mehreren Generationen auftritt. Den Abschluß bildet als Zusammenfassung die genetische Stellung des Minerals. Hierzu sei auf das Parageneseschema der häufigeren Mineralien hingewiesen, zum Teil sind Ausschnitte aus diesem bei den Mineralien eingeschoben.

PYRITAllgemeinesVerbreitung

Das verbreitetste und in der Menge alle anderen Sulfide überwiegende Erzmineral ist der Pyrit.

Charakteristisch ist sein Auftreten im Jakob Knudsen Gang, wo er das Haupterz bildet. Es gibt dort alle Übergänge zwischen derbem, monomineralischem Pyriters, derbem Pyrit mit Äderchen von Kupferkies und idiomorphen Pyritkristallen in Kupferkies- oder Bleiglanzgrundmasse.

In den Proben vom Svenningdal Gang kommt Pyrit nur untergeordnet vor.

Mikroskopisch können beim azendent gebildeten Pyrit drei Generationen unterschieden werden, wie im einzelnen im Abschnitt über die genetische Stellung des Pyrits ausgeführt wird. Diese Pyrite treten in folgenden Mengenverhältnissen auf:

Pyrit I etwa 60 %, Pyrit II etwa 35 % und Pyrit III etwa 5 %.

Optik

Das optische Verhalten des Pyrits ist uneinheitlich. Es unterscheiden sich erstens in der Abfolge nacheinander auftretende Pyrite bei gleicher Schliffherstellung und zweitens Pyrite gleicher genetischer Stellung bei unterschiedlicher Schliffherstellung:

1. Alle Anschliffe wurden entsprechend der Vorschrift auf der Rehwald-Maschine angefertigt. Zur Politur wurde meistens Tonerde verwendet.

In den nach diesem Verfahren hergestellten Anschliffen sind Pyrit I und Pyrit II isotrop. Dagegen zeigt Pyrit III bei etwas geringerem Reflexionsvermögen und leichtem Braunschich zwischen gekreuzten Nicols stets deutliche Anisotropieeffekte. Die Anisotropie äußert sich in wechselnder Stärke des Reflexionsvermögens, Farben treten nicht auf.

(Siehe Abbildung 1)

2. Da bei der Politur des Pyrits, wie sie unter 1 beschrieben ist, Schwierigkeiten auftraten, wurden einige Anschliffe statt mit Tonerde mit Diamantpaste der Körnungen 1 μ und 0,7 μ poliert.

In diesen Anschliffen zeigen Pyrit I, Pyrit II und Pyrit III bei Beobachtung mit einem Nicol zum Teil Bireflexion, stets aber deutliche Anisotropie bei der Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols. Die Anisotropiefarben sind dunkelbraun und olivgrün.

In der älteren Literatur wird die Anisotropie des Pyrits für anormal gehalten; sie soll u.U. durch Arsengehalt bedingt sein (Schneiderhöhn, 18). Stanton (20) deutet die Anisotropie als Normalfall, vorausgesetzt, daß bei der Schliffherstellung die oberen Schichten in ihrem Verbands nicht gestört wurden. Bei der Politur mit Tonerde ist hierrach mit einer Isotropisierung zu rechnen, während die Anisotropie bei der spanabhebenden Bearbeitung mit Diamant erhalten bleibt.

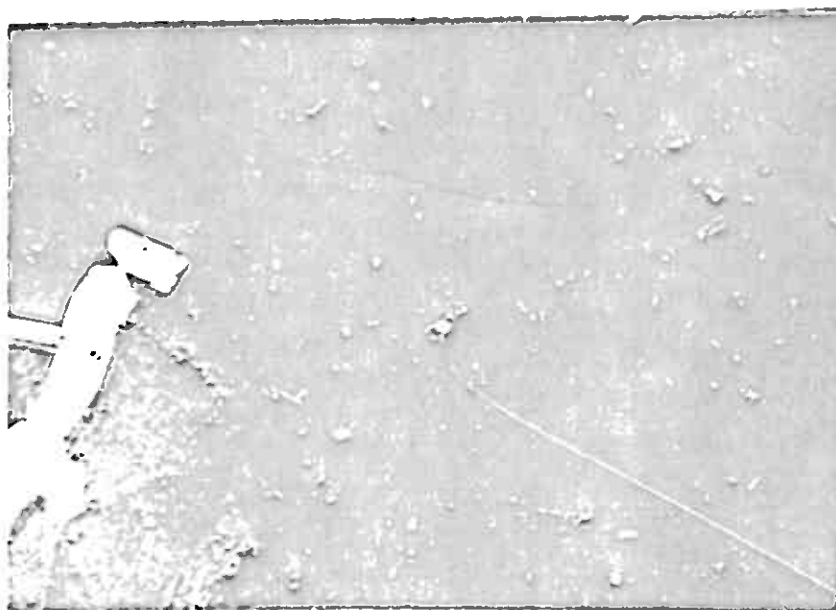


Abb. 1 (400 x, + Nicols, Ölimmersion)

Anisotroper Pyrit III (hell- bis dunkelgrau) enthält tafligen Markasit (weiß). Die Orientierung von Pyrit III und Markasit ist zum Teil gleich.

Ausbrüche (schwarz) mit Reflexen (weiß)

Genetische Stellung der Pyrite

Pyrit I

Pyrit I ist das älteste Sulfid, er kommt monomineralisch in derben Massen vor.

Der Pyrit I ist reich an Einschlüssen zweierlei Art:

1. Die Einschlüsse erscheinen im Anschliff flächenhaft ausge-
dehnt, im Idealfall sind sie isometrisch, oft tropfenför-
mig oder langgestreckt. Sie erreichen Größen von mehreren
hundert Mikron. Eine Orientierung parallel zu Richtungen
des Pyrits I tritt nur ganz selten auf.

In dieser Art kommen vor: Zinkblende, Kupferkies, unterge-
ordnet Magnetkies und Bleiglanz. Der Kupferkies enthält
oft Entmischungen von Vallerit (vgl. Seite 73).

2. Neben diesen dreidimensionalen Einschlüssen finden sich in
vielen Pyriten I stäbchenförmige Einlagerungen, die oft
eine Länge von 100 μ erreichen, aber nur etwa 1 μ dick
sind (vgl. Abb. 2).

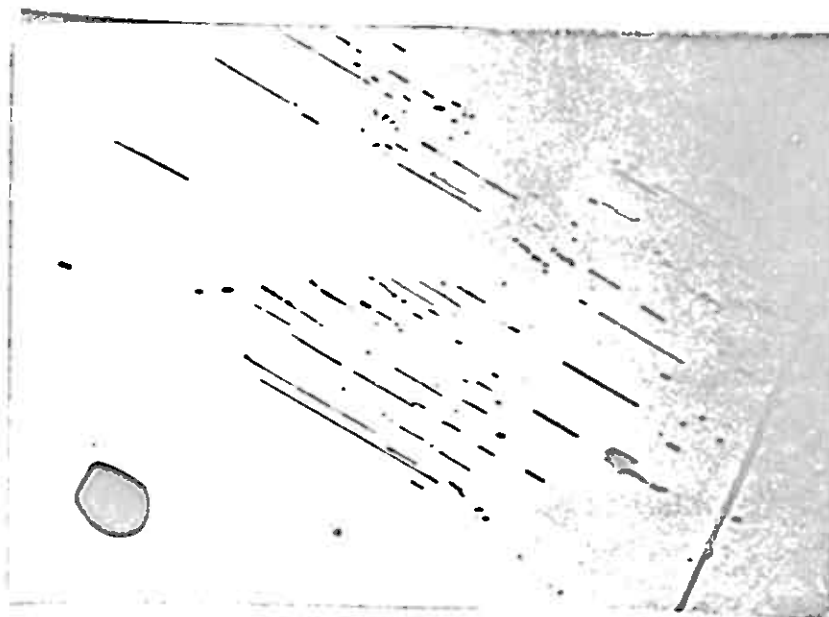


Abb. 2 (750 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Pyrit I mit stäbchenförmigen Einlagerungen
(schwarz) und großem Einschluß von Zink-
blende (schwarz, links unten)

Diese Stäbchen sind stets parallel zueinander angeordnet und liegen vermutlich orientiert zu kristallographischen Richtungen des Pyrits. Gelegentlich erkennt man die Korngrenzen zwischen Pyriten daran, daß zwei verschieden ausgerichtete Scharen aneinanderstoßen (vgl. Abb. 3).

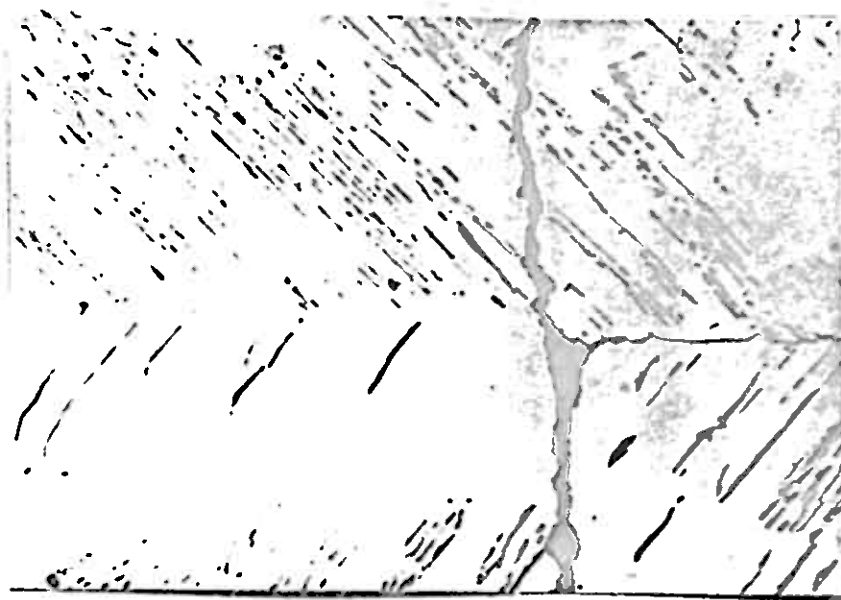


Abb. 3 (750 x, 1 Nicol, Ölimersion)

Die Korngrenze zwischen zwei Pyrit-I-Kristallen wird sichtbar durch die unterschiedliche Orientierung der stäbchenförmigen Einlagerungen (schwarz).

Riß (schwarz, breit und zackig)

Wie diese Einlagerungen zum Pyrit orientiert sind, ist nicht eindeutig. Es finden sich in hunderten von Pyritkörnern immer nur Stäbchen parallel zu einer Richtung. Nach der Symmetrie des Pyrits wären in beliebigen Schnitten mindestens zwei Richtungen zu erwarten. Nur einige wenige Körner zeigen diese Einlagerungen nach zwei sich schiefwinklig schneidenden Richtungen. Hiernach kann wohl mit einer Einlagerung nach (100) gerechnet werden. Die Frage, warum die Orientierung nach mehreren Richtungen so selten beobachtet wird, bleibt offen.

In einigen Fällen sind die Einlagerungen nicht streng geradlinig sondern etwas gebogen und haben zackige Ränder. Es sieht aus, als ob es sich um Rißfüllungen im Pyrit I handelt (vgl. Abb. 3, unteres Korn).

Wegen ihrer geringen Größe, insbesondere wegen der Dicke von nur 1 μ , läßt sich das Mineral aus dem die Einlagerungen bestehen nicht direkt bestimmen. Vereinzelt sind Übergänge der unter 1 beschriebenen Zinkblendeeinschlüsse zu den stäbchenförmigen Einlagerungen zu beobachten; es handelt sich bei diesen stäbchenförmigen Einlagerungen ebenfalls um Zinkblende.

Diese Einlagerungen könnten durch Infiltration, als Wachstumseinschlüsse oder durch Entmischung entstanden sein:

a) Infiltration

Für eine Deutung als Infiltration spricht die Beobachtung, daß in manchen Fällen offensichtlich Risse ausgefüllt worden sind. Möglicherweise stellen die Einlagerungen in Abbildung 4 in ihrer girlandenartigen Anordnung Ausfüllungen von Scherrißsystemen dar, die sich in besonders beanspruchten Zonen des Pyrits I bildeten.

Gegen Infiltration spricht die Beobachtung, daß viele Pyrite I randlich frei von Einlagerungen sind, während diese im Inneren gehäuft auftreten.

b) Wachstumseinlagerungen

Als Folge von Einlagerungen während des Wachstums müßte sich beim Pyrit I ein Zonarbau bemerkbar machen. Tatsächlich werden Partien, die frei von Einlagerungen sind, neben Teilen beobachtet, die eine Häufung zeigen. Von Zonarbau kann aber nicht gesprochen werden. Insbesondere dürfte eine Anordnung mit gebogenen Fronten, wie sie die Abbildung 4 zeigt, bei Wachstumseinlagerung nicht auftreten.

c) Entmischungen

Ramdohr (12) gibt an, daß Entmischungen beim Pyrit fast nie zu beobachten sind. Feine Einschlüsse sollen vielmehr Verdrängungsreste oder Einschlüsse in idiomorphem Pyrit

oder auch nachträgliche Infiltrationen sein.

Die Stäbchen erinnern in ihrer Gestalt aber so sehr an Entmischungskörperchen - man denke an Magnetitleisten im Ilmenit - , daß man sie in den Svenningdaler Pyriten I wohl doch so deuten muß. Selbst die Einlagerungen, die Scherrißausfüllungen darstellen, könnten so gedeutet werden, wenn man annimmt, daß der Pyrit I oberhalb der Entmischungstemperatur beansprucht wurde und die Entmischung dann bevorzugt in entstandene Schwächezonen hinein erfolgte.

In Einklang mit Entmischungen stünde auch das Fehlen der kleinen stäbchenförmigen Einlagerungen um große Zinkblende-einschlüsse infolge von Sammelkristallisation.

Die Altersstellung des Pyrits I sowie das Auftreten der oben beschriebenen Einschlüsse und Entmischungen deuten darauf hin, daß es sich um eine Bildung bei hohen Temperaturen handelt.

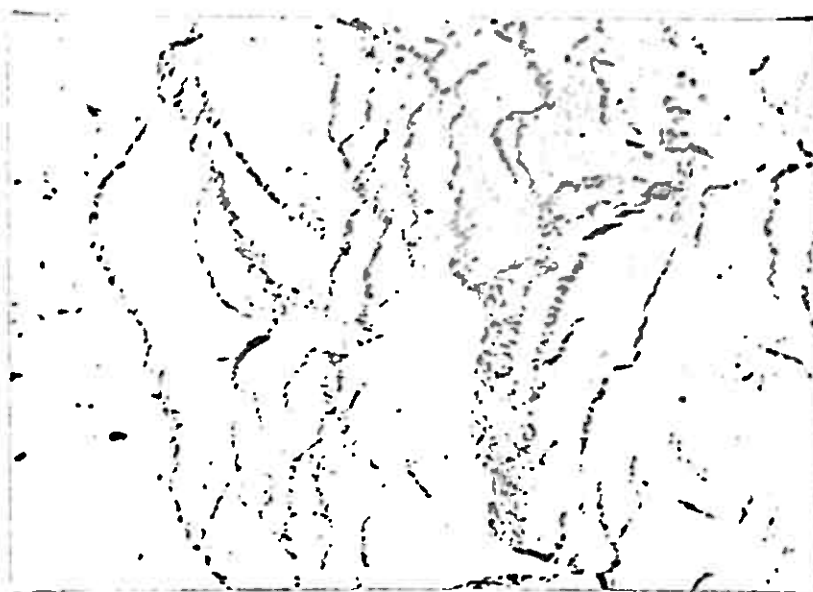


Abb. 4 (500 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Pyrit I (weiß) mit girlandenartig angeordneten Zinkblendeeinschlüssen (schwarz)

Pyrit II

Pyrit II ist gleichalt und jünger als Arsenkies. Als Ausdruck sich überschneidender und gleichzeitiger Kristallisation zeigen gelegentlich in Pyrit II eingebettete idiomorphe Arsenkieskristalle in ihren Kernen kleine Pyrit-II-Würfel, andererseits können ebenfalls idiomorphe Pyrit-II-Einschlüsse in Arsenkies kleine Arsenkieskristalle enthalten.

Gegen die Gangart ist Pyrit II stets idiomorph, gegen Arsenkies in einigen Fällen. Würfel und vereinzelt Pentagondodekaeder treten als Kristallformen auf. Idiomorphe Kristalle finden sich häufig auch in einer Grundmasse aus Kupferkies oder Bleiglanz. Außer Arsenkies treten im Pyrit II keine Einschlüsse auf; er läßt sich so außer durch seine Altersstellung vom Pyrit I unterscheiden.

Pyrit III

Risse und Äderchen im derben Pyrit I und in Pyrit-II-Aggregaten sind mit Pyrit III, Markasit und Kupferkies ausgefüllt. Pyrit III und Markasit sind eng verwachsen, sie können miteinander in allen Mengenverhältnissen auftreten. Lamellar verzwillingte Markasitkörner liegen unzusammenhängend im Pyrit III; in kleinen Bereichen zeigen alle Markasitkörner gleiche Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols, so daß angenommen werden kann, daß sie ursprünglich zu einem Korn gehörten, das von Pyrit III verdrängt worden ist. Daneben ist Pyrit III sicherlich direkt ausgeschieden worden.

Die weiter oben beschriebene Anisotropie des Pyrits III mag neben unterschiedlichem Chemismus durch die Paramorphose verursacht sein. (Abbildung 5)

Pyrit III ist im allgemeinen xenomorph, da er riß- und zwickelfüllend auftritt. Gegen die Gangart ist er gelegentlich idiomorph. Verdrängungen des Pyrits I und II durch Pyrit III/Markasit sind nicht zu beobachten.

In der Pyrit III/Markasit-Verwachsung treten manchmal Körnchen von Magnetkies auf. Pyrit III und Markasit werden von Kupferkies verdrängt.

Das Nebeneinanderauftreten von Pyrit III, Markasit und Magnetkies läßt auf einen sauren bis neutralen Charakter der hydrothermalen Lösungen bei der Ausscheidung schließen.

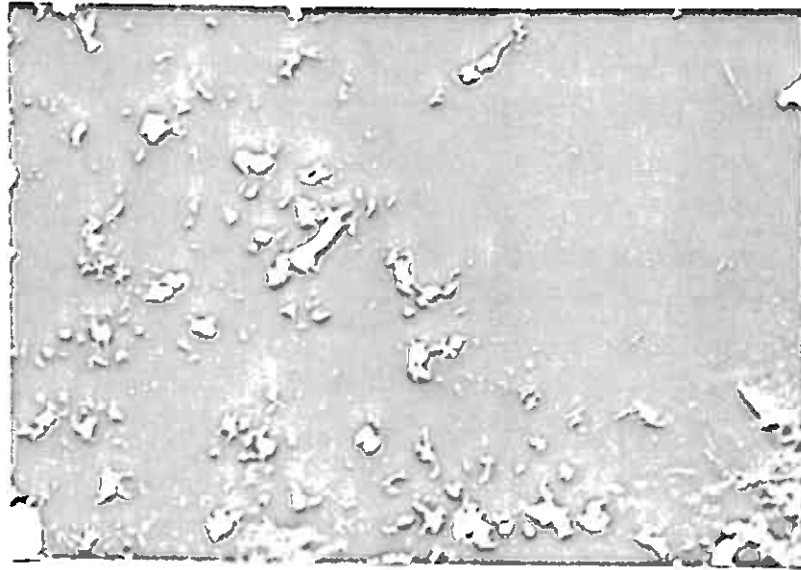


Abb. 5 (350 x, + Nicols, Ölimmersion)

Pyrit I grenzt mit scharfer Kante an ein Gemenge aus Pyrit III (mittelgrau, etwas dunkler als der ebenfalls mittelgraue Pyrit I) und Markasit (schwarz, weiß und graue Zwischentöne).

Riß und Ausbrüche mit Reflexen (weiß)

Pyrit IV (_Deszendenter Pyrit_)

Pyrit IV tritt als deszendente Bildung bei der Verwitterung des Magnetkieses auf. Näheres vergleiche auf Seite 89.

Gefüge und besondere Gefügearten

Zum Gefüge der Pyrite sei über oben beschriebene Beobachtungen hinaus noch folgendes mitgeteilt:

Zonarbau

Bei den Pyriten I und II tritt in einzelnen Fällen infolge von Gangarteinlagerungen ein Zonarbau auf.

Beim Pyrit III deuten feine Farbunterschiede von gelb und gelblichbraun manchmal einen Zonarbau an.

Kataklase

Die Pyritkörner zeigen oft Kataklase als Zeichen einer mechanischen Beanspruchung. Besonders häufig ist sie beim Pyrit I als dem ältesten Sulfid. Die entstandenen Bruchstücke variieren von feinstem Mylonitstaub, der oft von den Lösungen umgelagert worden ist, bis zu großen Körnern, die nur randlich zerdrückt oder in der Mitte durchgebrochen sind.

Auf den Dehnungsrissen kam es zur Hauptsache zur Ausscheidung von Quarz, daneben von Sulfiden wie Kupferkies und Bleiglanz.

Verdrängungen

Die Pyrite I, II und III werden azendent von vielen jüngeren Sulfiden verdrängt. Beobachtet wurden zum Teil orientierte Verdrängungen durch Zinkblende, Fahlerz, Kupferkies, Bleispißglanze und Bleiglanz (vgl. Abb. 6).

Als Verdränger anderer Sulfide tritt nur der Pyrit III gegenüber dem Markasit auf.

Bei der Verwitterung werden alle Pyrite durch Lepidokrokit und Goethit - zum Teil pseudomorph (vgl. Abb. 47) verdrängt.

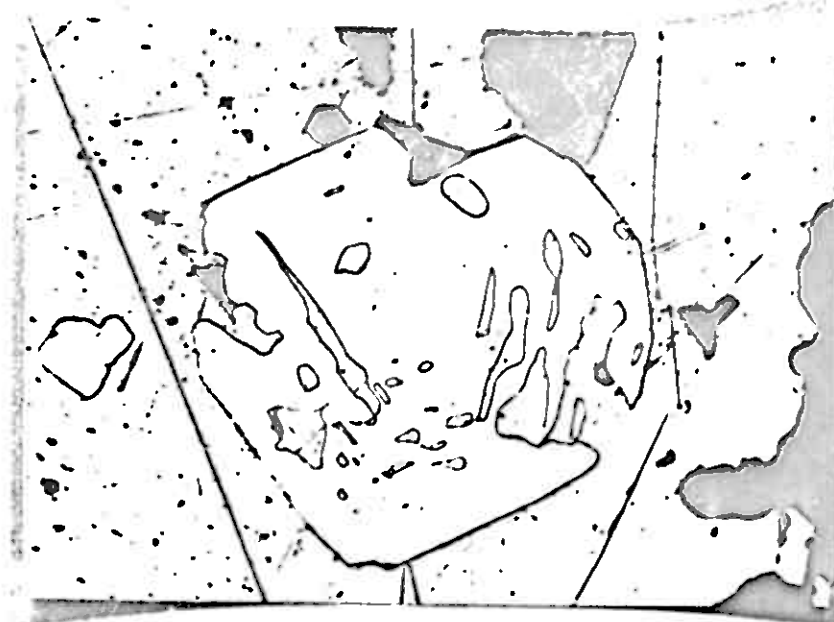


Abb. 6 (70 x, 1 Nicol, Luft)

Ein idiomorpher Pyrit-II-Kristall (weiß) wird von Bleiglanz (hellgrau, mit Kratzern) korrodiert. Randlich führt die Verdrängung zu runden Formen. Im Kern erfolgt sie nach (100) und (110) bzw. (111).

Zinkblende (grau), Ausbrüche (schwarz)

Ausschnitt aus dem Paragenese-Diagramm

	assendent			deszendend
	I	II	III	
Pyrit	XXXXX	XXXXX	XXXX	XXX
Markasit			XXX	XXX
Arsenkies		XXXX		
Zinkblende			XXXX	
Kupferkies			XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	

ARSENKIESAllgemeinesVerbreitung

Arsenkies ist in vielen Handstücken bereits makroskopisch zu erkennen, bei der mikroskopischen Untersuchung findet er sich in fast allen Anschläffen.

Nach Pyrit steht er mengenmäßig an zweiter Stelle. In den Erzen aus dem Jakob Knudsen Gang tritt er selbständig in derben Massen, daneben zusammen mit Pyrit auf. In den Proben aus dem Svenningdal Gang kommt der Arsenkies nur in Einzelkristallen und Aggregaten vor.

Während die übrigen Sulfide streng an die Gangfüllung gebunden sind, finden sich Arsenkiesimprägnationen noch bis zu einigen Zentimetern im Nebengestein.

Chemismus

Nach J.H.L. Vogt (24) wurden im Arsenkies Gehalte von 0,007 bis 0,03 % Ag bestimmt. Da der Arsenkies - wie die mikroskopische Untersuchung zeigt - stets mit Bleiglanz verwachsen ist, stammt der Silbergehalt wahrscheinlich aus dem Bleiglanz.

Kornform

Der Arsenkies ist in Quarz und Sulfide eingewachsen. Da er eines der ältesten Sulfide ist, findet er sich überwiegend in idiomorphen Kristallen. Im Habitus schwankt er zwischen isometrisch und langsäulig. Die Kristalle sind flächenarm, sie erreichen Größen bis zu einem Zentimeter und zeigen kennzeichnende Streifung. Makroskopisch ist häufig eine Durchwachsungsverzwilligung zu beobachten.

In derben Erzen sind die Körner hypidiomorph bis xenomorph und schwach verzahnt miteinander verwachsen.

Optik

Die erzmikroskopischen Eigenschaften des Arsenkieses entsprechen den Angaben nach Ramdohr (14). Da neben Arsenkies sowohl Löllingit als auch Gudmundit vorkommen, ist die Diagnose nur eindeutig, wenn mit gekreuzten Nicols nachgeprüft wird.

GefügeZwillingsbildungen

- a) Die bereits am Handstück erkennbare Durchwachsungsverzwilligung von Arsenkies wurde unter dem Mikroskop häufig beobachtet.

Gegen die Gangart idiomorphe Arsenkieskristalle zeigen gegeneinander keine scharfe Zwillingsgrenze sondern sind verzahnt miteinander verwachsen. (Abb. 10)

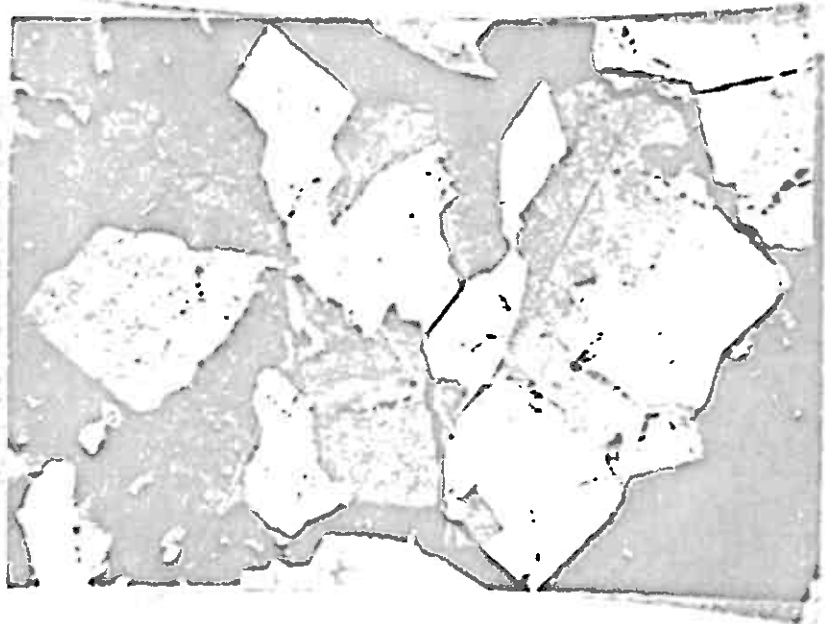


Abb. 7 (100 x, + Nicols, Luft)

Gegen Gangart (schwarz mit weißen Innenreflexen) idiomorphe Arsenkieskristalle zeigen Durchwachsungsverzwilligung.

- b) Unter dem Mikroskop zeigen die meisten Arsenkieskristalle einen Aufbau aus mimetischen Zwillingen. Die Abbildung 8 läßt zwischen gekreuzten Nicols den Aufbau des rhombischen Kristalls aus fünf Individuen und damit seine pseudorhombische Form erkennen.
- c) Die Einzelkristalle ihrerseits sind polysynthetisch aus dünnen Lamellen aufgebaut. Diese Lamellen liegen // (100) der rhombischen Aufstellung (vgl. Abb. 8). Das Kernindividuum zeigt infolge der schrägen Schnittlage eine flammenförmige Ausbildung der Lamellen (Abb. 9 und 10).



Abb. 8 (300 x, + Nicols, Ölimmersion)

Mimetischer Arsenkieszwilling. Die Zwillingsindividuen zeigen Aufbau aus Lamellen und Zonarbau.

Zonarbau

Zonarbau tritt häufig auf. Zumeist beruht er auf einer Einlagerung von Gangart.

Daneben wird er durch einen Wechsel im Chemismus des Arsenkieses verursacht und äußert sich in den optischen Eigenschaften (vgl. Abb. 8).

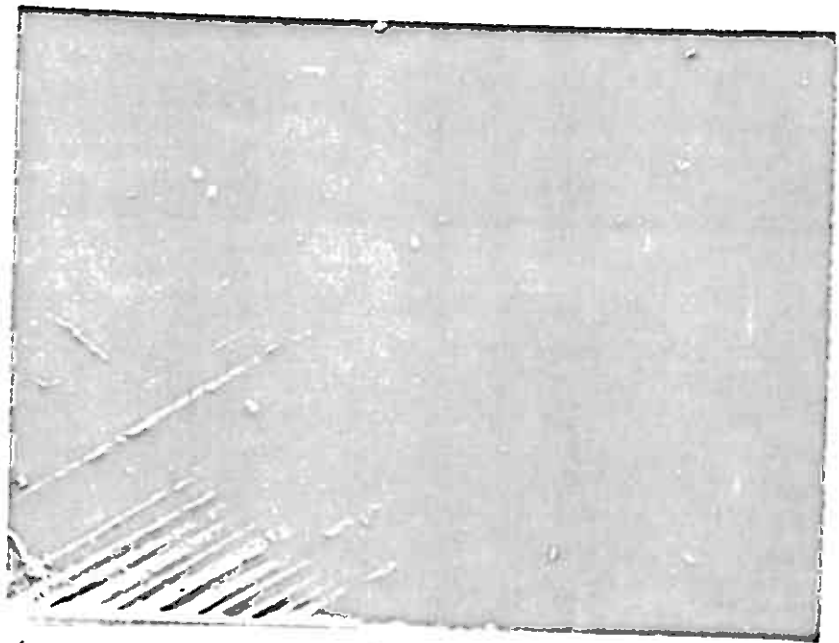


Abb. 9 (600 x, + Nicols, Ölimmersion)

Der Ausschnitt aus einem der mimetischen
Zwillingsindividuen zeigt dessen lamellaren
Aufbau.



Abb. 10 (600 x, + Nicols, Ölimmersion)

Die Abbildung zeigt eine scharfe lamellare
Verzwilligung bei den randlichen Individuen
und eine wegen der schiefen Schnittlage
flammenförmig erscheinende im Kernindividuum.

Mechanische Beanspruchung

Auf mechanische Beanspruchung hat der Arsenkies mit Kataklasten reagiert. Die Sprünge sind mit Gangart oder jüngeren Sulfiden ausgefüllt.

In Einzelfällen tritt Druckverzwillingung in Verbindung mit Gleitung auf.

Besondere Gefügearten

Verdrängungen

Aktiv verdrängt der Arsenkies nur Löllingit. Näheres vergleiche dort.

Folgende Verdrängungen des Arsenkieses treten häufig auf:

Bleiglanz
Bleispießglanze
Zinkblende
Fahlerz

Genetische Stellung

Der Arsenkies tritt in Svenningdal wie in vielen anderen Ag-reichen Blei-Zink-Erzgängen auf.

In den Svenningdalerzen gelangte er nur einmal und zwar heilothermal zur Ausscheidung. Diese erfolgte nach der des ältesten Pyrits (Pyrit I) und hielt bis zur Kristallisation des Pyrits II an.

Eine von anderen Lagerstätten bekannte spätere Generation von Arsenkies wurde nicht beobachtet.

Sämtliche Verwachsungen mit anderen Sulfiden stellen Verdrängungen durch diese dar und sind nie poikilitische Einschlüsse im Arsenkies.

LÖLLINGIT

Löllingit ist in den Erzen von Svenningdal sehr selten. Er wurde nur in Anschliffen von einem Handstück gefunden, in diesen tritt er aber in deutlichen Mengen auf.

Die Bestimmung des Löllingits war eindeutig möglich, da er im Kontakt mit Arsenkies auftritt. Bireflexion und Anisotropie sind wesentlich intensiver als die des Arsenkieses.

Löllingit tritt nur in Relikten im Arsenkies auf. Die Abbildung 11 zeigt orientiert eingelagerte Reste von verdrängtem Löllingit in Arsenkies. Die Korrosion erfolgt teilweise parallel zu Richtungen des Löllingits und parallel zu Richtungen des daraus entstandenen Arsenkieses.

Gelegentlich zeigt der Löllingit eine dem Arsenkies ähnelnde lamellare Verzwillingung.

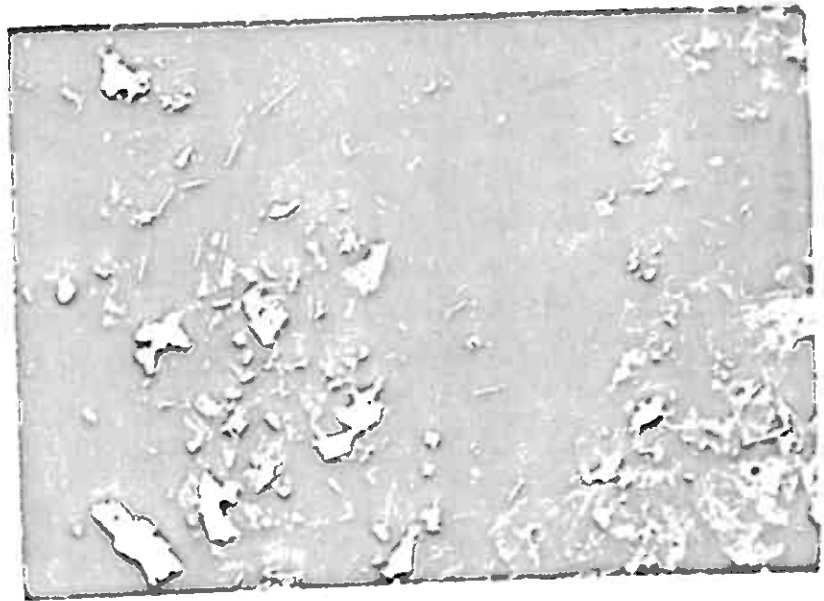


Abb. 11 (200 x, + Nicols, Luft)

Ein Aggregat von Arsenkieskristallen (hell- bis mittelgrau) enthält Reste von verdrängtem Löllingit (weiß).

Gangart (schwarz mit weißen Innenreflexen)

ZINKBLENDEAllgemeinesVerbreitung

Zinkblende tritt nach Pyrit und Arsenkies mengenmäßig an dritter Stelle auf.

In den derben Pyriterzen des Jakob Knudsen Ganges findet man Aggregate von einigen Zentimetern Größe. In Handstücken aus den Reicherzpartien des Svenningdal Ganges gibt es Zinkblendeeinzelkristalle von 5 cm Größe, die allerdings nicht idiomorph ausgebildet sind.

Bei der mikroskopischen Untersuchung wurde sie fast in allen Anschliffen beobachtet.

Chemismus

Von Oftedal (12) liegt eine spektroskopische Untersuchung einer Zinkblendeprobe aus Svenningdal vor.

Die mit Zink diadochen Elemente liegen nach dieser Analyse in folgenden Gehalten vor:

Fe	5	%
Cd	0,5	%
Mn	0,05	%
Ga	0,001	%
In	0,001	%
Sn	0,0003	%

Weiterhin wurden bestimmt:

Pb	3	%
Sb	3	%
Cu	0,5	%
Ag	0,001	%
Bi	0,003	%

Mit einem diadochen Ersatz des Zinks durch Eisen von einigen Prozenten muß gerechnet werden, wenngleich ein Teil des

Innenreflexe

Bei der Beobachtung in Luft sind vereinzelt Innenreflexe sichtbar, in Öl treten sie häufig auf. In den meisten Fällen sind sie rotbraun, oft blutrot, gelegentlich auch gelbbraun.

Gefüge

Zwillingsbildung

Recht verbreitet ist in den Zinkblenden der Lagerstätte eine lamellare Verzwillingung.

Die kristallographische Ausrichtung dieser Verzwillingung zeigt die Abbildung 12. Hier ist bei günstiger Schnittlage in einem Korn in der Mitte des Bildes zu erkennen, daß eine Zwillingsbildung nach (111) vorliegt.

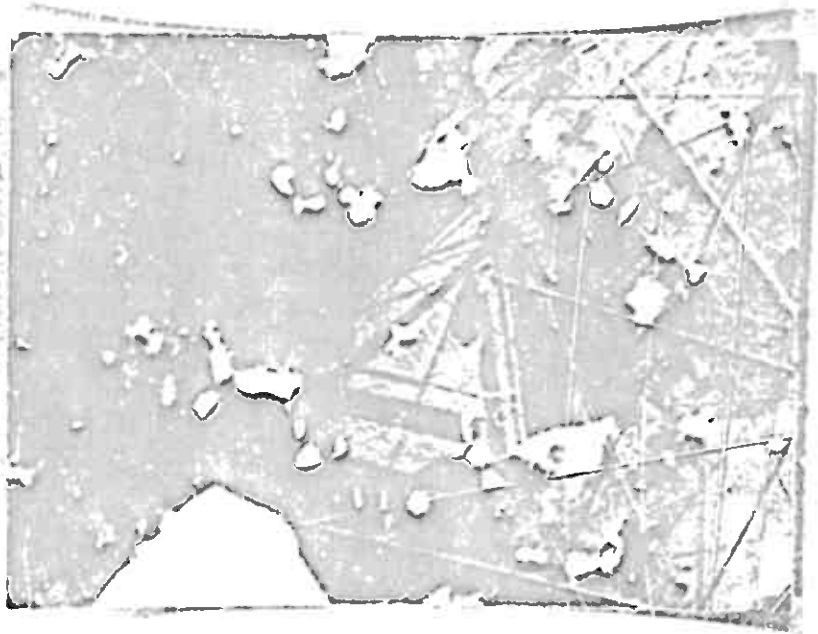


Abb. 12 (400 x, + Nicols, Ölimmersion)

Verzwilligte Zinkblende (weißgrau bis mittelgrau). Das Korn in der Mitte zeigt, daß die Verzwillingung nach (111) erfolgte.

Pyrit (weiß), Ausbrüche (schwarz mit weißen Reflexen), Innenreflexe der Zinkblende (verschwommen. weiß)

Entmischungen

- a) Zinkblende als Entmischung in Pyrit I siehe Seite 37
- b) Gegenseitige Entmischung von Zinnkies und Zinkblende siehe unter Zinnkies Seite 55.
- c) Kupferkies

Entmischungen von Kupferkies beim Absinken der Temperatur aus Kupfer-reicher Zinkblende kommen gelegentlich vor. Andererseits sind zwischen beiden Mineralien auch orientierte Verwachsungen möglich, so daß in vielen Fällen nicht zwischen Entmischung und Sammelkristallisation unterschieden werden kann. Insbesondere verwischt die Sammelkristallisation feine Strukturen.

Verdrängungen

Als Verdränger der Zinkblende tritt insbesondere der in der Mineralisation folgende Bleiglanz auf. Zinkblendekörner und -aggregate werden vom Rande her angegriffen, ohne daß besondere Richtungen bevorzugt werden. In gleicher Weise wird die Zinkblende durch Bleiglanz-Bleispießglanzgemenge verdrängt (Abb. 13).

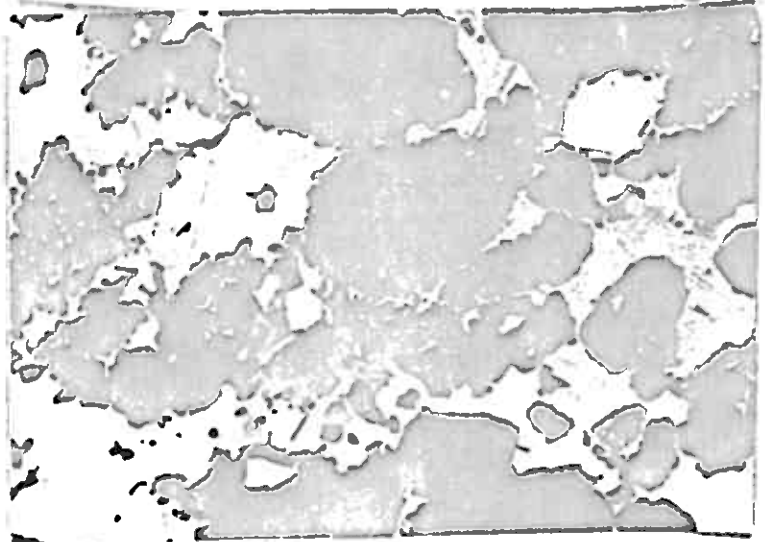


Abb. 13 (200 x, 1 Nicol, Luft)

Zinkblende (dunkelgrau) wird von einem Bleiglanz-Bleispießglanzgemenge (hell- bis mittelgrau) verdrängt.

Arsenkies (weiß)

Genetische Stellung

Es sind zwei Generationen von Zinkblende zu unterscheiden.

1) Zinkblende mit Pyrit I

Dieser Fall ist ausführlich unter Pyrit I behandelt
(vgl. Seite 34).

2) Nach der Kristallisation von Pyrit I, Arsenkies und Pyrit II
gelangt die Hauptmenge der Zinkblende zur Ausscheidung,
darauf folgen Fahlerz und Bleiglanz.

Die Beziehung dieser Zinkblende zu Kupferkies, die Vergesellschaftung mit Magnetit und die Zinnkiesentmischung deuten an, daß es sich um eine heihydrothermale Bildung handelt.

MAGNETIT

In Anschliffen von einem Handstück wurden in einer eisenreichen Zinkblende mengenmäßig ganz untergeordnet um 100 μ große idiomorphe Magnetitkristalle beobachtet.

Da das Auftreten von Magnetit ungewöhnlich erschien, wurde die erzmikroskopische Bestimmung mit einer Untersuchung an der Mikrosonde bestätigt.

Die Magnetitkristalle sind je nach Schnittlage leistenförmig oder zeigen hexagonale Umrisse.

Der Magnetit scheint eine hydrothermale Bildung zu sein und nicht ein aus dem Nebengestein übernommenes Relikt darzustellen.

Nach Ramdohr (14) ist Magnetit in hydrothermalen Gängen recht selten und gilt hier als ein Anzeichen hoher Bildungstemperaturen und großer Bildungstiefe.

Mit hohen Bildungstemperaturen ist in Svenningdal auch bereits aufgrund von Kupferkies- und Zinnkiesentmischungen und hohem Eisengehalt der Zinkblende zu rechnen.



Abb. 14 (800 x, 1 Ficol, Ölimmersion)

Idiomorpher Magnetitkristall (hellgrau) in
Zinkblende (grau)

Pyrit (weiß), Ausbrüche (schwarz)

ZINNKIESAllgemeinesVerbreitung

Der Zinnkies gehört zu den extensiv und intensiv seltensten Sulfiden der Lagerstätte. Bei der Untersuchung von rund 100 Handstücken wurde er nur in Anschliffen von zwei Proben gefunden.

Leider waren die vom Mineralogisk-Geologisk Museum in Oslo überlassenen Stücke ohne nähere Ortsangaben. Dem allgemeinen Eindruck nach muß es sich um Stücke aus den oberen Partien (Reicherspartien) des Svenningdal Ganges handeln.

Chemismus

Seit den spektroskopischen Untersuchungen von Oftedahl (12) ist bekannt, daß die Svenningdalerze Zinn enthalten.

Oftedahl bestimmte an Proben von Bleiglanz einen Gehalt von 0,001 % Sn, an solchen von Zinkblende 0,0003 % Sn. Examkroskopisch wurde Zinnkies nur mit Zinkblende vergesellschaftet gefunden.

Optik

Die optischen Eigenschaften des Zinnkieses entsprechen in allem den Angaben der Literatur (Ramdohr, 14). Es wurde nur der normale Zinnkies vorgefunden und kein Mineral aus der Gruppe der Zinnkiesverwandten.

Zwillingsbildung

Eine Verzwillingung, die oft lamellar ausgebildet ist, wurde in vielen Körnern angetroffen.

Die Verzwillingung erfolgt nach (111), es scheint sich in allen Fällen um eine Wachstumsverzwillingung zu handeln.

Auftreten des Zinnkieses

1. Selbständiger Zinnkies

Zinnkies tritt in meist verzwilligten rundlichen Einzelkörnern und langgestreckten Aggregaten aus fünf bis zehn Körnern auf. In dieser Form findet er sich im Fahlerz und an der Grenze vom Fahlerz zur Zinkblende. Gegen andere Sulfide zeigt er keine Idiomorphie, in den Aggregaten sind die Körner gegeneinander hypidiomorph bis idiomorph. Ein Teil des Zinnkieses füllt Zwickel im Fahlerz.

2. Zinnkies als Entmischung in Zinkblende

Die Zinkblende enthält emulsionsartig Schwärme von kleinen rundlichen bis tropfenförmigen Zinnkieskörnern, die oft zu amöbenartigen Formen zusammengefließen sind (Abb. 15).

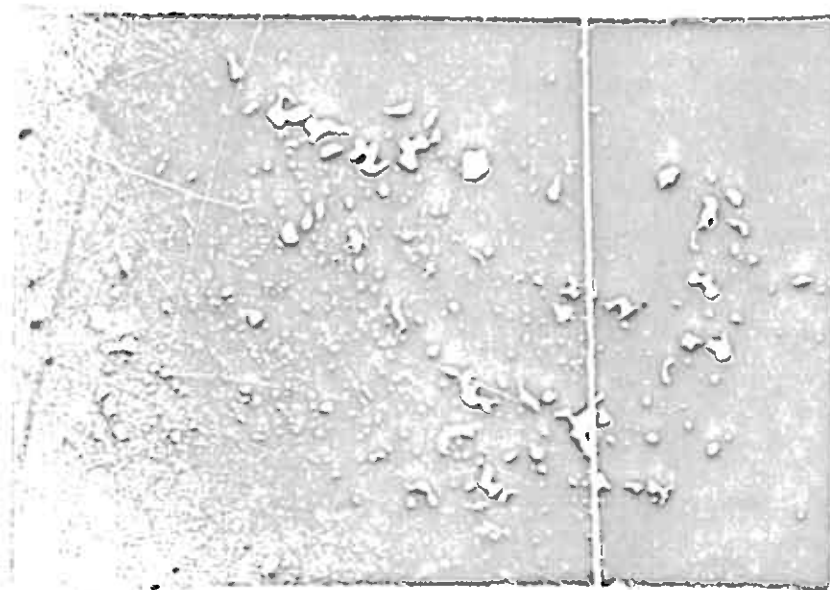


Abb. 15 (300 x, 1 Nicol, Luft)

Zinnkiesentmischung (hellgrau) in Zinkblende (mittelgrau)

Die Entmischungskörperchen sind durch Sammelkristallisation zusammengefließen.

3. Zinnkies mit Entmischungen von Zinkblende

In der Zinkblende treten ähnlich dem unter Punkt 1 beschriebenen Vorkommen große Körner und Aggregate von Zinnkies auf. Die Körner sind rundlich, die Grenzen gegen die Zinkblende wechselnd konkav oder konvex, selten geradlinig. Sie enthalten emulsionsartig viele kleine Entmischungskörperchen von Zinkblende.

Die Abbildung 16 zeigt Zinnkies mit Zinkblendeentmischungen. Vorwiegend randlich sind die Entmischungskörper sehr fein, gegen das Innere zu treten größere Körner auf. Im abgebildeten Beispiel sind diese zum großen Teil viereckig mit weichen Ecken. Die Umrisse lassen eine gleiche Orientierung im gesamten Zinnkieskorn erkennen. Aufgrund der Formen läßt sich schließen, daß die Orientierung nach (100) erfolgte.

In einem anderen Fall (Abb. 17) enthält der Zinnkies feine Leisten, die ihm nach drei Richtungen orientiert eingelagert sind. Diese Entmischung erfolgte offensichtlich nach (111) des Zinnkieses.

Die unter Punkt 2 und 3 beschriebenen Entmischungen deuten hohe Bildungstemperaturen an, wenn auch diese im Einzelfall nicht zahlenmäßig angegeben werden kann.

Entsprechende Entmischungen von Kupferkies aus Zinnkies wurden in der Svenningdalerzen nicht vorgefunden, obwohl sie infolge ähnlicher Gitterbeziehungen ebenfalls zu erwarten gewesen wären,

Genetische Stellung

Zinnkies kommt erfahrungsgemäß in heißhydrothermalen Gängen verknüpft mit Zinnstein vor.

Wesentlich seltener ist der bei der Lagerstätte Svenningdal vorliegende Fall des Auftretens im hochtemperierten Teil einer Lagerstätte, die keine Beziehung zur Zinnsteinparagenese zu haben scheint.

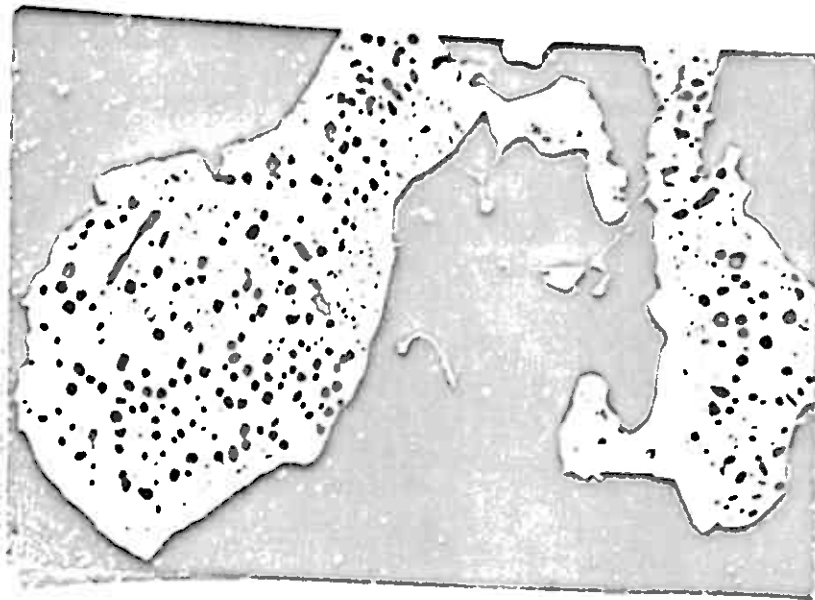


Abb. 16 (800 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Zinnkies (hellgrau) in Zinkblende (dunkelgrau)

Der Zinnkies enthält randlich feine, zur Mitte gröbere Entmischungskörper von Zinkblende eingelagert nach (100).



Abb. 17 (800 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Zinnkies (hellgrau) in Zinkblende (dunkelgrau)

Der Zinnkies enthält Zinkblendeentmischungskörper eingelagert nach (111).

Bleiglanz (weiß), Ausbrüche (schwarz)

FAHLERZAllgemeinesVerbreitung

Fahlerz kommt in deutlichen Mengen vor und ist in fast allen Handstücken und Anschliffen enthalten.

Mikroskopisch lassen sich zwei Fahlerze - siehe unten - unterscheiden. Das häufigste ist Fahlerz I, Fahlerz II tritt nur in Spuren auf.

In Handstücken ist Fahlerz mit bloßen Auge gut erkennbar. Es kommt eingesprengt in maximal einige Millimeter bis zu einem Zentimeter großen Aggregaten in Gangart und verwachsen mit Sulfiden vor.

Optik

Das Fahlerz von Sverningdal ist in allen untersuchten Fällen isotrop.

Es lassen sich aufgrund von Farbnuancen deutlich zwei Fahlerze unterscheiden, die als Fahlerz I und II bezeichnet werden sollen. Da die Farbstiche erst in Öl deutlich zu beobachten sind, beziehen sich folgende Farbangaben auf die Betrachtung in Ölimmersion.

Fahlerz I ist schmutzig olivgrün und hat einen Stich nach creme. An frisch polierten Schliffen erweist sich manchmal, daß es nicht einheitlich ist. Verwachsen mit diesem ist eine Komponente, die fast die gleiche Farbe mit einer Nuance nach bläulichgrün hat. Das Reflexionsvermögen erscheint ganz gering höher. Beide Komponenten unterscheiden sich aber so wenig, daß die Verwachsung oft nicht auflösbar ist. Es werden beide daher nicht getrennt bezeichnet sondern im folgenden als Fahlerz I gemeinsam beschrieben.

Das Fahlerz II zeigt einen deutlichen Unterschied zu den oben beschriebenen. Das Reflexionsvermögen ist deutlich geringer. Die Farbe ist olivgrün mit einem Stich nach dunkelgrün.

Chemismus

Analysen von Fahlerz werden von J.H.L. Vogt mitgeteilt (24): In Einzelfällen enthielt Fahlerz zwischen 18 % und 13 % Ag. Da die analysierten Proben nicht mikroskopisch untersucht wurden, bleibt ungewiß, ob dieser hohe Silbergehalt allein aus dem Fahlerz stammt - also ein Freibergit vorlag - oder durch Verwachsung mit Silbermineralien zustande kam. Erz-mikroskopisch ist es zu unsicher, eine der Komponenten des Fahlerzes I oder das Fahlerz II als Freibergit zu identifizieren. Häufig wurden Verwachsungen aller Fahlerze mit Rotgültigerz beobachtet, die durchaus bei einer Pauschalanalyse die angegebenen oder noch höhere Silbergehalte ergeben würden.

Andere Fahlerzproben hatten zwischen 4,6 % und 5,2 % Ag, in der Hauptmasse enthielt Fahlerz zwischen 3 % und 4 % Ag. Sicherlich tragen auch hier stets andere Silbersulfide zum Silbergehalt bei. Aufgrund der erzmikroskopischen Eigenschaften ist es wahrscheinlich, daß das Fahlerz I einen Mischkristall aus der Reihe Freibergit/ Kupfer-Antimon-Fahlerz mit einem realen Silbergehalt in der Größenordnung um 3 % Ag entspricht.

Eine Probe von Svenningdal ergab nach J.H.L. Vogt (24) einen Kupfergehalt von 33,1 % Cu. Dieser Prozentsatz liegt im normalen Bereich für Cu-Sb-Fahlerz.

Kornform

Fahlerz I füllt meist Zwickel in älteren Sulfiden oder ist in rundlichen Aggregaten in jüngeren Sulfiden enthalten. Idiomorphe Formen treten ganz selten auf und sind nur gegen die Gangart entwickelt.

Fahlerz II ist häufig gegen die Gangart idiomorph (Abb. 18), daneben sitzt es auf Rissen und Spalten in älteren Sulfiden, bevorzugt im Fahlerz I und im Rotgültigerz.

Besondere GefügeartenMyrmekite

Die Beschreibung eines Fahlerz-Magnetkies-ged. Antimon-Kupferkies-Myrmekits vergleiche beim Magnetkies auf Seite 85 .

Verdrängungen

Folgende Verdrängungen des Fahlerzes treten auf - Beschreibung siehe bei diesen Mineralien -:

Kupferkies
Gudmundit
Rotgültigerz
Dyskrasit
ged. Antimon
Karbonat
Covellin

Aktiv verdrängt das Fahlerz Pyrit und Arsenkies.

Entmischungen

In einigen Schliffen enthält Fahlerz I tropfenförmige bis spindelige Körper von Kupferkies von 5 - 10 μ Größe, die Entmischungen sein könnten. Da Fahlerz in allen Stadien vom Kupferkies verdrängt wird, kann es sich auch um eine gerade beginnende Verdrängung handeln. Eine beobachtbare Orientierung könnte ebenfalls in beiden Fällen auftreten.

Genetische Stellung

Fahlerz I gelangt nach der Zinkblende zur Ausscheidung. Wie seine Verdrängung durch Kupferkies zeigt, ist es älter als dieser. Mit Fahlerz I ist Gold zur Ausscheidung gekommen. Häufig enthält es feinste Tröpfchen von gediegen Gold, manchmal gehäuft an der Grenze zum Bleiglanz.

Die beiden oben beschriebenen Komponenten des Fahlerzes I scheinen gleich alt zu sein.

Fahlerz II ist eine späte Bildung und tritt gemeinsam mit Rotgültigerz, Kupferkies und Gudmundit in Rissen im Fahlerz I und in anderen Sulfiden auf. Wie sich manchmal zeigt, ist es älter als ein Teil des Rotgültigerzes.

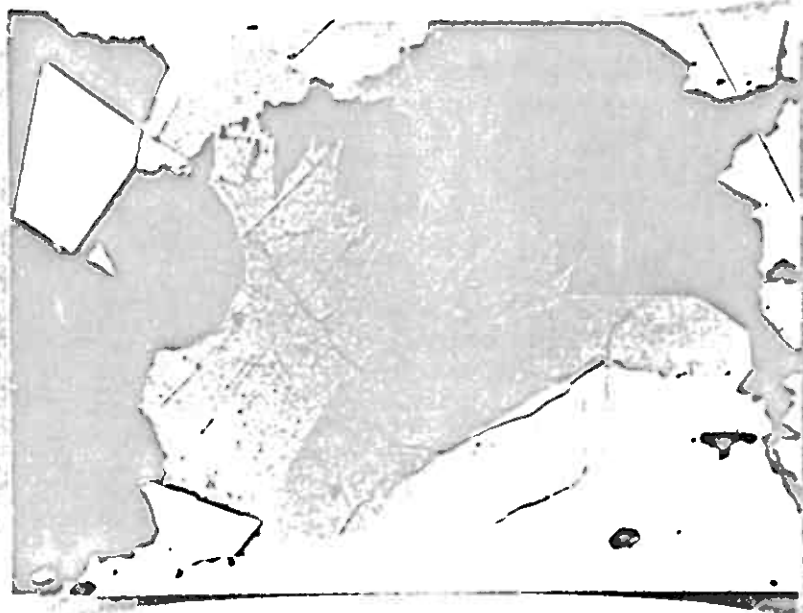


Abb. 18 (300 x, 1 Nicol, Luft)

Auf Fahlerz I (helles Mittelgrau) sitzt Fahlerz II (dunkles Mittelgrau). Es ist idiomorph gegen die Gangart (schwarz) und gegen Rotgültigerz (mittelgrau, zerkratzt, mit feinen schwarzen Flecken infolge beginnender Lichtätzung).

Zinkblende (dunkelgrau), Arsenkies (weiß), Bleiglanz (weißgrau)

GEDIEGEN GOLDVerbreitung

Aufgrund der Analysen aus der Betriebszeit der Bergwerke war bekannt, daß das Wascherz einen Goldgehalt von 5-10 g/t hatte, Einzelstufen ergaben bis zu 15 g/t Au.

Der Wert des Goldes deckte einen großen Teil der Transportkosten der Erze zur Scheideanstalt in Freiberg (Vogt, 24). Unter dem Mikroskop wurde in den meisten Anschliffen gediegen Gold beobachtet, ja, es gelang sogar an einigen Handstücken das Gold als feinste Körnchen auch megaskopisch zu erkennen. Das gediegen Gold findet sich häufig auf feinen Rissen und auf Äderchen, die Pyrit oder Arsenkies durchziehen. Es handelt sich hierbei um Gold, das gleichzeitig mit Fahlers, Kupferkies oder Bleiglanz zur Ausscheidung gelangte, wie in einigen Fällen die abwechselnde Füllung der Risse mit diesen 4 Erzen zeigt. Außerdem werden isometrische Ausscheidungen von gediegen Gold auch in Bleiglanz- oder in Kupferkiesgrundmasse beobachtet, vorzugsweise an Pyrit oder Arsenkies angelehnt. (vgl. Abb. 19 und Abb. 20).

Optik und Chemismus

Das gediegen Gold kommt mit wechselnden Silbergehalten vor. Die Farbe und das Reflexionsvermögen variieren dann über einen bestimmten Bereich. Ein Beispiel wurde halbquantitativ mit der Mikrosonde untersucht. Es ergab sich, daß ein Goldkorn mit hellbraunem Stich einen dreifachen Silbergehalt gegenüber einem mit Stich nach Grün hatte.

Genetische Stellung

In allen beobachteten Fällen handelt es sich um ascendente gebildetes gediegen Gold. Manchmal tritt es isoliert auf Rissen in Arsenkies oder Pyrit auf. Wie sich aber erweist, gehört es nicht einer Arsenkies-Quarz-Paragenese an, sondern ist mit Fahlers I vergesellschaftet. Weiterhin tritt gediegen Gold zusammen mit Kupferkies und Bleiglanz auf.



Abb. 19 (500 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Gediegen Gold (weiß), Fahlerz I (dunkelgrau)
und Kupferkies (hellgrau) auf Rissen im
Arsenkies (grau).



Abb. 20 (400 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Aggregat von gediegen Gold (weiß) in Blei-
glanz (mittelgrau) an der Grenze zu Pyrit
(weißgrau), daneben Kupferkies (hellgrau)

MARKASITAllgemeinesVerbreitung

Markasit wurde erst bei der mikroskopischen Untersuchung der Erze aufgefunden.

Neben deszendenter durch Einfluß der Verwitterung gebildetem Markasit kommt auch primärer, aszendenter gebildeter vor. Beide sind recht verbreitet, treten aber nur in geringen Mengen auf. Das Vorkommen des deszendenter Markasits ist auf Handstücke beschränkt, die von den Malden stammen. Aszendenter Markasit ist vergesellschaftet mit Pyrit und Kupferkies.

Optik

Die optischen Eigenschaften des aszendenter und des deszendenter Markasits sind gleich und entsprechen den Angaben der Literatur (Ramdohr, 14).

Kornform

Aszendenter Markasit, der mit Pyrit III verwachsen ist, weist Anzeichen auf, daß er ursprünglich in idiomorphen bis hypidiomorphen Körnern vorgelegen hat, bevor er vom Pyrit III verdrängt wurde (siehe unten). Gegen die Gangart ist häufig Idiomorphie zu beobachten. Die Korngröße erreicht bis zu 500 μ .

Deszendenter Markasit ist stets feinkörnig mit Größen bis zu 100 μ ; er ist xenomorph.

GefügeZwillingsbildung

Der größte Teil des Markasits ist verzwillingt. Es handelt sich um lamellare Wachstumswillinge. Die Breite der Lamellen kann recht unterschiedlich sein. Oft ist die eine Hälfte eines

Kornes frei von Lamellen, während die andere Hälfte aus feinen Lamellen aufgebaut ist.

Genetische Stellung

Aszendenter Markasit

Markasit vergesellschaftet mit Pyrit III

Im großen gesehen ist der Markasit gleichaltrig mit Pyrit III und Kupferkies. Im einzelnen beobachtet man, daß der Markasit und der Pyrit III älter sind als der Kupferkies. Von den beiden FeS_2 -Modifikationen hat zuerst der Markasit in idiomorphen bis hypidiomorphen Körnern, die dicht miteinander verwachsen waren, vorgelegen. Diese wurden von dem direkt folgenden Pyrit III größtenteils verdrängt, so daß nur noch Markasitrelikte aufzufinden sind (Abb. 21).

Streifiger Markasit (aus Magnetkies hervorgegangener Markasit)

Häufig kommen Aggregate von streifig angeordnetem Markasit vor, die Pseudomorphosen nach Magnetkies sind. Parallel zur Basis des Magnetkieses sind Lamellen entstanden, die jeweils gleich orientierten Markasit enthalten. Senkrecht zur Längserstreckung der Lamellen sind Körner von Markasit im allgemeinen in einer Schicht aufgereiht. Die Lamellen liegen parallel oder sind büschelig aufgeblättert. Die Zwischenräume sind von Gangart ausgefüllt, in einigen Fällen wurde auch Bleiglanz beobachtet. Dies gestattet es, die Magnetkiesumbildung zu Markasit vor der Bleiglanzausscheidung einzuordnen. Demnach ist der streifige Markasit vermutlich gleich alt mit dem bereits beschriebenen, der mit Pyrit III vergesellschaftet ist.

Deszendenter Markasit

Mit Sicherheit deszendenter Markasit entsteht - oft gleichzeitig mit Pyrit - bei der Verwitterung von

Magnetkies

Kupferkies

Zinkblende
Cubanit

Neben der Neubildung des Markasits kommt es bei der Verwitterung zur Umwandlung des aszendenden wie auch des deszendenden Markasits zu Goethit und Lepidokrokit.



Abb. 21 (300 x, + Nicols, Ölimmersion)

Relikte ursprünglich zusammenhängender Markasitkörner (weiß, grau, schwarz) liegen in anisotropem Pyrit III (mittel- bis dunkelgrau).

KUPFERKIESAllgemeinesVerbreitung

Kupferkies tritt mengenmäßig nach Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz und Bleispiessglanzen an sechster Stelle mit einem geschätzten Anteil von 5 % auf.

Er ist sehr verbreitet und kann fast in jedem Anschliff aufgefunden werden. Es bestehen alle Übergänge zwischen Erzen, die zu einem Drittel Kupferkies führen und solchen, die nur Spuren enthalten.

In den untersuchten Proben wurde Kupferkies als Füllung von Rissen und lagerartig zusammen mit anderen Sulfiden beobachtet. Er war stets xenomorph und bildete die Grundmasse. J.H.L. Vogt (24) beschreibt das Auftreten von kleinen idiomorphen Kupferkieskristallen.

Optik

Die optischen Eigenschaften des Kupferkieses entsprechen den Angaben der Literatur (Ramdohr, 14).

Der Kupferkies ist in Svenningdal als Durchläufer (siehe seine genetische Stellung) bei hohen, mittleren und tiefen Temperaturen zur Ausscheidung gelangt. Entsprechend zu anderen Lagerstätten zeigt er auch hier eine Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der Bildungstemperatur:

Hochtemperiert gebildeter Kupferkies zeigt bereits in Luft zwischen gekreuzten Nicols eine deutliche Anisotropie, in Öl ist gelegentlich bereits bei Beobachtung mit einem Nicol Bireflexion zu erkennen, zwischen gekreuzten Nicols ist die Anisotropie stark und farbig.

Der bei tiefer Temperatur gebildete Kupferkies ist - gleiche Beleuchtungsstärke vorausgesetzt - selbst in Öl nur schwach anisotrop.

Genetische Stellung

Bei allen Temperaturen ist es zur Ausscheidung von Kupferkies gekommen.

Die ältesten Bildungen sind tropfenförmige Einschlüsse im Pyrit I. In größeren Mengen wurde der Kupferkies gleichzeitig und anschließend an die Kristallisation der Zinkblende abgesetzt.

Nur ein geringer Teil des Kupfers ist in weiteren Mineralien wie Fahlerz, Zinnkies, Bournonit und Meneghinit gebunden.

Da der Kupferkies als Durchläufermineral auftritt, ist nicht versucht worden, verschiedene Generationen auszugliedern. Es soll hier aber kurz auf Beobachtungen eingegangen werden, die eine Unterteilung in eine Hochtemperatur- und in eine Niedrigtemperaturgruppe gestatten:

Hochtemperatur-Kupferkies

Hierunter soll Kupferkies verstanden werden, der entweder durch seine Stellung zu den ältesten Sulfiden, meist jedoch aufgrund weiterer Kennzeichen - wie Verwachsung mit Vallerit und Cubanit oder Umwandlungsverwilligung - für heißhydrothermal gehalten werden kann.

1. Pyrit I enthält neben rundlichen bis tropfenförmigen Einschlüssen von Zinkblende gleichartige von Kupferkies (vgl. Seite 34). In den meisten Fällen ist Vallerit mit diesem Kupferkies verwachsen (siehe Abbildung 25 und Beschreibung des Vallerits auf Seite 73). Gelegentlich tritt daneben ebenfalls Magnetkies auf.
2. In Quarz eingebettete Aggregate von Kupferkies enthalten häufig orientiert eingelagerte Lamellen von Cubanit (siehe Beschreibung des Cubanits auf Seite 74). Die bei anderen Lagerstätten meist gleichzeitig beobachtbaren Zinkblendesternchen konnten im Kupferkies von Svenningdal nicht aufgefunden werden.

3. Umwandlungsverzwillingung, die beim Übergang des kubischen in den tetragonalen Kupferkies beim Absinken der Temperatur stattfindet, wurde in den Anschliffen oft beobachtet. Sie ist verbreitet bei Kupferkies, der Adern und Risse im Pyrit I ausfüllt. In Vergesellschaftung mit diesem Kupferkies tritt Zinkblende auf.

Die Umwandlungsverzwillingung läßt sich in zwei eng miteinander verbundenen Formen beobachten:

- a) Die Abbildung 22 zeigt ein Aggregat von Kupferkieskörnern mit Umwandlungszwillingslamellen. Die spindelförmigen Körper zeigen im Schnitt die bekannten oleanderblattförmigen Umrisse. Ein Korn läßt erkennen, daß die Spindeln nach zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen eingelagert sind.

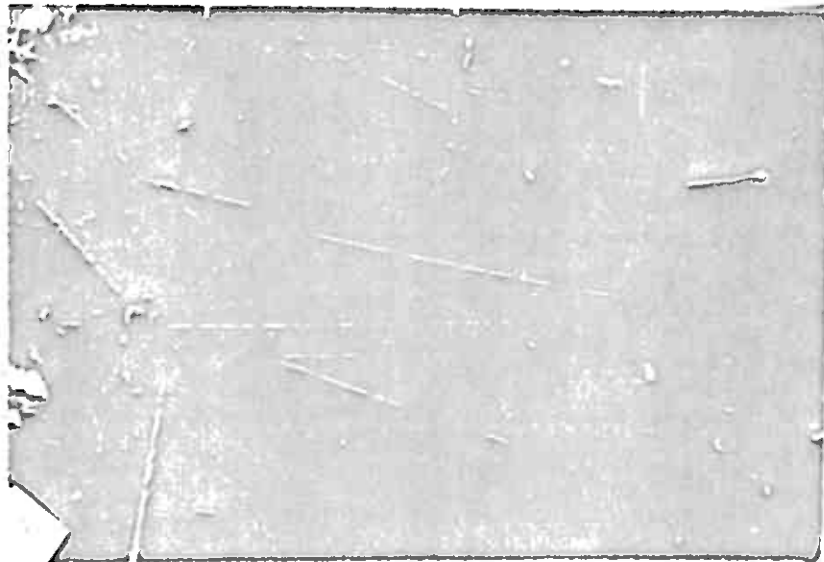


Abb. 22 (150 x, + Nicols, Ölimmersion)

Aggregat von Kupferkieskörnern mit spindelförmigen Umwandlungszwillingslamellen, die beim Übergang von der kubischen in die tetragonale Modifikation entstanden sind. Teilweise sind die Lamellen nach zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen eingelagert. Ausbrüche und Gangart (schwarz) mit Reflexen (weiß), Schleifkratzer

Aus der Abbildung 23 geht der Zwillingscharakter dieser Lamellen hervor. Ein feinlamellares System wird in den Spindeln eines groblamellaren Systems in Zwillingsstellung versetzt.



Abb. 23 (600 x, + Nicols, Ölimmersion)

Kupferkies mit zwei Systemen von Umwandlungszwillingslamellen. Die feinen Lamellen werden an einem zweiten groben System (schwarz) abgewinkelt und machen so dessen Charakter als Zwillingsystem deutlich.

Das grobe System läßt eine Orientierung nach zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen erkennen, siehe den unteren Bildrand.

b) Neben der spindeligen Verzwillingung und eng verknüpft mit ihr, tritt eine im Anschliff flächig erscheinende Verzwillingung auf (vgl. Abb. 24). Die Orientierung beider ist gleich. Die Grenzen zwischen diesen Zwillingsindividuen sind zum Teil geradlinig, oft auch wie die Ränder der Spindeln gebogen.

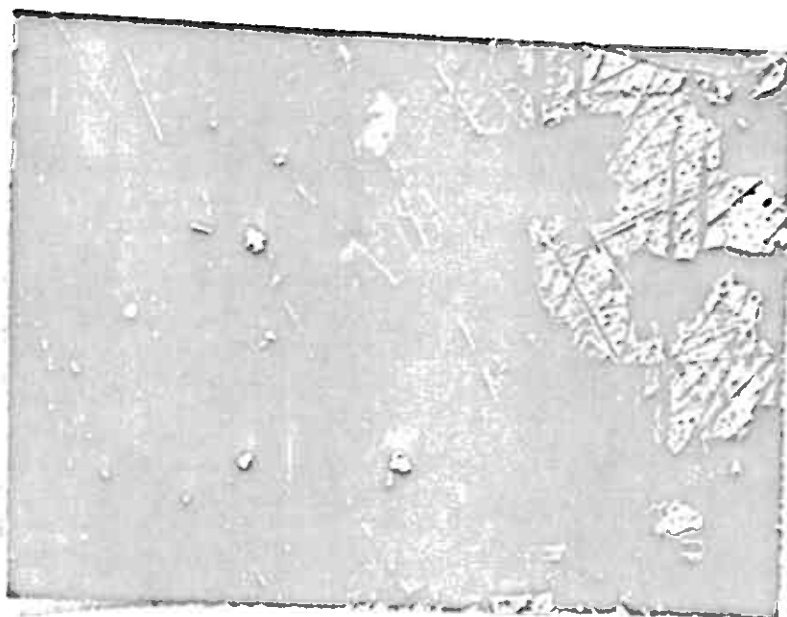


Abb. 24 (300 x, + Nicols, Ölimmersion)

Kupferkies mit zwei Formen von Umwandlungs-
verzwilligung. Die Orientierungen stimmen
überein.

Pyrit I (mittelgrau, glatt), Gangart (mit
Innenreflexen), Ausbrüche (schwarz), Kratzer

Um den Bildungsbereich des hier abgegrenzten Hochtemperatur-
Kupferkieses zu erfassen, seien einige Werte aus der Literatur
angeführt, die teils auf Abschätzung, teils auf Untersuchun-
gen beruhen.

Als Umwandlungstemperaturen werden unterschiedliche Werte an-
gegeben. Ramdohr (14, Seite 232) rechnet mit 500°C für den
Übergang der kubischen in die tetragonale Modifikation. Dieser
Wert erscheint recht hoch, insbesondere wenn man bedenkt, daß
der Kupferkies nicht das älteste Mineral ist und zu diesem
unter Umständen noch ein großes Intervall besteht.

Die Temperaturen für die Cubanit- und Valleriitentmischungen
werden in dem gründlich untersuchten System mit etwa $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$
und $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$ angegeben (Borchert, 2).

Niedrigtemperatur-Kupferkies

Über Beobachtungen am Niedrigtemperatur-Kupferkies und seine Beziehung zu anderen Sulfiden soll nur kurz berichtet werden: Kupferkies, der nach der Zinkblende auskristallisierte, zeigt keine Umwandlungsverzwillingung mehr und ist, wie bereits beschrieben wurde, nur schwach anisotrop.

Aus Zinkblende entmischter Kupferkies ist zu feinkörnig, um eine eventuell vorhandene Modifikationsänderung erkennen zu lassen.

Mit dem in der Abfolge nach der Zinkblende auskristallisierten Fahlerz ist der Kupferkies innig verwachsen. Es handelt sich um eine Verdrängung des Fahlerzes - z.T. unter Ausscheidung von geliegen Antimon (siehe Seite). Das Fahlerz wird netzartig vom Kupferkies durchsetzt, die Verdrängung geht vielfach soweit, daß nur noch Fahlerzschnitzel im Kupferkies auftreten.

Der das Fahlerz verdrängende Kupferkies ist älter als Bleiglanz. Gleichzeitig mit Bleiglanz und seine Ausscheidung überdauernd, gelangt die bedeutendste Menge des Kupferkieses zum Absatz. Ein jüngerer Kupferkies findet sich dann auf Spaltflächen des Bleiglanzes.

Mit Bleispießglanzen ist Kupferkies gelegentlich verwachsen. Teilweise erkennt man, daß der Kupfergehalt von Bournonit und Meneghinith bei Verdrängung dieser Mineralien als Kupferkies gebunden wird.

Gefüge und besondere Gefügearten

Zwillingsbildungen und Verdrängungen wurden bereits im Abschnitt über die Genese beschrieben. Es seien hier nur noch die Verwitterungserscheinungen des Kupferkieses erwähnt:

Der Kupferkies wird - oft orientiert - von Goethit und daneben von Lepidokrokit verdrängt. Das Vorstadium ist eine Covellinbildung im Kupferkies.

In Anschliffen von Haldenstücken wurde deszendenter gebildeter Kupferkies beobachtet, der auf Rissen im Magnetkies saß und seinerseits von Covellin und Goethit verdrängt wurde.

VALLERIIT

Valleriit wurde in den Erzen nur bei der mikroskopischen Durchmusterung in Einschlüssen von Hochtemperatur-Kupferkies im Pyrit I (vgl. Seite 34 und Seite 73) aufgefunden.

Die Abbildung 25 zeigt einen solchen Einschuß im Pyrit I. Die Aufnahmen a und b sind ohne gekreuzte Nicols gemacht. Man erkennt, daß der Kupferkieseinschuß aus drei Teilen besteht. Der untere Teil ist fast frei von Valleriit. Im mittleren Teil sind Valleritleisten überwiegend quer zur Längserstreckung des Einschlusses orientiert. Man erkennt auf den Leisten kleine Aufwüchse rechtwinklig zu den Leisten.

Die Aufnahme b zeigt nach Verdrehung im oberen Teil eine ähnliche Schar von Leisten, die senkrecht zu denen im mittleren Teil stehen.

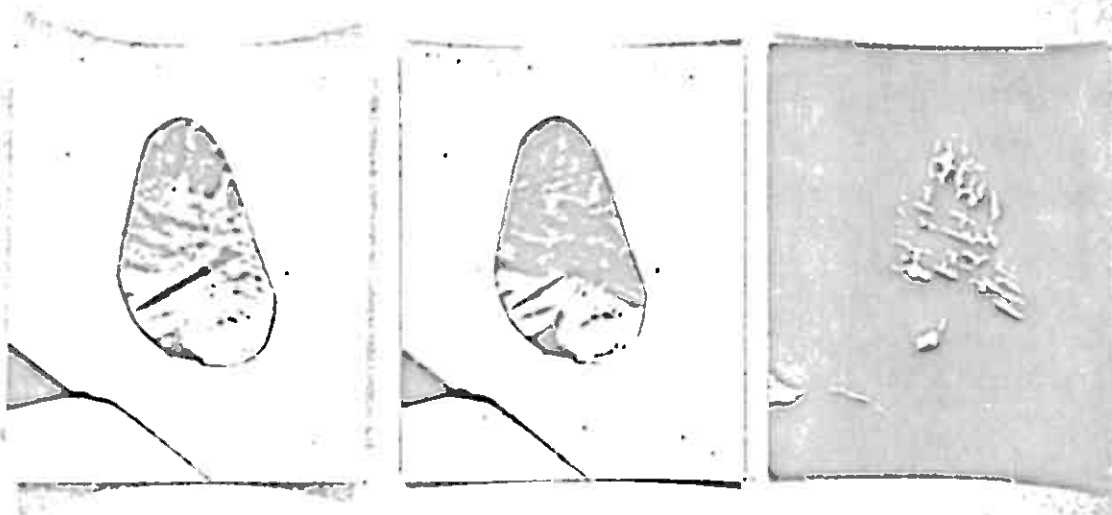


Abb. 25 (1200 x, a und b mit 1 Nicol, c + Nicols, - zwischen den Aufnahmen a und b wurde das Präparat gedreht -, Ölimersion)

Pyrit I (hellgrau auf a und b, schwarz auf c) enthält einen rundlichen Einschuß von Kupferkies (mittelgrau auf a und b, dunkelgrau auf c) Im Kupferkies ist nach zwei Richtungen orientiert Valleriit (auf a und b schwarz bzw. mittelgrau - Bireflexion-, auf c weiß) eingelagert.

In Kupferkies enthaltener Vallerit wird in den meisten Fällen als Entmischung gedeutet.

Der in den Svenningdalerzen vorliegende Vallerit kann aufgrund seiner Struktur und seiner Beziehung zum Kupferkies sicherlich als Entmischung angesehen werden. Nach den Untersuchungen im System Cu-Fe-S bildet er sich im Temperaturbereich von 200° - 250° C als Zerfallsprodukt von Hochtemperaturmischkristallen (Borchert, 2).

CUBANIT

Cubanit tritt als Entmischungsprodukt in einem Teil des Hochtemperatur-Kupferkieses auf.

Der bei hoher Temperatur im Kupferkies lösliche FeS-Anteil wird bei absinkender Temperatur in Form von Lamellen (111) entmischt. Als Entmischungstemperatur wird nach Untersuchungen von Borchert (2) der Bereich zwischen 250° und 300° C angenommen.

Die Cubanitlamellen unterliegen im Verlauf der Mineralisation bevorzugt und wesentlich stärker der Verdrängung durch Sulfide und Gangarten als der Kupferkies.

Auch im Verwitterungsbereich wird der Cubanit rascher zerstört als die ihm benachbarten Sulfide. Auf Kosten des Cubanits entstehen : Covellin, Markasit/Pyrit und Goethit/Lepidokrokit.

GEDIEGEN ANTIMONAllgemeinesVerbreitung

Gediegen Antimon wurde erst bei der mikroskopischen Untersuchung aufgefunden. Es kommt in einigen Anschliffen in geringen Mengen vor. Es ist mit Fahlerz und Kupferkies, Bleiglanz und Bleispießglanz oder mit Gangart vergesellschaftet.

Kornform

Einzelkristalle und Aggregate von gediegen Antimon treten zwickelfüllend auf, bzw. sind mit den Sulfiden verwachsen. Idiomorphe Formen werden nie beobachtet. In größeren Aggregaten sind die bis zu 200 μ großen Körner isometrisch bis langgestreckt.

GefügeZwillingsbildungDruckverzwillingung

Manche Körner zeigen feine polysynthetische Zwillingslamellen, die sich oft nicht über das ganze Korn erstrecken, sondern streifenförmig auf enge Bereiche begrenzt sind. Bei dieser Verzwillingung handelt es sich um Bildungen infolge von Druck.

Wachstums- ?, Umwandlungsverzwillingung ?

Die Abbildung 26 zeigt verzwillingtes gediegen Antimon. Die Individuen sind eng miteinander verwachsen und bestehen etwa zur Hälfte aus Komponente der Orientierung I und der Orientierung II. Es handelt sich um spindelförmige Körperchen, die ohne erkennbare Gestzmäßigkeit einmal eng miteinander verwachsen sind, dann wieder isoliert auftreten.

Der Charakter dieser Zwillinge ist schwer ansprechbar. Viel-

leicht handelt es sich um eine Wachstumsverzwilligung. Vom Aussehen her ist auch an eine Umwandlungsverzwilligung zu denken. Diese ist allerdings vom gediegen Antimon nicht bekannt.

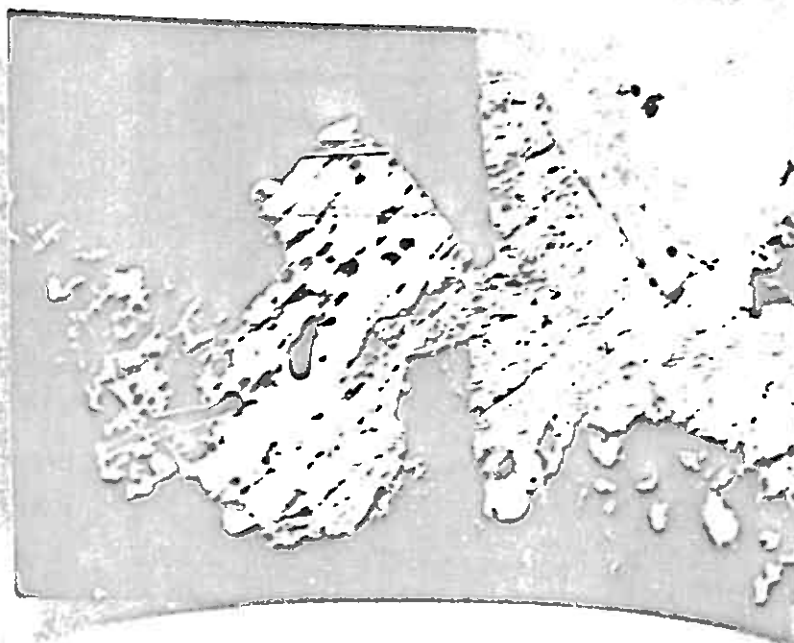


Abb. 26 (800 x, + Nicols, Ölimmersion)

Gediegen Antimon (weißgrau und mittelgrau) ist verzwilligt in spindelförmigen Körpern, die ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit in dichter Verwachsung oder weit von einander entfernt auftreten.

Arsenkies (mittelgrau und dunkelgrau, großflächig), Gangart (schwarz mit Innenreflexen)

Genetische Stellung

Die Bildung des gediegen Antimons ist azendent.

Bildung des gediegen Antimons mit Fahlerz/Kupferkies

Fahlerz I wird häufig von dem in der Folge ausgeschiedenen Kupferkies verdrängt. Nimmt man eine Pauschalzusammensetzung des Fahlerzes mit Cu_4SbS_4 an und rechnet mit einer FeS-Zufuhr, so könnte folgende Umsetzung stattgefunden haben:



Bei dieser Umsetzung wird der Antimongehalt des Fahlerzes frei.

Diese Umsetzung entspricht der mikroskopischen Beobachtung, wo das gediegen Antimon in Partien zu sehen ist, in denen das Fahlerz von Kupferkies verdrängt wird. Meist tritt das gediegen Antimon auf den Korngrenzen zwischen den beiden Mineralien auf, manchmal auch isoliert im Kupferkies, der aber Beziehungen zu nahem, bereits vollständig verdrängtem Fahlerz zeigt.

Bildung des gediegen Antimons mit Bleispießglanz/Bleiglanz

Ein ähnlicher Fall der Bildung von gediegen Antimon als Überbleibsel einer Verdrängung liegt bei der Korrosion der Bleispießglanze - in erster Linie des Meneghinit - zu Bleiglanz vor (Abb. 39). Wie beim Meneghinit im einzelnen beschrieben ist, werden ursprünglich monomineralische Nadeln aus Meneghinit durch ein Gemenge von Bleiglanz, karbonatischer Gangart und Meneghinitresten pseudomorphosiert.

In Gangart eingewachsenes gediegen Antimon

Selbständig in karbonatischer Gangart auftretendes gediegen Antimon kann durch Umlagerung aus Verdrängung der oben beschriebenen Art und durch direkte Ausscheidung aus den Antimon-reichen hydrothermalen Lösungen entstanden sein. Es zeigt oft enge Beziehungen zu Rotgültigerz und Dyskrasit, mit denen es verwachsen sein kann. Die Korngrenzen zwischen gediegen Antimon und diesen Mineralien sind glatt und geradlinig, Verdrängungen werden nicht beobachtet.

Gediegen Antimon mit Bleiglanz

Die Abbildung 27 zeigt eine Verwachsung von gediegen Antimon mit Bleiglanz und karbonatischer Gangart.

Der Bleiglanz enthält zum Teil orientiert eingelagert neben

feinen, oft girlandenartig aufgereihten Körnchen, größere mit einem Durchmesser bis zu 200 μ .

In ähnlicher Form aber gröber durchsetzt das Karbonat den Bleiglanz. Sowohl gegen gediegen Antimon als auch gegen das Karbonat zeigt der Bleiglanz an einigen Stellen Idiomorphie, meist scheinen jedoch das gediegen Antimon und das Karbonat den Bleiglanz zu verdrängen.

Diese Verwachsung der drei Mineralien wird als gleichzeitige Ausscheidung gedeutet.

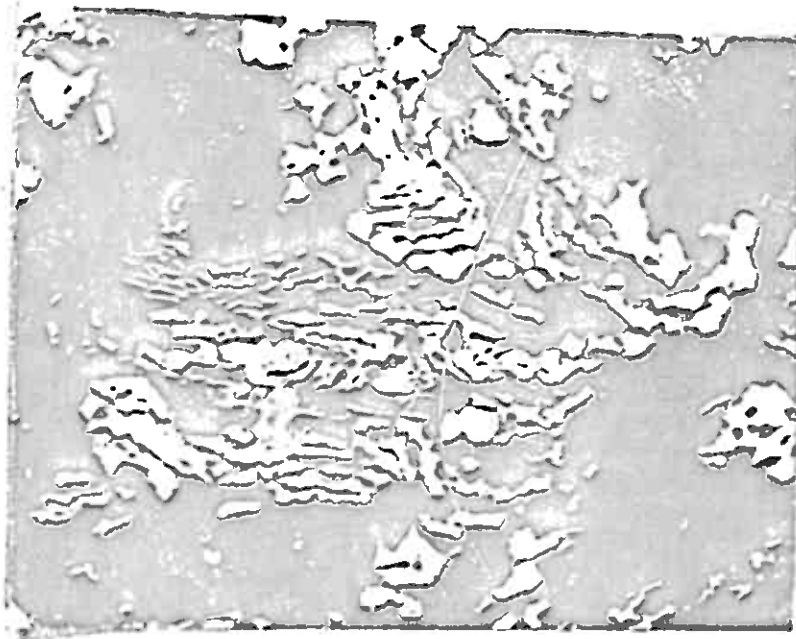


Abb. 27 (300 x, 1 Nicol, Luft)

Verwachsung von gleichzeitig auskristallisiertem Bleiglanz (grau), gediegen Antimon (weiß) und Karbonat (schwarz)..

Der Bleiglanz ist gegen Karbonat und ged. Antimon teilweise idiomorph, zum Teil scheinen beide Mineralien den Bleiglanz zu verdrängen.

GUDMUNDITAllgemeinesVerbreitung

Gudmundit konnte nur mikroskopisch gefunden werden. In Spuren ist er in vielen Anschliffen vorhanden. Nur in einigen tritt er in deutlichen Mengen und größeren Körnern auf.

Chemismus

Bei der Untersuchung von Silbersulfosalzen mit der Mikrosonde wurde in einem Fall Gudmundit überprüft. Es ergab sich, daß der Gudmundit Arsen enthält. Quantitativ wurde diese Beobachtung noch nicht verfolgt. Vermutlich besteht eine Mischkristallbildung zwischen Gudmundit und Arsenkies.

Optik

Die Unterscheidung von Gudmundit gegenüber Arsenkies und Löllingit bereitet bei etwas größeren Körnern keine Schwierigkeit. Das Reflexionsvermögen ist einige Prozente höher als das des Arsenkieses und gleicht etwa dem des Löllingits. Bereits in Luft, deutlicher aber in Ölimmersion, erkennt man an Korngrenzen und Zwillingsnähten Bireflexion. Sie ist intensiver als beim Arsenkies, etwa gleich der des Löllingits nur mit anderen Farben. In der hellsten Stellung zeigt der Gudmundit ein reines Weiß. In der Stellung des geringsten Reflexionsvermögens herrscht ein zartrosa bis rötlichbrauner Farbton vor; der Löllingit würde in dieser Stellung bläuliche Farben zeigen.

Bei der Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols sind die Anisotropieeffekte gegenüber Arsenkies intensiver in ihren Helligkeitsunterschieden und abweichend in den Farben. Während Arsenkies dunkle, rotviolette bzw. dunkelblaue Farben aufweist, ist der Gudmundit hell grünblau bzw. rotstichig braun.

GefügeZwillingsbildungen

Vom Gudmundit ist eine Verzwillingung der pseudorhombischen Kristalle nach (101) bekannt.

Mikroskopisch zeigen fast alle Gudmunditkörner von Svenningdal eine Verzwillingung parallel zur Längserstreckung (Abb. 28 und 29). Es läßt sich an den Schliffen aber nicht feststellen, ob diese identisch ist mit der Verzwillingung nach (101).

Neben dieser Wachstumsverzwillingung bei der sich die Zwillingsindividuen an einer Naht berühren, ist eine zweite Verzwillingung am Gudmundit von Svenningdal zu beobachten, bei der die Individuen in Schmitzen vorliegen, die flammenartig miteinander verwachsen sind. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine Umwandlungsverzwillingung.

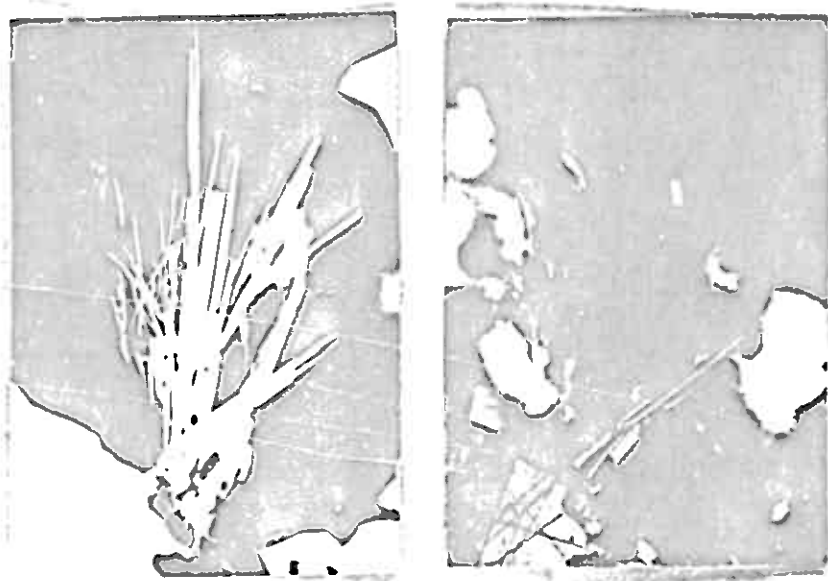


Abb. 28 (600 x, a 1 Nicol, b +Nicols, Luft)

Ein büscheliges Aggregat aus Gudmunditnadeln (weiß) wächst idiomorph gegen die Gangart. (schwarz). Bleispiessglanz (weiß)

Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich die Nadeln als // zur Längserstreckung verzwillingt. Gangart mit Innenreflexen, Bleispiessglanz (schwarz, grau)

Genetische Stellung

Wegen seines oft nur spureweisen Auftretens ist es nicht immer möglich, den Gudmundit exakt einzuordnen. Im folgenden werden einige Arten seines Auftretens beschrieben, unter Umständen sind aber unter verschiedenen Punkten aufgeführte Vorkommen gleichalt.

Gudmundit mit Bleiglanz

Gleichzeitig mit der Ausscheidung des Bleiglanzes oder bereits kurz davor gelangt Gudmundit zur Kristallisation. Da er mit dem Bleiglanz Zwickel in älteren Sulfiden füllt, ist er xenomorph. Grenzt er gegen Fahlerz, so ist ein Verwachsungssaum mit bis zu 300 μ Breite vorhanden, der aus Gudmundit und Magnetkies gebildet wird. (Abb. 29). Die Orientierung der beiden Mineralien im Saum stimmt mit der des angrenzenden Gudmundits überein. Neben Magnetkies kommen in diesen Saum gelegentlich auch Kupferkieskörner vor. Außer dem Magnetkies im Saum enthält der Gudmundit häufig idiomorphe Magnetkiestafeln eingelagert.

Eine Überzeugende Deutung zur Entstehung des Saumes fehlt noch. Bemerkenswert ist die Beschränkung dieser Saumbildung auf Stellen, wo Gudmundit an Fahlerz grenzt, gegenüber Bleiglanz, Meneghininit oder Zinkblende ist er nicht ausgebildet. Randohr (14) beschreibt neben dem normalen Auftreten des Gudmundits die Bildung von Reaktionssäumen, unter anderen erwähnt er folgende Fälle:

1. Myrmekitähnliche Verwachsung mit Magnetkies etwa im Verhältnis 1:1 als Reaktionssaumbildung von Magnetkies mit zerfallendem Fahlerz.
2. Bildung unmittelbar beim Zerfall von Fahlerz neben Arsenkies, Kupferkies und Zinkblende.
3. Verdränger von Magnetkies bei Sb-Zufuhr

Bei der Saumbildung in den Erzen von Svenningdal ist am ehesten an eine Variante der unter 1 angeführten Form zu denken.

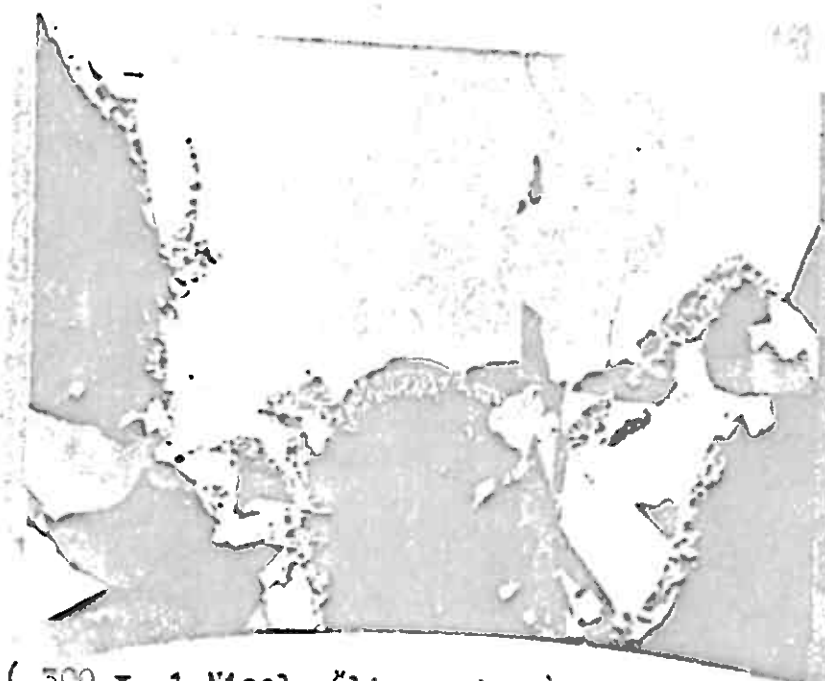


Abb. 29 (500 x, 1 Nicol, Ölimersion)

Bildung eines Saumes aus eng miteinander verwachsenem Gudmundit (weißgrau) und Magnetkies (mittelgrau) zwischen Fahlerz (dunkelgrau) und großem Gudmunditkorn
Meneghinit (nadelig, helles Mittelgrau),
Ausbrüche (schwarz)

Gudmundit mit silikatischer Gangart

Nach der Ausscheidung der Hauptsulfide gelangt Quarz zur Kristallisation, der viele Sulfide einschließlich Bleiglanz und Meneghinit verdrängt.

Dieser Quarz führt idiomorphen Gudmundit, der in zweierlei Habitus vorkommt:

1. Vergleiche Abbildung 28. Die Kristalle sind langsäulig bis nadelig. Sie gehen oft als Büschel von einem Ansatzpunkt auf älteren Sulfiden aus und erreichen Längen bis zu 250 μ .
2. Vergleiche Abbildung 30. Die Kristalle sind gedrungenere und ähneln den Formen von Orthoklasen. Sie sind meist verzwillingt. Idiomorphe Formen sind etwas seltener als unter 1. Sicher haben sie primär vorgelegen, sie sind aber von Quarz korrodiert; oft entstehen dabei sägeblattartige Umrisse.

Gudmundit mit karbonatischer Gangart

In Schliffen von einem Handstück verdrängt karbonatische Gangart Quarz mit Bleiglanz und gediegen Antimon, das in größeren Mengen vorliegt (vergl. Abb. 27). Zur Neuausscheidung gelangen in der karbonatischen Gangart Gudmundit, Magnetkies und Antimonit. Der Gudmundit ist idiomorph und von ähnlicher Gestalt wie oben unter Punkt 2 beschrieben.

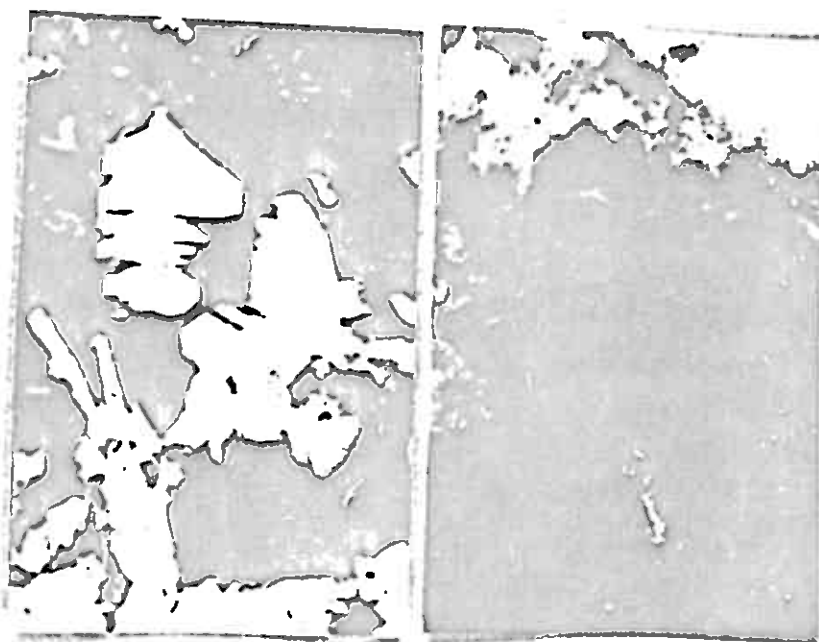


Abb. 30 (400 x, a 1 Nicol, b + Nicols, Luft)

Idiomorphe, korrodierte Kristalle von Gudmundit (weiß) in karbonatischer Gangart (schwarz, verschleiert)
Zwischen gekreuzten Nicols zeigen die Gudmunditkörner Wachstumsverswilligung. Gangart (hellgrau, durch Innenreflexe z.T. ganz aufgehellte)

MAGNETKIESAllgemeinesVerbreitung

Magnetkies ist extensiv sehr verbreitet, tritt aber in allgemeinen nur in geringen Mengen auf.

Mikroskopisch wurde er nach J.H.L. Vogt (24) als späte Bildung zusammen mit Antimonit in Drusen in idiomorphen Kristallen gefunden.

Optik

Der Magnetkies entspricht in seinen optischen Eigenschaften den Angaben der Literatur (Randohr, 14). Der in manchen Vorkommen auftretende Aufbau aus zwei Komponenten konnte in den untersuchten Erzen von Sveaningdal nicht aufgefunden werden.

GefügeZwillingsbildung

An Zwillingsbildungen wurde nur eine Druckverzwillingung des Magnetkieses beobachtet. Diese und weitere Erscheinungen mechanischer Beanspruchung werden unter den Deformationen mit besprochen.

Deformationen

Ein Teil des Magnetkieses zeigt mechanische Beanspruchung. Besonders gut ist dies dort sichtbar, wo Magnetkies in karbonatischer Gangart verstreut verteilt ist und keine anderen Sulfide ein starres und schützendes Gerüst für den empfindlichen Magnetkies bilden.

Als erstes Anzeichen einer Beanspruchung tritt die soeben

genannte Druckverzwillingung auf. Meistens führt die Beanspruchung aber zu intensiveren Erscheinungen. Die nächste Stufe bildet eine Translation parallel (0001) und eine Zerknitterung senkrecht hierzu. Bei Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols zeigen die Zerknitterungslamellen einen fortschreitenden Wechsel der Auslöschung. Oft führt die Translation zur Abscherung und zum Aufblättern der Körner. Als intensivste Formen der Beanspruchung erweisen sich Verfaltungserscheinungen, die von allen oben beschriebenen Verformungen begleitet werden. (Abb. 31)

Besondere Gefügearten

Myrmekite

In einem Anschliff konnten mehrfach Myrmekite beobachtet werden. Die Gebilde sind von rundlicher Gestalt und liegen im Kupferkies. Oft besitzen sie einen Kern aus Fahlerz I. Der Myrmekit selber besteht aus Magnetkies und gediegen Antimon. (Abb. 32).

Reaktions ?-Säume zwischen Fahlerz I und Gudmundit

Über das Auftreten von Magnetkies in Säumen zwischen Gudmundit und Fahlerz I - u. U. in Verbindung mit Reaktionen zwischen den Mineralien - vergleiche Seite 81.

Kupferkies-Säume

Teilweise zeigen Magnetkies tafeln etwa 100 μ breite Säume von Kupferkies. Meist sind diese an Magnetkieskörnern zu sehen, die zwischen Zinkblende und Fahlerz I liegen. Der Saum befindet sich an der Seite zum Fahlerz. Die Grenzen vom Magnetkies zum Saum und von diesem zum Fahlerz sind scharf und glatt, sie zeigen keine Verdrängungserscheinungen. Vermutlich hat sich, als aus den Lösungen das Fahlerz auskristallisierte, an Magnetkiesoberflächen bevorzugt Kupferkies "sementiert".

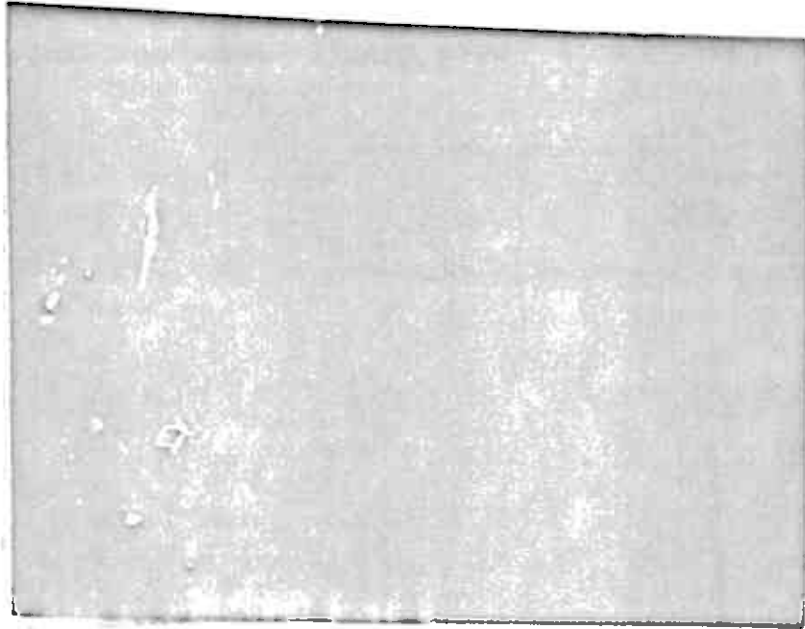


Abb. 31 (200 x, + Nicols, Luft)

Tektonisch beanspruchter Magnetkies (weißgrau bis dunkelgrau) zeigt Druckverzwilligung // zur Längserstreckung und Zerknitterungslamellen + hierzu.

Karbonat (weißgrau mit Innenreflexen)



Abb. 32 (400 x, 1 Nicol, Öl~~im~~ersion)

Myrmekit bestehend aus gediegen Antimon (weiß, schwarze Teile sind herauspoliertes ged. Antimon) und Magnetkies (mittelgrau) in Kupferkies (hellgrau)
Gangart (schwarz mit Innenreflexen)

Aszendente Umwandlung des Magnetkieses

Während der Ausscheidung von Markasit und Pyrit III greifen die Lösungen älteren Magnetkies an. Es kommt zur Pseudomorphosierung von Pyrit und Markasit nach Magnetkies. Der Pyrit übernimmt die Formen des Magnetkieses, bei der Umwandlung in Markasit wird der Umriss meist zerstört. Die Magnetkieskörner werden dabei in Lamellen parallel (0001) aufgelöst. In diesen Lamellen sind dann die Markasitkörner nebeneinander aufgereiht. Die Räume zwischen den Lamellen werden von der Gangart ausgefüllt.

Es werden ebenfalls Pseudomorphosen von Kupferkies nach Magnetkies vermutet.

Genetische Stellung

Der Magnetkies ist ein Durchläufer. Er kommt vom katathermalen bis zum epithermalen Bereich vor.

In der folgenden Beschreibung ist versucht worden, die Arten des Auftretens gegeneinander abzugrenzen. Es ist davon abgesehen worden, jedes Vorkommen als Generation auszugliedern.

Magnetkies in Pyrit I

Der Pyrit I enthält wie oben beschrieben (S. 34) häufig Einschlüsse von Kupferkies. Dieser führt neben Vallerit auch Magnetkies. Der Vallerit zeigt eindeutige Entmischungsstrukturen. Obwohl der Magnetkies nicht parallel zu Richtungen des Kupferkieses eingelagert ist, sondern Teilbereiche der Körner ausfüllt, muß doch damit gerechnet werden, daß er ursprünglich im Kupferkies gelöst war.

Daneben tritt der Magnetkies auch in rundlichen Einschlüssen ohne Vergesellschaftung mit anderen Sulfiden im Pyrit I auf.

Magnetkies in Zinkblende

Zinkblende enthält oft idiomorphe Tafeln von Magnetkies, die bis zu 250 μ lang sind bei einer Dicke von nur etwa 30 μ . Auf-

grund seiner Idiomorphie muß der Magnetkies älter als die Zinkblende sein. Teilweise wird er von der Zinkblende verdrängt.

Magnetkies als Entmischung der Zinkblende wurde nicht beobachtet. Die beschriebenen Täfelchen sind zu groß und treten zu selten auf, als daß sie so gedeutet werden könnten.

Magnetkies mit Pyrit III und Markasit

Zusammen mit der Ausscheidung von Pyrit III und Markasit (vgl. Seite 38 und 65) tritt Magnetkies in den Zwickeln zwischen beiden auf. Zur Vergesellschaftung dieser drei Eisensulfide kann es nur in einem recht engen Bereich der p_H - und Redoxbedingungen gekommen sein.

Magnetkies mit Quarz

Nach den bisher beschriebenen Ausscheidungen von Magnetkies gelangt mit Quarz die Hauptmenge des Magnetkieses zur Kristallisation. Die Körner sind idiomorph ausgebildet und erreichen Größen bis 500 μ . (Abb. 33).



Abb. 33 (500 x, 1 Nicol, Ölimmersion)

Magnetkiestafeln (grau) in Quarz (schwarz)
auf Hohlräumen in Pyrit (hellgrau). Der
Pyrit wurde vor der Magnetkiesausscheidung
korrodiert.

Mit diesem Magnetkies sind vergesellschaftet Gudmundit und Kupferkies.

Magnetkies mit karbonatischer Gangart

Eine späte, wohl epithermale Bildung, die dem megaskopisch in Drusen beobachteten Magnetkies zu entsprechen scheint, stellt der mit karbonatischer Gangart ausgeschiedene Magnetkies dar. Infolge hoher Antimonkonzentration kristallisieren gleichzeitig Gudmundit und Antimonit.

Der Magnetkies ist zum Teil idiomorph, die Tafeln werden bis zu 500 μ lang, weiterhin füllt er kataklastische Risse insbesondere im Arsenkies und im Pyrit.

Trotz seiner späten Bildung zeigt dieser Magnetkies starke Deformation, die wohl z.T. auf der Empfindlichkeit des umhüllenden Karbonats gegen mechanische Beanspruchung beruht.

Magnetkies bei der Verwitterung

- a) Häufig findet eine Verwitterung des Magnetkieses zu Limonit (insbesondere zu Goethit) statt. Sie setzt von den Korngrenzen und feinen Rissen in den Körnern her an.
- b) Meist verwittert der Magnetkies über Zwischenstufen zu einem Gemenge aus Pyrit und Markasit. Die Abbildungen 34 und 35 zeigen Stadien dieser Verwitterung. In Abbildung 35 erkennt man, wie ein breiter Saum (zwischen gekreuzten Nicols in Hellstellung gedreht) gegen den frischen Magnetkies vordringt. Das Reflexionsvermögen des Materials aus dem der Saum besteht liegt unter dem des Magnetkieses. Im Saum sind feine Sprünge, die zueinander parallel ausgerichtet sind und mit kristallographischen Richtungen des Magnetkieses übereinstimmen, wie man bei der mikroskopischen Untersuchung feststellen kann, wenn zwei Körner aneinander grenzen. Das Material des Saumes zeigt zwischen gekreuzten Nicols starke und farbige Anisotropie. Da bisher eine chemische Analyse nicht gelang, wird es in der Literatur allgemein als Zwischenprodukt bezeichnet (Ramdohr, 14).

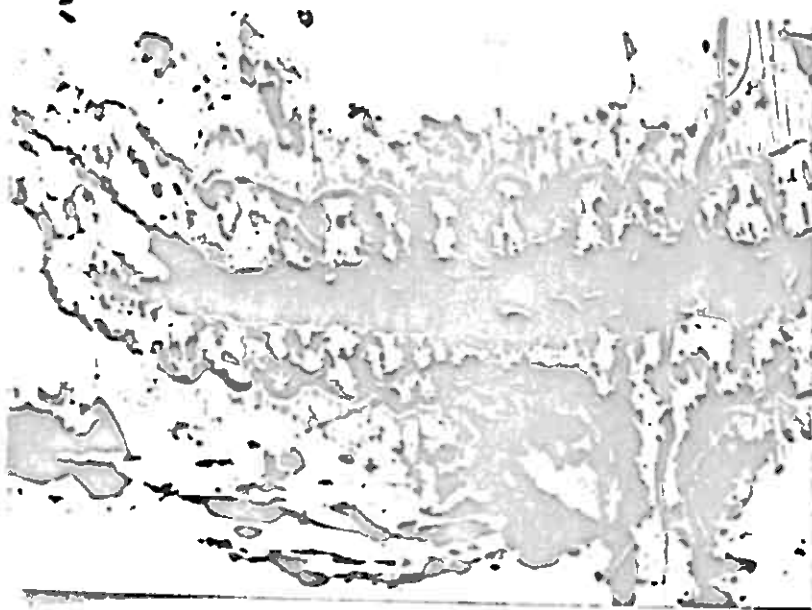


Abb. 34 (150 x, 1 Nicol, Öl-Immersion)

Die Verwitterung von Magnetkies geht wie folgt vor sich:

Frischer Magnetkies (hellgrau) geht zuerst in das Zwischenprodukt (vgl. Abb. 35, heller Saum) dann in ein Pyrit-Markasit-Gemenge (weißgrau) über. Dieses verwittert zu Limonit (dunkelgrau). In der Mitte ein Streifen von Limonit, nur noch mit Resten von Pyrit/Markasit. Ausbrüche (schwarz)



Abb. 35 (wie Abb. 34, gekreuzte Nicols)

Das anisotrope Zwischenprodukt (weißgrau) wurde in Hellstellung photographiert.

An das Zwischenprodukt grenzt eine etwa gleich breite Zone, die aus einem Gemenge aus Pyrit und Markasit besteht. Dieses zeigt beginnende Limonitbildung. Zur Mitte hin ist fast alles in Limonit umgewandelt, nur noch Pyrit/Markasit- Relikte sind erhalten.

Oft zeigen die Pyrit/Markasit-Gemenge Strukturen, die parallel zum ursprünglichen Umwandlungssaum liegen und bogige Formen aufweisen, sogenannte bird-eye Strukturen der Literatur (Ramdohr, 14).

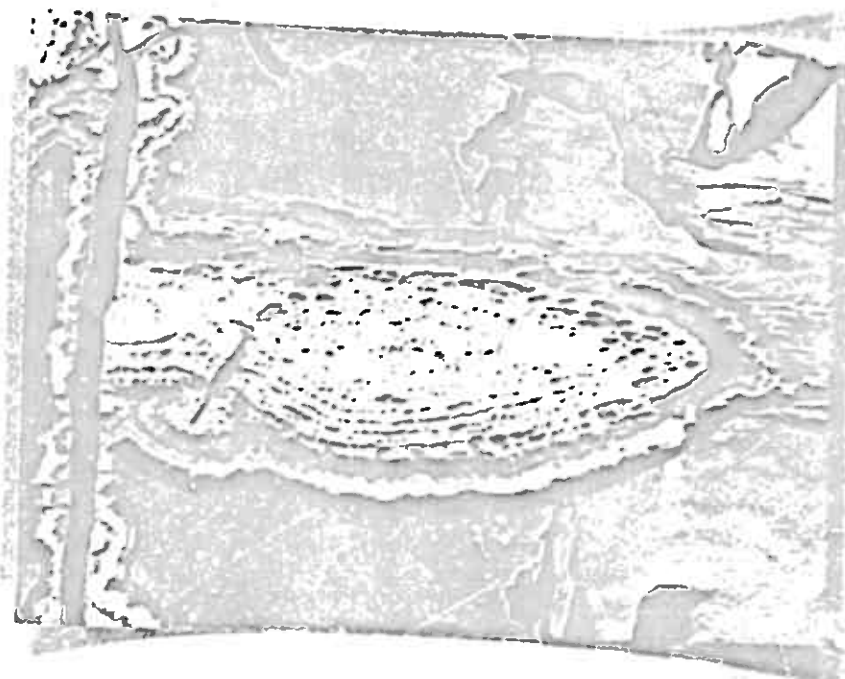


Abb. 36 (150 x, 1 Nicol, Luft)

Verwitterung des Magnetkieses (weißgrau) über das Zwischenprodukt (kaum entwickelt) zu einem Pyrit/Markasit-Gemenge. Dieses ist parallel zum Umwandlungssaum strukturiert - sogenannte bird-eye Struktur -

Im Zwischenprodukt von Svenningdal wurde eine spindelig-lamellare Verzwillingung beobachtet. Da diese in der vorliegenden Literatur nicht beschrieben ist, soll kurz darauf eingegangen werden.

Partien des Zwischenprodukts, das aus einem Magnetkieskorn hervorgegangen ist, zeigen spindelige Lamellen von etwa $200\ \mu$ Länge und $50\ \mu$ Dicke. Die Lamellen sind zueinander parallel angeordnet, offensichtlich sind sie nach mehreren Richtungen orientiert. Es handelt sich mit Sicherheit um Gefüge des Zwischenproduktes und nicht um vom Magnetkies übernommene Strukturen; dieser ist stets nur aus einer Komponente aufgebaut und in der Umgebung dieser Bildungen frei von Verzwillingung.



Abb. 37 (200 x, + Nicols, Ülimersion)

Magnetkies (hellgrau) ist lokal in Zwischenprodukt umgewandelt. (weißgrau, mit dunkelgrauen Spindeln, feine parallele Risse und gröbere ohne Ausrichtung)
Das Zwischenprodukt zeigt spindelige Zwillingslamellen.

MENECHINITAllgemeinesVerbreitung

Meneghinit kommt bei einer Beteiligung von 10 % in den Erzen etwa gleich verbreitet wie Bleiglanz vor.

In den Erzproben aus dem Jakob Knudsen Gang ist er mit Bleiglanz verwachsen. In den Reicherzen aus dem Svenningdal Gang findet er sich in spießig-nadeliger Form in Zinkblende und Fahlers.

Bei der mikroskopischen Untersuchung wurde er in fast allen Anschliffen vorgefunden.

Kornform

In den Handstücken liegt Meneghinit häufig in Gemengen aus etwa 0,1 cm großen, isometrisch bis spießigen Körnern verwachsen mit Bleiglanz, Zinkblende und Fahlerz vor.

Nur in einigen Stufen erreichen die Körner größere Ausmaße.

In einem Handstück finden sich idiomorphe Nadeln von etwa 0,5 cm Länge in Kalkspat eingewachsen. Parallel zur Längserstreckung sind diese gestreift, Kristallflächen an der Spitze der Nadeln sind nicht entwickelt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß der Meneghinit sowohl bei freier Ausbildung als auch bei Idioblastese in Arsenkies und Zinkblende starke Neigung zur Idiomorphie in Form spießig-nadeliger Kristalle hat (Abb. 38 und Abb. 39).

Röntgendiagnose

Aus einem Handstück konnte eine makroskopisch reine Probe von Meneghinit herauspräpariert werden. Hiervon wurde ein Röntgendiagramm angefertigt. Der Meneghinit wurde anhand der ASTM-Kartei Blatt 3-7 (Meneghinit von Tuscany, Italien; Formel: $2\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24}$ bzw. $\text{Cu}_2\text{S} \cdot 26\text{PbS} \cdot 7\text{Sb}_2\text{S}_3$) bestimmt. Im Röntgendiagramm traten zusätzlich einige schwache Reflexe auf, die



Abb. 38 (300 x, 1 Nicol, Luft)

Meneghinit (hellgrau) verdrängt Arsenkies (weiß) unter Durchsetzung seiner eigenen Gestalt.

Ausbrüche (schwarz)

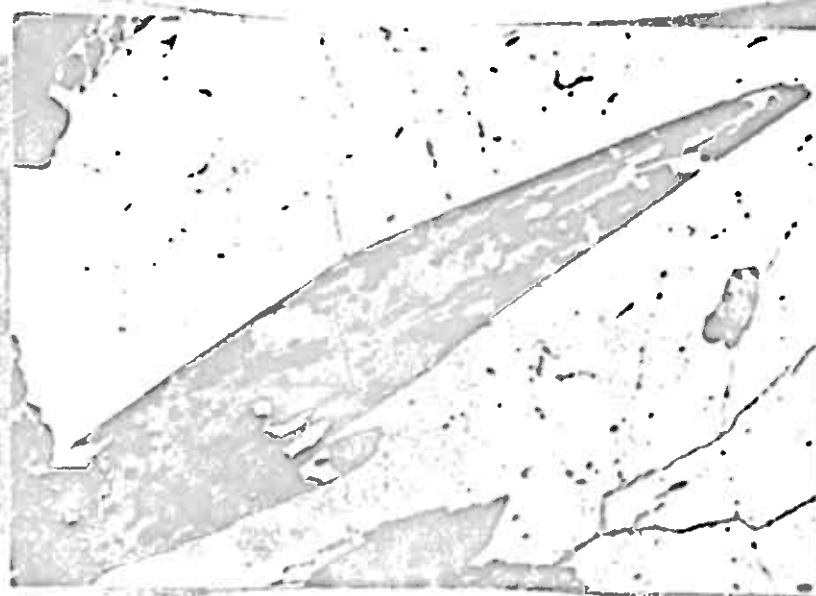


Abb. 39 (150 x, 1 Nicol, Luft)

Pseudomorphose nach einer Meneghinitnadel in Arsenkies (weißgrau). Die in Arsenkies durch Verdrängung entstandene Nadel besteht jetzt aus Bleiglanz (hellgrau), gediegen Antimon (weiß) und Karbonat (dunkelgrau).

Ausbrüche (schwarz), Zinkblende (tief dunkelgrau)

als die Hauptreflexe des Bleiglanzes identifiziert werden konnten; unter dem Mikroskop zeigen die Meneghinitnadeln fast stets Einlagerungen von Bleiglanz.

Optik

Die erzmikroskopische Bestimmung des Meneghinites ging von dem Handstück aus, von dem auch das Material für die röntgenographische Bestimmung stammte.

Da der Meneghinit recht verbreitet ist in den Erzen von Svenningdal, sollen im folgenden die erzmikroskopischen Eigenschaften ausführlich mitgeteilt werden.

Der Meneghinit ist weicher als Bleiglanz, poliert sich etwa wie dieser, ist aber immer stark zerkratzt. Typische Ausbrüche treten nicht auf.

Bireflexion

Die Bireflexion ist in Luft an Korngrenzen und besonders gegen Bleiglanz mit einiger Aufmerksamkeit deutlich zu sehen, die Effekte sind aber verhältnismäßig schwach. In Öl werden die Unterschiede wesentlich deutlicher und sind nicht mehr zu übersehen.

Bei der Beobachtung in Öl treten folgende Farben infolge der Bireflexion auf:

1. Bei Schnitten // der Längserstreckung (c)
 - a) Längserstreckung // der Schwingungsebene des Polarisators
leuchtend zartgelbgrün heller als PbS
 - b) Längserstreckung ⊥ zur Schwingungsebene des Polarisators
schmutzig gelbgrün
schwacher Stich nach oliv dunkler als PbS
2. Schnitte anderer Lagen lassen sich schwer kristallographischen Richtungen zuordnen. Daher sei nur die Variations der Farbe und des Reflexionsvermögens angegeben.
 - a) Hellste Stellung
wie unter 1a, das Reflexionsvermögen kann absinken, so daß es dem des PbS gleicht. Die Farbe bleibt zartgrün, ist aber nicht mehr so leuchtend.

b) Dunkelste Stellung

Das Reflexionsvermögen ist kleiner als das des Bleiglanzes, die Farbe ist wie unter 1b beschrieben.

c) An einzelnen Körnern kann keine Bireflexion beobachtet werden. Bei der Kreuzung der Nicols erweist sich, daß es sich um isotrope oder nahezu isotrope Schnitte handelt.

d) Anscheinend haben Körner, die senkrecht zur Längserstreckung geschnitten sind, wieder starke Bireflexion.

Bei der mikroskopischen Untersuchung eines Gemenges beliebig orientierter Körner von Meneghinit vermutet man im ersten Augenblick, daß man eine Vielzahl von Bleispießglänzen vor sich hat. An "röntgenreinem" Material sind aber alle Übergänge wie oben beschrieben zu beobachten, so daß man die starke Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der Schnittlage erkennt.

Recht schwierig ist daher bei den vielen möglichen Farbstichen des Meneghinites eine Abgrenzung gegenüber dem Boulangerit, der untergeordnet ebenfalls auftritt.

Anisotropie

Die Anisotropieeffekte sind stark abhängig von der Schnittlage. Im Fall maximaler Anisotropie ist diese sehr stark, sie kann bis auf null zurückgehen.

Die Anisotropiefarben sind in Luft am deutlichsten, sie zeigen kräftige gelbbraune und blaugrüne Farben. In Öl werden sie geringer, die Farbe tritt nur noch als leichter Stich auf.

GefügeZwillingsbildung

Zwillingsbildung ist beim Meneghinit häufig zu beobachten. Sie kann mit zur Bestimmung benutzt werden. Sie ist als Verzwillingung infolge mechanischer Beanspruchung zu deuten. Überwiegend handelt es sich um balken- bis keilartige Verzwillingung - oft in Verbindung mit Translationen - senkrecht zur Längserstreckung. (Abb. 40). Seltener tritt eine Verzwillingung

// der Längserstreckung auf (Abb. 41).

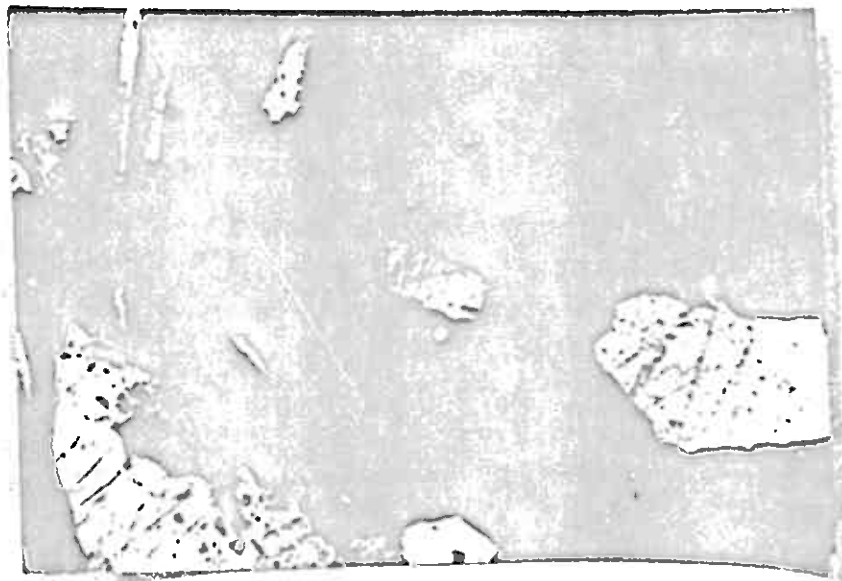


Abb. 40 (400 x, + Nicols, Ölimmersion)

Aggregat von mechanisch beanspruchtem Meneghinit. Die Körner zeigen Druckverzwillingung senkrecht zur Längserstreckung, zum Teil in Verbindung mit Translation.

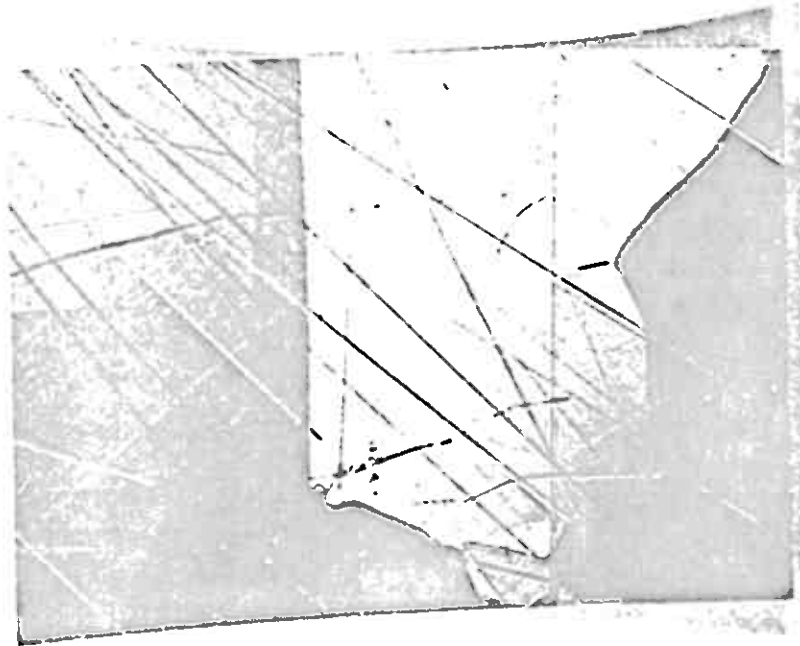


Abb. 41 (200 x, + Nicols, Luft)

Aggregat von Meneghinit mit Druckverzwillingung senkrecht und parallel zur Längserstreckung.

Deformationen

Neben Druckverzwillingung und Translation antwortet der Meneghinit auf verschiedene Art und Weise auf mechanische Beanspruchung.

Häufig kommt es zu Verbiegungen von Körnern, Manchmal haben die Körner noch innere Spannungen und zeigen daher undulöse Auslöschung (Abb. 42). Manche Gefüge ähneln den Schweißbildungen des Bleiglanzes, vielfach scheint auch Rekristallisation vorzuliegen.

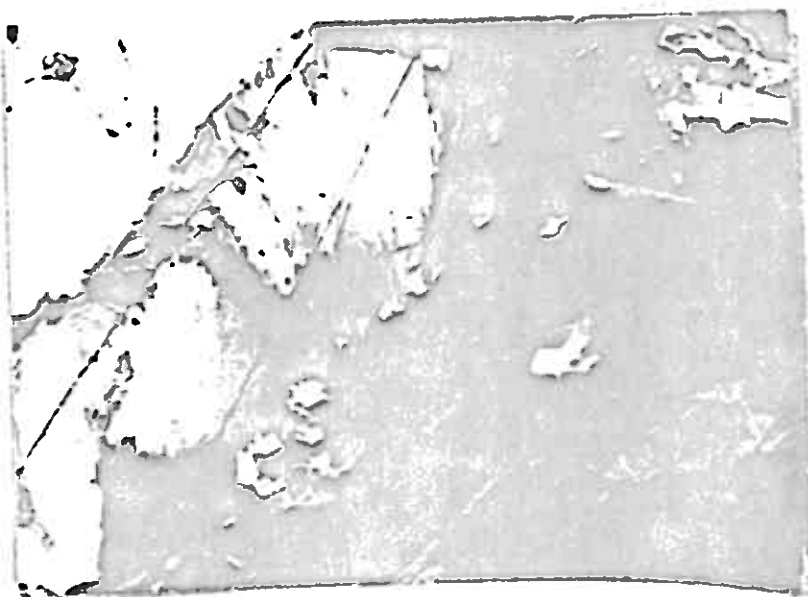


Abb. 42 (400 x, + Nicols, Ölimmersion)

Meneghinit (weiß-grau-schwarz) zeigt vielfältige Reaktion auf mechanische Beanspruchung. Im Bereich stärkster Beanspruchung (diagonal durch die Bildmitte) ist er zerlappt, die Körner sind langgestreckt und eingeregelt. Im unteren Teil des Bildes neigen die Körner bereits zu isometrischer Ausbildung, sind aber noch eingeregelt. Im Schutze eines Arsenkieskristalls (gleichmäßig grau, oben links) liegender Meneghinit zeigt Stauchung. Die inneren Spannungen äußern sich in undulöser Auslöschung. Daneben befindliche Körner sind u.U. bereits rekristallisiert.

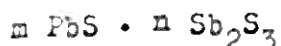
Gefüge i. e. S.

Das Gefüge der Meneghinitaggregate ist vielseitig. Häufig sind langgestreckte, mit rundlichen Begrenzungen versehene Körner, die in ihrer Längserstreckung eingeregelt sind. Nur selten finden sich idiomorphe langsäulige Einzelkristalle in karbonatischer Gangart. In Partien, die deutlich eine mechanische Beanspruchung zeigen, sind die Körner lappig verzahnt miteinander verwachsen und sind streng eingeregelt. Vereinzelt tritt der Meneghinit ohne Zeichen einer Beanspruchung in isometrischen Körnern in Pflastergefügen auf, die für Bleispiessglanze ungewöhnlich sind.

Besondere GefügeartenEntmischungen

In einigen Fällen wurden Gefüge beobachtet, die Entmischungen bzw. dem Zerfall von komplexen Mineralien ähneln. Stets treten hierbei als Endprodukte Meneghinit und Bleispiessglanz miteinander verwachsen auf. Ein Beispiel dieser Art zeigt die Abbildung 43. Hier enthält ein langgestrecktes Meneghinitkorn in feinen Schläuchen und auf Zwickeln Bleispiessglanz. Dieser ist parallel zur Längserstreckung eingelagert.

Sollte es sich hierbei tatsächlich um eine Zerfallsstruktur handeln, so käme vielleicht folgende Erklärung infrage: Die Blei-Antimon-Spiessglanze haben die Zusammensetzung



Betrachtet man die häufigeren Mineralien dieser Gruppe, so ergibt sich folgende Variation der Mengenverhältnisse von PbS zu Sb_2S_3

	m	:	n
Meneghinit	4		1
Falkmanit	3		1
Boulangerit	2,5		1
Semseyit	2,25		1
Jamesonit	2		1

deteromorphit	1,75	1
Plagionit	1,25	1
Robinsonit	1,17	1
Zinckenit	1	1
Füllspit	0,75	1

Dieser Aufstellung kann man entnehmen, daß offensichtlich über das Verhältnis von 4 : 1 hinaus in Naturvorkommen noch kein Mineral aufgefunden worden ist. Die oben beschriebene Zerfallsstruktur stellt vielleicht das Relikt eines bei höherer Temperatur möglichen weiteren Minerals dieser Gruppe mit einer über das Verhältnis 4 : 1 hinausgehenden Zusammensetzung dar, das beim Absinken der Temperatur in Meneghinit und Bleiglanz zerfiel.



Abb. 43 (400 x, + Nicols, Ölimmersion)

Verwachsung von Meneghinit (weiß) und Bleiglanz (schwarz), weiterer Meneghinit (besonders am unteren Bildrand, wechselnde Grautöne)
Die Art der Verwachsung läßt einen Zerfall eines komplexen Blei-Antimon-Spießglanzes zu Meneghinit und Bleiglanz vermuten.

Verdrängungen

Meneghinit verdrängt viele ältere Sulfide, insbesondere Arsenkies und Zinkblende (Abb. 38 und 39), daneben auch Pyrit, Fahlerz und Pyrargyrit. Meist setzt er seine Eigengestalt durch und tritt in spießig-nadeligen Formen in diesen Mineralien auf.

Seinerseits wird er von Bleiglanz und Bournonit verdrängt. Verdrängungen durch karbonatische Gangart in Verbindung mit einem Zerfall zu Bleiglanz und gediegen Antimon sind häufig (Abb. 39).

Genetische Stellung

In der Hauptmenge ist der Meneghinit spät zur Ausscheidung gelangt.

Kleine Einschlüsse im Fahlerz I sind frühe Bildungen, wenn gleich es manchmal schwierig ist bei seiner Neigung zu Verdrängungen unter Durchsetzung der Eigengestalt die Art der Entstehung zu erkennen. Sicherlich sind aber die schon weiter oben beschriebenen nadeligen Einlagerungen im Arsenkies, Zinkblende und in weiteren Mineralien Verdrängungen durch Meneghinit und keine Wachstumseinschlüsse.

Der größte Teil des Meneghinites ist nach der Bildung des Fahlerzes I und vor der Kristallisation des Bleiglanzes zur Ausscheidung gelangt, ein geringer Teil gleichzeitig mit dem Bleiglanz.

BOULANGERITAllgemeinesVerbreitung

Boulangerit ist in den Erzen weit verbreitet, tritt aber in der Menge gegenüber Meneghinit weit zurück.

Boulangerit wurde erst bei der mikroskopischen Untersuchung aufgefunden. Seine Bestimmung ist röntgenographisch überprüft. Er stimmt in seinen Reflexen mit dem Boulangerit von Telkwa, Britisch Kolumbia, ASTM-Kartei, Blatt 9-470 überein.

Kornform

In Kornform und Größenverhältnissen entspricht der Boulangerit weitgehend dem Meneghinit. Ist er in geringen Mengen im Bleiglanz enthalten, so zeigt er lanzettartige Formen, in Aggregaten tritt er isometrisch auf, mit anderen Bleispiessglansen ist er meist lappig verwachsen. Im allgemeinen setzt der Boulangerit seine Idiomorphie gegenüber den anderen Spiessglansen durch.

Optik

Schwierigkeiten entstehen bei der Unterscheidung von Boulangerit und Meneghinit, während er gegen denournonit leicht abgegrenzt werden kann.

Die optischen Eigenschaften gegenüber denen des Meneghinites seien hier kurz aufgeführt.

Bireflexion und Farben

Die Bireflexion des Boulangerits ist bereits in Luft deutlich, bei der Betrachtung in Ölimmersion verstärkt die sich und übertrifft die des Meneghinites. In seiner hellsten Stellung zeigt der Boulangerit ein leuchtendes Grün mit ganz leichtem Stich nach blau. Diese Farbe ist deutlich unter-

scheidbar von dem zarten Gelbgrün des Meneghinit.

Ramdohr (14) gibt zwar an, daß das Reflexionsvermögen in der hellsten Stellung geringer als beim Bleiglanz ist, der subjektive Eindruck - vielleicht aufgrund der Farbe - läßt ihn aber zumindest gleich hell erscheinen.

In der dunkelsten Stellung hat der Boulangerit geringeres Reflexionsvermögen als der Meneghinit. Er nähert sich im Farbeindruck fast dem Bournonit, der allerdings noch dunkler erscheint. Die Farbe ist schmutzig olivgrün mit Stich nach blau.

Die Abhängigkeit der Bireflexion von der Schnittlage lassen die Intensität und die Farben über einen gewissen Bereich schwanken.

Anisotropie

Die Anisotropie des Boulangerits ist in Luft stark und farbig, liegt aber unter der des Meneghinit. Bei der Betrachtung in Öl geht die Farbe bis ins Grau zurück und ist geringer als der immer noch etwas bunte Meneghinit.

Genetische Stellung

Der Boulangerit tritt zusammen mit den anderen Bleispießglänzen auf. Aus seiner Gestalt und den Verwachsungsverhältnissen ergibt sich, daß er gleichalt mit Meneghinit und älter als Bournonit ist. Die Abfolge Boulangerit/Meneghinit läßt sich nicht näher einstufen. Einmal scheint der Boulangerit das ältere Mineral zu sein, ein anderes Mal sehen die Verwachsungen so aus, als ob der Meneghinit vor dem Boulangerit zur Ausscheidung gelangte.

BOURNONITAllgemeinesVerbreitung

Schon J.H.L. Vogt (24) vermutete, daß Bournonit in Svenningdal vorkommt. Im untersuchten Material konnte dieses Mineral nur unter dem Mikroskop gefunden werden. Er ist verbreitet, in der Menge ist er aber nur gering vertreten. Stets ist er mit den Bleispießglänzen verwachsen.

Optik

Der Bournonit ist gut von den anderen Blei-Antimon-Mineralien zu unterscheiden. Seine optischen Eigenschaften lassen eine sichere Bestimmung zu. Am einfachsten erfolgt diese aber aufgrund seiner Zwillingsbildung.

Das Reflexionsvermögen des Bournonits ist deutlich geringer als das des Bleiglanzes und fast fahlerzartig. Die Bireflexion läßt sich in Luft an Korngrenzen und Zwillingslamellen erkennen, sie wird in Öl deutlich stärker. In der hellsten Stellung tritt eine olivgrüne Farbe mit einem Stich nach creme, in der dunkelsten Stellung eine schmutziggrüne Farbe mit Stich nach blau auf.

Die Anisotropieeffekte sind deutlich, bei der Betrachtung in Luft und Öl treten blaue und olivgrüne Farben auf.

GefügeZwillingsbildung

Die Zwillingsbildung des Bournonits ist eine Wachstumsverzwillingung nach (110), die als eine Schar feiner Lamellen ausgebildet ist. Die nach zwei Richtungen orientierten Lamellen stehen bei einer Schnittlage senkrecht zur c-Achse senkrecht aufeinander und zeigen parkettähnliches Aussehen (Abb. 44).

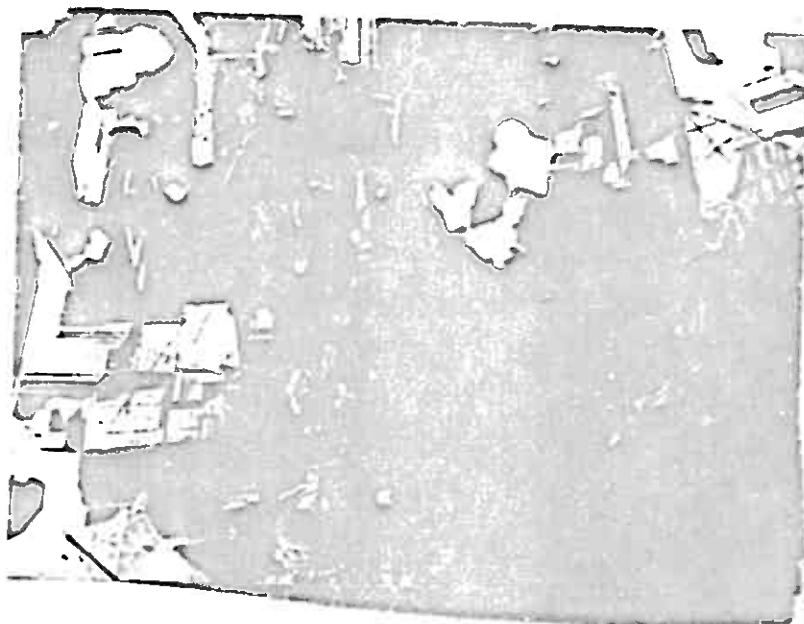


Abb. 44 (200 x, + Nicols, Ölimmersion)

Zwischen gekreuzten Nicols wird die feinelamellare Wachstumsverzwilligung des Bournonits (weiß-grau-schwarz) sichtbar. Zum Teil ist die typische Parkettierung zu sehen. Neben Bournonit untergeordnet Bleiglanz und Meneghinit, Gangart (schwarz mit Innenreflexen)

Genetische Stellung

Der Bournonit ist das jüngste der Blei-Antimonminerale, meist ist er mit Meneghinit und Boulangerit verwachsen. Diese beiden Mineralien und auch Bleiglanz werden von ihm vom Rande her und von Rissen aus verdrängt. Wie sich an Übergängen erkennen läßt, sind Bournonitnadeln Pseudomorphosen nach Meneghinit.

WEITERE BLEISPIESSGLANZE

Vermutlich sind in den Erzen von Svenningdal weitere Blei-Antimon-Spießglanze enthalten, die erzmikroskopisch nicht erkannt worden sind.

Es ist stets schwierig zu beurteilen, ob Unterschiede in der Farbe, in der Stärke der Bireflexion und der Anisotropie in den Bereich hineinfallen, der sich in Abhängigkeit der Schnittlage ergibt, oder ob ein anderes Mineral vorliegt. Die Beobachtung geringer Unterschiede genügt nicht, in den Erzen weitere Mineralien zu bestimmen.

Subjektiv ist in erster Linie die Ansprache der feinen Farbtönen, es ergeben sich oft Differenzen mit den Angaben der Literatur, die zum Teil auch unzureichend sind.

Schwierig ist es, von seltenen Mineralien Vergleichsmaterial zu erhalten, das für eine röntgenographische Überprüfung und die Herstellung von Anschliffen ausreicht.

Unterschiede der Schleif- und Eindruckhärte sind zu gering, um sie als Bestimmungskriterien zu verwenden.

Aufgrund von Gefügeeigenschaften läßt sich eine Reihe von Mineralien erkennen. So sind in den meisten Vorkommen Jamesonit und Geokronit typisch verzwilligt. Da nicht zu identifizierende Mineralien mit typischen Verzwilligungen an dem untersuchten Material von Svenningdal nicht beobachtet wurden, ist wohl ein Auftreten dieser beiden Mineralien auszuschließen.

BLEIGLANZAllgemeinesVerbreitung

Bleiglanz ist ein sehr verbreitetes Mineral, er tritt mengenmäßig mit 10 % an vierter Stelle auf.

Im Svenningdal Gang ist er mit Fahlerz und Rotgültigerz verwachsen, diese bedingen seinen Silbergehalt.

Im Jakob Knudsen Gang wurde er allein als das "Silbererz" angesehen.

Chemismus

Nach den spektroskopischen Untersuchungen von Oftedahl (12) sind im Bleiglanz folgende Elemente enthalten:

Zn	5	%
Cd	0,05	%
Ag	1	%
Tl	0,005	%
Sn	0,001	%
Sb	3	%
As	0,5	%
Bi	0,1	%

Das Auftreten dieser Elemente ist vermutlich so zu erklären:

Zink mit Cadmium und wahrscheinlich auch Zinn treten infolge mechanischer Beimengung von Zinkblende auf.

Der hohe Antimongehalt beruht auf einer Verwachsung mit Meneghinit und Boulangerit.

Arsen gelangt durch eine Beimengung von Arsenkies in den Bleiglanz.

Selbständige Wismutmineralien wurden in der Abfolge nicht angetroffen. Wismut mit einer äquivalenten Menge Silber könnte als Schapbachit im Bleiglanz vorliegen. Nach Randöhr (14) würden derart geringe Mengen, wie sie hier auftreten, im Bleiglanz gelöst bleiben und nicht entmischt werden.

Genauer als die spektroskopische Bestimmung von 1 % Ag sind die Silberbestimmungen an Bleiglanzproben aus den Betriebsanalysen. Nach diesen schwankt der Silbergehalt zwischen 0,2 und 0,8 % Ag, mit einem Durchschnittsgehalt von 0,5 % Ag. Wie sich aus den mikroskopischen Untersuchungen ergeben hat, stammt dieser Silbergehalt mit großer Wahrscheinlichkeit aus Verwachsungen des Bleiglanzes mit Rotgültigerz und mit Fahlerz.

Kornform

Bleiglanz tritt überwiegend grobkörnig auf, als spätes Sulfid füllt er auch den verbliebenen Raum zwischen den anderen Sulfiden. So findet man ihn als Grundmasse, in der idiomorphe Pyrit- und Arsenkieskristalle schwimmen. Häufig füllt er die kataklastischen Risse im Arsenkies und in Pyrit. Tropfenförmig tritt er in Kupferkies und Fahlerz auf. Mit den Blei-Antimon-Mineralien ist er innig verwachsen. Nur gegen das Karbonat zeigt er gelegentlich idiomorphe Formen.

Besondere Gefügearten

Verdrängungen

Bleiglanz tritt als Verdränger vieler älterer Sulfide auf. Typisch sind Verdrängungen von Arsenkies und Pyrit, seltener werden Zinkblende, Meneghinith und Fahlerz korrodiert. Seinerseits wird der Bleiglanz in einigen Schläffen von Quarz, Chlorit und karbonatischer Gangart verdrängt. Von den Sulfiden greift ihn nur das Rotgültigerz an.

Entmischungen

Entmischungskörper von Silbermineralien, die sich häufig im Bleiglanz anderer Lagerstätten mit Silber-reicher Blei-Zink-Mineralisation finden und die dort den Silbergehalt des Bleiglanzes bedingen, wurden im Bleiglanz von Svenningdal nicht beobachtet. Der Silbergehalt beruht auf Verwach-

sung mit Rotgültigers und Fahlers, in unbedeutender Menge vielleicht auf im Bleiglanz gelöstem Schapbachit.

Genetische Stellung

Das Auftreten des Bleiglanzes ist in Svenningdal zeitlich begrenzt. Er ist nach Pyrit, Arsenkies, Zinkblende und Fahlerz das jüngste der in bedeutenden Mengen auftretenden Sulfide.

Die Ausscheidung setzt nach dem Fahlerz I ein, überschneidet sich mit dem Kupferkies und den Blei-Antimon-Mineralien, in großen Massen kristallisiert er noch nach diesen aus.

Örtlich wird er von Quarz, meist jedoch von karbonatischer Gangart begleitet. Von beiden wird er teilweise verdrängt.

Bleiglanz wird in den meisten Lagerstätten an der Grenze zum epithermalen Bereich eingestuft. Auch in Svenningdal dürfte hier die Grenze zu ziehen sein.

ROTGÜLTIGERZ (PYRARGYRIT)Allgemeines

Rotgültigerz war an den untersuchten Proben megaskopisch nicht zu erkennen, wohl aber wurde es in vielen Anschliffen beobachtet. Es handelt sich stets um kleine Einzelkörner und um Verwachsungen mit anderen Sulfiden. Mengenmäßig nur sehr untergeordnet auftretend, ist das Rotgültigerz doch nach Fahlers das zweithäufigste Silbermineral. Während der Betriebszeit der Gruben wurden Stufen gefunden, die kleine nadelförmige Kristalle makroskopisch erkennen ließen (Vogt, 24). Meist trat das Mineral aber als Anflug im Quarz und in Karbonat auf, in Einzelfällen so reichlich, daß handgeschiedenes Erz um 1,5 % Ag enthielt.

Chemismus

In seiner Arbeit über Svenningdal teilt J.H.L. Vogt (24) das Vorkommen von Proustit mit. Nach den bisherigen erzmikroskopischen Untersuchungen und speziellen Überprüfungen mit der Mikrosonde liegt jedoch nur Pyrargyrit vor.

Kornform

Unter dem Mikroskop wurden bis zu 400 μ große Körner beobachtet. Meist tritt der Pyrargyrit xenomorph auf, er füllt Zwickel in den Sulfiden und Gangarten oder sitzt auf Rissen und Spalten. In ganz seltenen Fällen liegen idiomorphe Kristalle vor. Sie sind in Drusen gewachsen, die nachträglich mit Karbonat ausgefüllt wurden. Idiomorphe Querschnitte zeigen drei- und sechseckige Umrisse, die Kristalle sind nadelig und oft wirr verfilzt.

Optik

Die erzmikroskopische Diagnose des Pyrargyrits ist wegen seiner Verwandtschaft mit Proustit und seiner Ähnlichkeit mit einigen

in gleicher Paragenese vorkommenden Mineralien oft recht unsicher.

Die Bestimmung des Rotgültigerzes als Antimon-Rotgültigerz (Pyrargyrit) erfolgte mit der Mikrosonde. An ähnlichen Mineralien lagen in den Erzen noch Miargyrit, Stephanit und Polybasit vor. Bei hinreichender Korngröße ist die Unterscheidung zwischen Pyrargyrit und den Mineralien Stephanit und Polybasit nicht schwierig. Mit dem Pyrargyrit kann eigentlich nur Miargyrit verwechselt werden. Im folgenden sind die erzmikroskopischen Eigenschaften beider Mineralien kurz aufgeführt:

Das Reflexionsvermögen des Miargyrits ist höher als das des Pyrargyrits. Die Farbe des Pyrargyrits ist kräftig blau, während der Miargyrit weiß mit einem schwachen Stich nach blau erscheint. Die Bireflexion ist am stärksten beim Miargyrit, wenn man Schnittlagen mit maximalen Effekten vergleicht. Seine Farbe wechselt zwischen weißgrau und weißblau-weißcreme.

Beim Pyrargyrit erkennt man im allgemeinen die Korngrenzen, die Körner unterscheiden sich aber nur gering in Reflexionsvermögen, fast gar nicht in der Farbe. Die Anisotropieeffekte sind beim Miargyrit hoch und farbig, beim Pyrargyrit in Luft deutlich, in Öl oft aufgrund der Innenreflexe nicht mehr erkennbar. Die Innenreflexe beider Mineralien haben die gleiche blutrote Farbe, beim Miargyrit werden sie selbst bei Beobachtung in Öl selten so stark, daß sie die Anisotropie verdecken, beim Pyrargyrit geschieht dies teilweise schon bei der Beobachtung in Luft.

Eine quantitative Erfassung der Lichtätzung beider Mineralien und die Benutzung zur Diagnose ist nicht möglich. Im einzelnen hängt diese Erscheinung von der Beschaffenheit der Oberfläche und der Orientierung der Körner ab. Dennoch sei kurz das Verhalten beider Mineralien angeführt:

Bei der Untersuchung zeigte der Miargyrit bei langen und intensiven Belichtungen kaum Lichtätzung. Der Pyrargyrit zeigt meist unmittelbar nach dem Einschalten der Beleuchtung die Bildung feiner schwarzer Flecken, die auf einer Entwicklung kleiner SO_2 -Bläschen beruht und allmählich einen schwarzen Film auf der Oberfläche erzeugt.

GefügeZonenbau

Zonenbau ist an einigen Körnern beobachtet worden. Er wird durch Lichtätzung und beginnende Verwitterung entwickelt (Abbildung 45).

Deformationen

Zeichen mechanischer Beanspruchung sind am Rotgültigerz selten zu entdecken. In einigen Fällen zeigt in Karbonat eingelagertes Rotgültigerz flexurartige Verbiegungen, Kataklaste wurde nicht beobachtet.

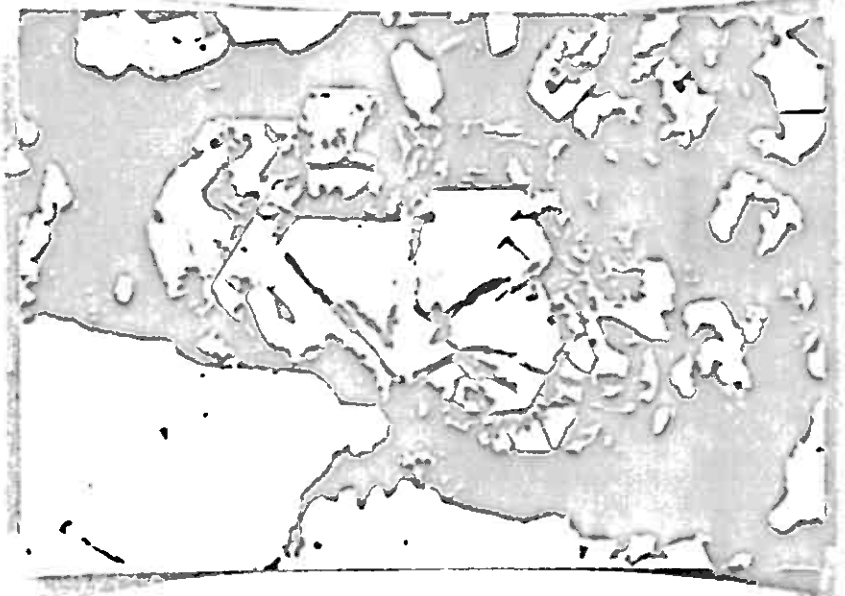


Abb. 45 - (400 x, 1 Nicol, Luft)

Ein Pyrargyritkorn (hellgrau) zeigt Zonenbau, der aufgrund von Lichtätzung erkennbar wird.

Pyrit (weißgrau), Karbonat (dunkelgrau), Quarz (schwarz)

Besondere GefügeartenVerdrängungen

Als sehr spätes Sulfid der Abfolge verdrängt das Rotgültigerz viele andere Mineralien. Die Verdrängung betrifft in erster Linie Antimon-reiche Mineralien wie

gediegen Antimon

Gudmundit

Fahlerz I

Daneben werden Magnetkies und Kupferkies zum Teil orientiert verdrängt.

Alle beobachteten Verdrängungen scheinen ascendente zu sein.

Selber wird das Rotgültigerz nur durch Silberglanz verdrängt, es ist nicht zu entscheiden, ob dies ascendent oder deszendente geschieht.

Genetische Stellung

Pyrargyrit ist über einen weiten Bereich der Abfolge verbreitet.

Am frühesten tritt er - allerdings recht selten - mit Fahlerz I und Kupferkies vor Bleiglanz auf. Er verdrängt beide Mineralien.

Im folgenden kommt er in Verwachsungen mit allen Mineralien vor, er erreicht den Höhepunkt seiner Ausscheidung nach der Kristallisation des Bleiglanzes. In diesem Teil der Abfolge wird er von karbonatischer Gangart begleitet, gegen die er meist idiomorph entwickelt ist. Zusammen mit Karbonat füllt er auch Risse und Spalten in Fahlerz I und Bleiglanz sowie in anderen Mineralien.

In der Vergesellschaftung mit Fahlerz I und Kupferkies ist der Pyrargyrit eine mesothermale Bildung, die Hauptmenge ist epithermal ausgeschieden worden.

In keinem Fall seines Auftretens bestand Veranlassung zur Vermutung, daß es sich um deszendente gebildeten Pyrargyrit handelt.

SELTENE SILBERMINERALIEN

Megasporisch waren in den Erzen von Svenningdal an Mineralien, die zur Erklärung des Silbergehaltes infrage kamen, nur Rotgültigerz und Fahlerz gefunden worden.

Weitere Silberminerale treten nur in Spuren auf und wurden erst bei der mikroskopischen Untersuchung entdeckt. Von rund 150 Anschliffen enthalten 25 seltene Silberminerale.

Das Rotgültigerz kommt bereits recht früh in der Abfolge vor, die anderen Mineralien sind späte Bildungen und reichen unter Umständen bis in den deszendenden Bereich (Silberglanz) hinein. Sie sind meist mit Karbonat vergesellschaftet.

Ihr spurenhaftes Auftreten und die geringe Korngröße verursachen Schwierigkeiten bei der Bestimmung. Alle Silberminerale wurden mit der Mikrosonde überprüft. Dabei gelang es in Kombination mit den erzmikroskopischen Befunden folgende Mineralien sicher zu bestimmen:

Margyrit
Polybasit
Stephanit
Silberglanz
Dyskrasit

Die Untersuchungen mit der Mikrosonde erfolgten nur qualitativ. Es blieben einige Mineralien übrig, bei denen der qualitative Nachweis von Silber zur Bestimmung noch nicht ausreichte. Sie sollen später an umfangreicheren Probenmaterial quantitativ untersucht werden.

Es ist in den Erzen mit einer Reihe weiterer seltener Silberminerale zu rechnen.

Margyrit

Margyrit ist bereits erzmikroskopisch sicher vom Rotgültigerz zu unterscheiden. Hierauf ist bereits bei der Beschreibung des Rotgültigerzes eingegangen worden (Seite 111).

Miargyrit ist meist mit Rotgültigerz verwachsen, daneben füllt er Risse im Fahlerz I aus.

Polybasit

Erzmikroskopisch ist eine Unterscheidung von Polybasit und Pearceit nicht möglich. Die Untersuchung mit der Mikrosonde ergab einen hohen Antimongehalt neben ganz geringen Arsengehalt.

Polybasit ist mit Rotgültigerz und Miargyrit vergesellschaftet, daneben kommt er auf Rissen im Fahlerz I vor.

Stephanit

Stephanit wurde nur in zwei Anschläffen gefunden. Er trat hier als Einschluss im Fahlerz I auf. Die deutliche Bireflexion und eine hohe Anisotropie mit Farben lassen ihn recht eindeutig bestimmen.

Silberglanz

Silberglanz wurde mehrfach beobachtet. Er trat als Verdränger von Rotgültigerz auf. Ob es sich um eine ascendente oder descendente Bildung handelt, ist nicht zu entscheiden. Der Silberglanz ist in den Schläffen meist stark zerkratzt und zeigt schnelles Anlaufen, unter Beleuchtung intensive Lichtätzung.

Dyskrasit

Dyskrasit wurde in größeren Mengen nur in Anschläffen von einem Handstück gefunden. Er tritt in Fahlerz I auf, das mit Kupferkies und Rotgültigerz verwachsen ist. Bei seiner Bildung scheint es sich um eine Verdrängung des Fahlerzes zu handeln. Stets beobachtet man zwischen dem Fahlerz und dem Dyskrasit einen Saum von Gangart, die weder Quarz noch ein Karbonat zu sein scheint. Überdenkt man den Chemismus der Mineralien, so könnte es sich um ein Sulfat handeln, wenn man mit einem Abbau

des Fahlerzes und einer Übernahme des Silbers und des Antimons in den Dyskrasit rechnet.

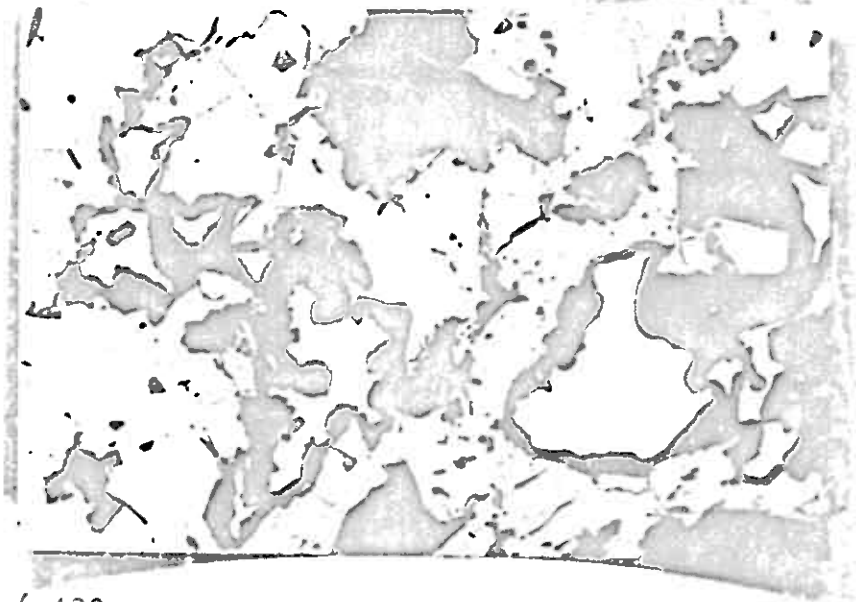


Abb. 46 (400 x, 1 Nicol, Luft)

Fahlerz I (hellgrau) ist verwachsen mit Kupferkies (weißgrau) und Rotgültigerz (hellgrau, etwas heller als Fahlerz). Im Fahlerz bildet sich Dyskrasit (weiß). Um diesen herum befindet sich ein Saum aus Gangart (dunkelgrau, z.T. mit verschleierte Innenreflexen), der vermutlich aus Sulfat besteht.

Karbozart (schwarz), Zinkblende (dunkles Mittelgrau)

ANTIMONIT

Nach J.H.L. Vogt (24) war Antimonit in einzelnen Teilen der Lagerstätte ziemlich verbreitet, er kam in kleinen idiomorphen nadeligen Kristallen vor.

In den untersuchten Proben wurde er nur mikroskopisch gefunden. Er tritt in einigen Schliffen in geringen Mengen auf, meist in Verwachsung mit Mineralien der letzten Phase der Ausscheidung oder auf Rissen im Arsenkies und Pyrit. Wird er von karbonatischer Gangart begleitet, so ist er idiomorph in Form kleiner oft büschelig angeordneter Nadeln ausgebildet.

Verwitterungsbildungen der primären Sulfide

Es wurden folgende durch Verwitterung entstandene Mineralien in den Erzen von Svenningdal aufgefunden:

Pyrit
 Markasit
 (Zwischenprodukt)
 Goethit
 Lepidokrokit
 Hämatit
 Covellin
 Stetefeldtit
 Malachit
 Azurit
 Cerussit
 Wulfenit
 Anglesit

Die meisten dieser Mineralien kann man an den Handstücken bereits megaskopisch als Anflug erkennen, zum Teil bilden sie dicke Krusten.

Pyrit, Markasit und Zwischenprodukt

Über die Bildung dieser Mineralien wurde bereits bei der Beschreibung der primären Mineralien und ihrer Umwandlungen berichtet.

Hauptsächlich entstehen sie bei der Verwitterung des Magnetkieses.

Goethit und Lepidokrokit

Diese Eisenhydroxide bilden sich aus allen eisenhaltigen Sulfiden. In erster Linie entstehen sie aus

Pyrit
 Markasit
 Magnetkies

weiterhin aus

Kupferkies

Cubanit

Zinkblende

Unter dem Mikroskop sieht man, daß die Bildung von Rissen und Korngrenzen ausgeht. Zum Teil sind Pseudomorphosen nach Pyrit (Abb. 47) und nach Magnetkies entstanden. Meist tritt Goethit in traubig-nierigen Formen und Krustenartigen Massen auf, untergeordnet bildet sich Lepidokrokit (Abb. 48).

Hämatit

In einem Goethitgemenge, das durch Verwitterung aus Pyrit entstanden ist, treten rundliche Aggregate von Hämatit auf. Dieser scheint lokal durch Entwässerung aus dem Goethit gebildet worden zu sein.

Covellin

Covellin wurde nur unter dem Mikroskop beobachtet. Er entsteht als Verwitterungsprodukt aus Kupfer-haltigen Mineralien wie

Kupferkies

Cubanit

Fahlerz

Oft kommt es zur Ausscheidung des Covellins nicht direkt auf den Kupfermineralien sondern er wird auf Rissen und Spalten Kupfer-freier Minerale wie Bleiglanz und Arsenkies zementiert.

Stets tritt der Covellin in feinen Schuppen auf, die oft parallel zu Richtungen des verdrängten Sulfids orientiert sind.

Neben dem sogenannten normalen Covellin im Sinne von Ramdohr (14) wurde in großer Menge auch der sogenannte blaubleibende Covellin gefunden.

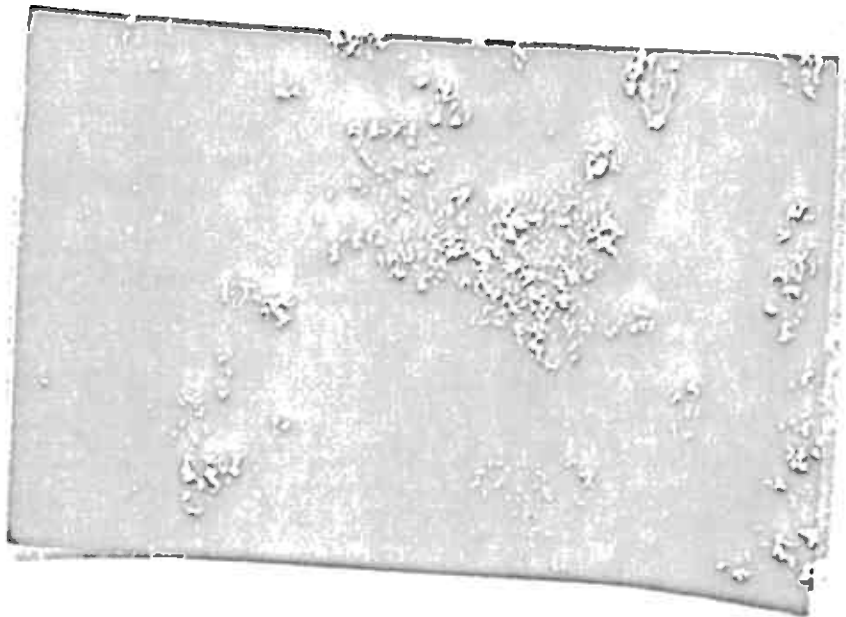


Abb. 47 (300 x, 1 Nicol, Ölimmeration)
 Goethit-Pseudomorphosen (grau) nach
 Pyrit II, in Relikten ist noch Pyrit II
 erhalten (weiß).
 Quarz (schwarz)

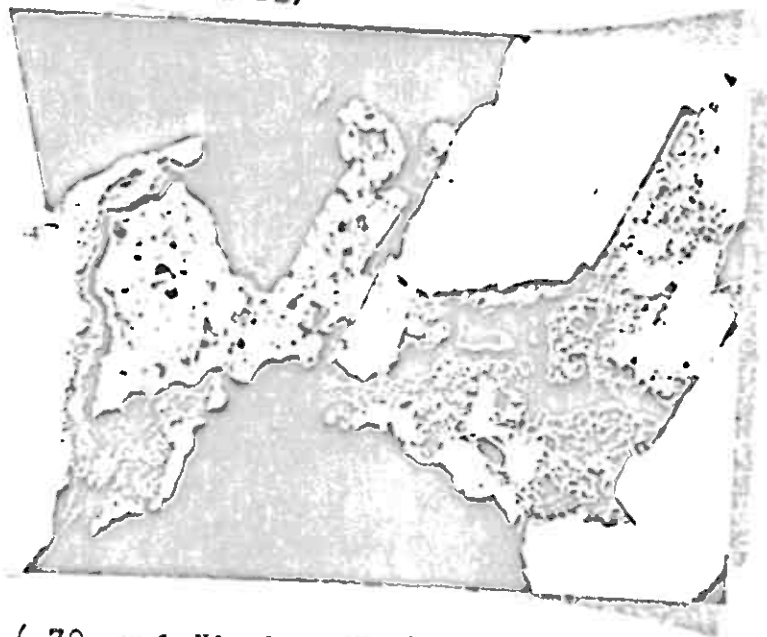
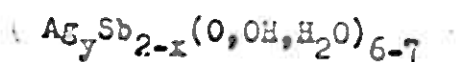


Abb. 48 (70 x, 1 Nicol, Luft)
 Verwitterung von Pyrit (weiß) zu Limonit.
 Neben den traubig-nierigen Säumen aus
 Goethit (grau) ein Aggregat aus grobkörnig-
 em Lepidokrokit (wechselnd hell- mittel-
 grau, Bireflexion!)

Stetefeldtit

Megaskopisch wurden in Drusen und als Krusten auf Antimon-reichen Erzen häufig bunte, erdige Massen beobachtet.

Bei der röntgenographischen Untersuchung von Material, von einer Stelle, die genügend einheitlichen Stoff ergab, wurde ein gelber Ocker als Stetefeldtit (ASTM-Kartei, Blatt 8-12)



mit x etwa gleich 0,5 und y gleich 1-2 bestimmt.

Vermutlich liegen noch weitere Antimon-Ocker vor.

Malachit und Azurit

Viele Handstücke, die auf den Halden aufgesammelt worden sind, sind mit Krusten von Malachit und Azurit bedeckt.

Erzmikroskopische Untersuchungen liegen hierzu nicht vor.

Cerussit

Bleiglanz und Bleispiessglanze zeigen Verdrängungen durch ein Karbonat. Da dessen Reflexionsvermögen ungewöhnlich hoch ist und es starke Anisotropie zeigt - beide intensiver als beim Kalkspat - wird vermutet, daß es sich um Cerussit handelt.

Wulfenit

Ein Handstück von den Halden zeigte Besatz mit kleinen, einige Millimeter großen Wulfenithkristallen. Dies ist das einzige bisher in Svenningdal gefundene Molybdänmineral. Vermutlich stammt der Molybdängehalt aus der Verwitterung der Nebengesteine und nicht aus den Erzen des Ganges.

Anglesit

J.H.L. Vogt (24) fand nahe der Tagesoberfläche kleine farblose Kristalle von Anglesit in Drusen und als Krusten auf Bleiglanz.

Gangarten und Mineralien des ersafreien Abschnittes der
Mineralisation

Als Gangarten treten auf - sowohl gleichzeitig mit den Sulfiden als auch ihre Ausscheidung überdauernd -

Quarz
Kalkspat
Chlorit

Nach der Ausscheidung der Sulfide bilden sich

Desmin
Chalzedon
Apophyllit

Quarz

Quarz gelangt mit den ersten Sulfiden zur Ausscheidung, sein Vorkommen reicht bis in den nachsulfidischen Teil der Abfolge.

In der frühen Phase ist Quarz die einzige Gangart. Er ist dort ausgebildet, nur lokal sind in Drusen einige Zentimeter große Kristalle mit idiomorphen Formen entwickelt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich der Durchläufercharakter des Quarzes darin, daß er mit allen Sulfiden verwachsen auftreten kann.

Im Verlauf der Mineralisation bildet Quarz neben Kalkspat die Gangart, zum Teil wird er vom Kalkspat verdrängt.

Nachsulfidisch ist der Quarz als feiner Rassen aus einige Millimeter großen idiomorphen Kristallen auf älterem Quarz, Kalkspat, Chlorit und Desmin aufgewachsen.

Kalkspat

Kalkspat wird später als der früheste Quarz ausgeschieden, tritt eine Zeitlang gleichzeitig mit ihm auf und überdauert ihn schließlich.

Idiomorphe Kornformen sind nicht entwickelt, der Kalkspat erreicht jedoch erhebliche Korngrößen wie kopfgröße Stücke mit einheitlicher Spaltbarkeit zeigen. Der mit den Sulfiden vergesellschaftete Kalkspat ist gelblich bis fleischfarben.

Am Handstück und unter dem Mikroskop erkennt man Verdrängungen des Quarzes durch Kalkspat. Auch Sulfide werden korrodiert, so zum Beispiel Bleiglanz unter Bildung von Cerussit.

Meistens zeigt der Kalkspat eine Druckverzwillingung infolge mechanischer Beanspruchung.

Postsulfidisch auftretender Kalkspat ist weiß und tafelig ausgebildet. Über 10 cm große Tafeln von nur 2-3 mm Dicke bilden ein sperrig verwachsenes Gitterwerk. In den Hohlräumen haben sich Quarz, Desmin, Chalzedon oder jüngerer Kalkspat angesiedelt.

Der postsulfidische Kalkspat zeigt im kurzwelligen Ultraviolettlicht gelbe und rote Lumineszenz. Bei Erwärmung kommt es zu Thermolumineszenz.

Chlorit

Unter dem Mikroskop beobachtet man gelegentlich Chlorit als Verdränger von Sulfiden und in Verwachsungen mit ihnen.

Megaskopisch läßt er sich im sulfidführenden Teil der Paragenese nur selten erkennen. Er verursacht eine Grünfärbung des Quarzes und des Kalkspates.

Postsulfidisch ist er sehr verbreitet. Er kommt mit Quarz verwachsen vor oder füllt Drusen im Kalkspatgitterwerk.

Eine genaue Bestimmung des Chlorits gelang noch nicht.

Desmin

Der Desmin gehört zur postsulfidischen Phase der Abfolge. Er tritt hauptsächlich in Drusen im Kalkspatgitterwerk auf, gelegentlich füllt er auch Risse in den Erzen.

Die Bestimmung des Desmins erfolgte röntgenographisch, er ist identisch mit dem Desmin nach Blatt 10-435 der ASTM-Kartei.

Der Desmin ist meistens trüb gelblich-weiß. Zum Teil sind die Kristalle klar. Die Kristalle erreichen Größen bis zu einigen Millimetern und sind idiomorph. Größere Aggregate aus subparallel verwachsenen Kristallen bilden Stücke bis zu 5 cm Größe.

J.H.L. Vogt teilt das Vorkommen von Schwerrpat mit (24). Dieser soll sehr selten auftreten, in einzelnen Gangteilen aber reichlich vertreten sein. An der von ihm angegebenen Stelle im Jakob Knudsen Gang gelang es 1965 nicht, Schwerrpat aufzufinden. Dagegen wurden hier mächtige Desmin-Kalkspat-Ausfüllungen des Ganges beobachtet. Über ein Vorkommen des Desmins in Svenningdal berichtet J.H.L. Vogt nichts.

Chalzedon

Neben dichtem gelben Chalzedon findet sich in den Kalkspatdrusen gelegentlich ein rot-grün gebänderter Chalzedon

Apophyllit

Kleine 1-2 mm große idiomorphe Kristalle von Apophyllit wurden in einem Handstücke vergesellschaftet mit klarem Kalkspat auf Aggregaten aus weißem, tafligen Kalkspat gefunden.

PARAGENESEParagenese der Hauptelemente

- Schwefel** Schwefel wird während der gesamten Mineralisation angeboten.
Neben einfachen Sulfiden und Disulfiden kommt es im Laufe der Ausscheidung zunehmend zur Bildung von Sulfarseniden, Sulfantimoniden und komplexen Sulfosalzen.
- Arsen** Kurz nach der Ausscheidung kristallisieren Arsen-haltige Mineralien in Form von Arseniden und Sulfarseniden. Das Arsenangebot ist zeitlich beschränkt.
- Antimon** Erst einige Zeit nach dem letzten Auftreten von Arsenmineralien kommt es zur Ausscheidung von Antimonmineralien. Eine frühe Bildung ist ein Sulfantimonid, dann folgen komplexe Kupfersulfosalze, Bleisulfosalze und Silbersulfosalze. Späte Bildungen sind das Sulfanhydrid und ein Silberantimonid.
Gediegen Antimon tritt weitig bei der Umwandlung von Fahlerz zu Kupferkies auf. Eine Umwandlung von Bleisulfosalzen zu Bleiglanz - neben direkter Bildung - bringt ein zweites Mal gediegen Antimon zur Ausscheidung.
- Eisen** Eisen wird während der gesamten Ausscheidungsfolge angeboten. Es kristallisieren Eisensulfide und Disulfide, Eisenarsenide und Sulfarsenide und Eisensulfantimonide. Weiterhin ist Eisen im Kupferkies, Zinnkies und in der Zinkblende enthalten. Ungewöhnlich ist das Auftreten von Magnetit.
- Kupfer** Kupfer läßt sich in Spuren bereits zu Anfang der Mineralisation beobachten, tritt aber in größerer Menge erst später auf. Das Angebot hält bis zum Ende der Ausscheidung an.

- Zink** Zink ist in Form von Zinkblendeeinschlüssen bereits im ältesten Sulfid eingelagert. Seine Hauptausscheidung tritt nach der des Kupfers ein. Im Gegensatz zu diesem ist es auf einen engen Zeitraum begrenzt.
- Zinn** Zinn scheidet sich gleichzeitig mit der Hauptmenge des Zinks und dieses etwas überdauernd als Zinnkies ab.
- Blei** Blei gelangt als letztes der in größeren Mengen auftretenden Elemente in Form von Bleiglanz und Blei-Antimon-Sulfosalzen zur Ausscheidung.
- Gold** Gold wird etwas vor den ersten Silbermineralien ausgeschieden. Silbergehalte im Gold zeigen, daß sich beide Elemente überschneiden.
- Silber** Selbständige Silbermineralien mit hohen Silbergehalten (also nicht Fahlerz I) sind gleichalt mit dem Bleiglanz. Die Silberrauscheidung in Form komplexer Silbersulfosalze hält bis zum Schluß der Mineralisation an. Eine späte Bildung ist das Silberantimonit Dyskrasit, das zum Teil aus älteren Silbermineralien durch Umwandlung entsteht.

Die Elemente in der Abfolge

	ascendent	descendent
S	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	XX
As	XXXX	
Sb	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	
Fe	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	XX
Cu	x XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	XX
Zn	x XXXX	
Sn	z XXX	
Pb	XXXXXXXXXXXX	XX
Au	XXXXXXXX	
Ag	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	?
SiO ₂	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	
Karbonat	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	

Paragenese der häufigeren Mineralien

Die frühesten Bildungen sind Pyrit I, Löllingit und Arsenkies. Die Ausscheidung beginnt mit Pyrit I, der durch Zinkblendeentmischungen und Einschlüsse von Kupferkies mit Vallerit, Magnetkies und Zinkblende gekennzeichnet ist. Es folgt Löllingit, der nur noch in Spuren vorhanden ist, da er vom Arsenkies verdrängt wird. Gleichzeitig mit Arsenkies und diesen überdauernd kristallisiert Pyrit II. Diese Mineraliengruppe setzt sich deutlich von den folgenden Mineralien ab.

Im Anschluß bilden sich ein erster, hochtemperierter Kupferkies und der älteste Magnetkies, deren Ausscheidung im folgenden Teil der Abfolge bis zum Ende hin anhält.

Zinkblende kristallisiert nach dem Ältesten Kupferkies, die Ausscheidung ist zeitlich eng begrenzt. Mit der Bildung der Zinkblende liegt die Temperatur in einem Bereich, wo nur noch ein niedrigtemperierter Kupferkies ausgeschieden wird.

Gleichzeitig mit Zinkblende und diese überdauernd gelangt Zinnkies zur Kristallisation. Daß Zinkblende und Zinnkies Bildungen hoher Temperaturen sind, zeigt ihre gegenseitige Entmischung.

Anschließend hieran mit einer deutlichen Lücke zwischen den Arsen-haltigen Mineralien gelangen Antimon-haltige Mineralien zur Ausscheidung. Das früheste ist Fahlerz I, das gleichzeitig das Älteste Silbermineral ist. Verdrängungen des Fahlerzes I durch Kupferkies führen zur Bildung von gediegen Antimon.

Gudmundit tritt zum erstenmal auf, kommt im folgenden bis zum Schluß der Mineralisation zur Ausscheidung.

Mit Fahlerz I vergesellschaftet ist gediegen Gold, dessen Bildung bis zum Bleiglanz reicht.

Mit dem Ausklingen von Fahlerz I kristallisiert das erste Rotgültigerz. Seinen Höhepunkt erreicht es später, gleichzeitig mit den seltenen Silbermineralien. Die Ausscheidung dieser Silbersulfosalze hält bis zum Schluß der Mineralisation an.

An das Auftreten des ersten Rotgültigerzes schließen die Bleisulfomineralien an, nach diesen und sie teilweise verdrängend gelangt Bleiglanz zur Ausscheidung. In Verbindung mit dieser

Verdrängung kommt es ein zweites Mal, neben direkter Ausscheidung, zur Kristallisation von gediegen Antimon.

Fahlerz II und Antimonglanz sind neben Galsundit, Kupferkies und Rotgültigerz die letzten Sulfide der Mineralisation.

Deszendend kommt es zur Bildung weiterer Mineralien. Die wichtigsten sind:

Covellin

Pyrit

Markasit

Goethit

Lepidokrokit

GENESE

Die genetische Deutung einer Lagerstätte erfordert eine Vielzahl von Tatsachen wie die Zuordnung zu einem geologisch-tettonischen Geschehen, dessen Alterstellung und die physikalisch-chemischen Bedingungen während der Lagerstättenbildung. Nur in günstigen Fällen sind eindeutige Einstufungen möglich. Für die Lagerstätte Svenningdal sind zur Zeit die meisten dieser Faktoren ungeklärt.

Bildungstemperatur und Druck

Die Ausscheidung der ältesten Sulfide erfolgte heißhydrothermal. Erste sichere Temperaturangaben liefert der Zerfall von Hochtemperaturmischkristallen des Systems Fe-Cu-S. Nach Laboruntersuchungen und Beobachtungen an natürlichen Vorkommen wird für den Zerfall dieser Mischkristalle zu Kupferkies und Cubanit ein Temperaturbereich zwischen 250 und 300 Grad, für den Zerfall in Kupferkies und Vallerit ein Bereich zwischen 250 und 200 Grad angenommen (Borchert, 2).

Alle älteren Sulfide sind bei höheren Temperaturen gebildet. Anzeichen für heißhydrothermale Bildungen sind durch folgende Beobachtungen gegeben:

Pyrit I enthält Zinkblendemischungen, Zinkblende entmischt Zinkkies, Zinkkies entmischt Zinkblende, Kupferkies zeigt Umwandlungsverzwillingung.

Die Endtemperaturen der Mineralisation haben vermutlich niedrig gelegen. Die letzten Sulfide, die auskristallisieren, sind Silbersulfosalze und Antimonglanz. Anschließend gelangt ein Zeolith vermutlich schon bei Temperaturen unter 100 Grad zur Ausscheidung.

Für die Drucke bei der Bildung der Lagerstätte liegen keine Anhalte vor. Aus den morphologischen Verhältnissen ist mit einer Lagerstättenbildung mindestens 1500 m unter der Oberfläche zu rechnen.

Zeitliche Zuordnung

Die Zuordnung der Lagerstättenbildung von Svenningdal zu einer bestimmten geologisch-tektonischen Phase ist bisher nicht gelungen. Es wäre in erster Linie an folgende Möglichkeiten zu denken:

Bildung im Nachhall der kaledonischen Orogenese

In einem späten Stadium der Orogenese ist es in den Kaledoniden zu Deckenschüben aus den Zentralzonen auf die Randpartien gekommen. Durch diese Bewegungen wurden das Kluftsystem zum Teil ausgestaltet. Es besteht die Möglichkeit, daß zu dieser Zeit hydrothermale Lösungen aus höher temperierten Teilen zu den Randteilen abströmten und auf den offenen Spalten des Grubenfeldes zu Vererzungen führten.

Postkaledonische Bildung

Moorbath und Vokes (9) haben an einer Reihe von norwegischen Lagerstätten Altersbestimmungen nach der Blei-Isotopenmethode durchgeführt. Für die Lagerstätte Svenningdal ergab eine starke Anreicherung von radiogen entstandenem Blei ein negatives Modellalter.

Hernes (5) glaubt aufgrund von Analogien, die hauptsächlich auf Beobachtungen an anormalen Altersbestimmungen aus dem Raum der permischen Magmatite des Oslogebietes fußen, aus diesen Daten für Svenningdal ein permisches Alter der Vererzung herleiten zu können.

Element- und Mineralvergleich mit Lagerstätten der Umgebung

Bei allen Deutungsversuchen ist eine Betrachtung der Elementverteilung in den Lagerstätten der Umgebung von Interesse.

In der Übersicht über Lagerstätten und Vorkommen in der Umgebung von Svenningdal auf Seite 12 wurden einige konkordante Vorkommen erwähnt. Von zwei dieser Vorkommen liegen Analysen

von Bleiglanz auf Silbergehalte vor:

PbS von Eiterholten (6 km SW) enthält 0,35 % Ag

PbS von Ravnaasen (19 km N) enthält max. 0,05 % Ag

In einem weiteren Vorkommen - Mikkelfjord, 30 km SSE - enthält

PbS max. 0,37 % Ag und Fahlers max. 0,96 % Ag.

In diesen Vorkommen treten nach megaskopischen Beobachtungen folgende Mineralien auf: Bleiglanz, Zinkblende, Fahlers, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies.

Erasmioskopisch sind bisher genauer nur die beiden Kieselagerstätten Hofjell-Grube mit Vorkommen des Rüstafjell (Sæger, 17) und Bleikvassli Gruber (Vokos, 28) bearbeitet worden.

Ein Vergleich von Svenningdal mit diesen (siehe Tabelle auf Seite 134) zeigt große Ähnlichkeit im Stoffbestand und auch in der Mineralparagenese der drei Lagerstätten.

Eine Abweichung ergibt nur das Fehlen von Molybdänglanz und Nickelmineralien in Svenningdal. Das Auftreten von Lüllingit und Markasit in Svenningdal beruht nicht auf einem Unterschied in der Stoffbilanz sondern auf den physiko-chemischen Bedingungen.

In der Lagerstätte Svenningdal deutet sich eigentlich nur ein erhöhter Antimon- und Silbergehalt gegenüber den Lagerstätten der Umgebung an. Es scheint der Elementinhalt einer Provinz mehrfach aufgearbeitet worden zu sein und bei unbedeutenden Elementverschiebungen zu gleichen Element- und Mineralparagenesen trotz unterschiedlichen Lagerstättentyps geführt zu haben.

	Mofjell	Vorkommen des Rüstaufjell	Bleikvasseli	Svenningdal
Pyrit	x	x	x	x
Markasit, assendent				x
Magnetkies	x	x	x	x
Löllingit				x
Arsenkies	x	x	x	x
Gudmundit	x	x	x	x
Antimonit				x
Kupferkies	x	x	x	x
Cubanit	x	x	x	x
Vallerit	x	x	x	x
Bornit	x	x		
Zinkblende	x	x	x	x
Zinnkies	x	x	x	x
Fahlerz	x	x	x	x
Pyrargyrit	x	x	x	x
seltene Ag-Sulfosalze			.	x
Bleiglanz	x	x	x	x
Bourmonit	x	x	x	x
Boulangerit	x	x	x	x
Jamesonit	x			
Geokronit			x	
Meneghinit				x
ged. Gold	x	x	x	x
ged. Antimon		x		x
ged. Wismut				1
Cosalith		x		1
Hessit	x			
Molybdänglanz	x	x	x	
Ullmannit	x	x		
Breithauptit	x	x	x	

1 Wismutgehalt ist in Svenningdalen
spektroskopisch nachgewiesen

ZUSAMMENFASSUNG

Die Lagerstätte Svenningdal liegt in Nord-Norwegen etwa 100 km südlich des Polarkreises. Es ist eine der für Norwegen seltenen Ganglagerstätten.

Die postmetamorph vererzten Gänge mit einer Ag-reichen Pb-Zn-Mineralisation befinden sich in kambro-silurischen Gesteinen aus dem Zentralteil der Geosynklinalen, die kaledonisch gefaltet und bis zur Almandin-Amphibolit-Fazies metamorphosiert worden sind.

Zwei Gänge wurden in den Jahren 1877 bis 1900 auf etwa 300 m Längserstreckung und bis in eine Tiefe von 100 m abgebaut. Sie lieferten etwa 16 t Silber.

Die Vererzung begann heißhydrothermal mit Pyrit, Löllingit und Arsenkies, es folgten Zinkblende, Zinnkies und Kupferkies.

Im Anschluß an ein anfängliches Arsenangebot treten im niedriger temperierten Teil der Abfolge bei hoher Antimonkonzentration Fahlerz, Gudmundit, gediegen Antimon, Pyrargyrit, Bournonit und die Pb-Sb-Mineralien Meneghinith und Boulangerit auf. Weitere, untergeordnete Mineralien werden besprochen.

Der Silberträger ist in erster Linie Pyrargyrit. Auf seiner Verwachsung mit Bleiglanz beruhen dessen Ag-Gehalte. Fahlerz enthält durchschnittlich 3-4 % Ag. In Spuren treten weitere Ag-Mineralien auf.

Gangarten sind Quarz, Kalkspat und untergeordnet Chlorit.

Aus den niedrigst temperierten erzfreien Lösungen scheiden sich Chalkedon und Desmin ab.

Es werden einige sekundär gebildete Mineralien beschrieben.

Eine Beziehung der Vererzung zu einer geologisch-tektonischen Phase kann nicht nachgewiesen werden.

Der Vergleich mit Lagerstätten und Vorkommen der Umgebung zeigt trotz Unterschiedes des Lagerstättentyps Stoff- und Mineralgleichheit. Svenningdal ist Silber- und gering Antimonreicher als diese.

LITERATURVERZEICHNIS

1. BAUMANN, L.: Tektonik und Genesis der Erzlager-
stätte von Freiberg (Zentralteil)
Freiberger Forschungshefte C 46
Akademie-Verlag Berlin, 1958
2. BORCHERT, H.: Über Entmischungen im System Cu-Fe-S
und ihre Bedeutung als "geologische
Thermometer"
Chemie d. Erde, 9, 145-172, 1934
3. CAMERON, E.N.: Ore Microscopy
John Wiley & Sons, Inc
New York - London, 1961
4. GUSTAVSON, M. und GRÖNHAUS, A.: En geologisk undersøkelse
på den nordvestlige del av kartblad
Börgefjell
N G U^X Nr. 211, 26-74
5. HERMES, I.: Anzeichen einer varistatischen Vererzung
N. Jb. f. Mineralogie, Monatshefte 1905
6. HOLMSEN, G.: Rana, Beskrivelse til det geologiske
generalkart
N G U Nr. 136, 1932
7. HOLTEDAHL, O.: Geology of Norway
N G U Nr. 208, 1960
8. LIEN, H.: En geologisk og petrografisk beskri-
velse av de vestlige traktene på
kartblad Hattfjelldal
Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo,
1956

^X N G U : Norsk Geologisk Undersøkelse

9. MOORBATH, S. und VOKES, F.M.: Lead isotope abundance studies on galena occurrences in Norway
N G T^x Nr. 43,3 283-343, 1963
10. NEUMANN, H.: Silver Deposits at Kongsberg
N G U Nr. 162, 1944
11. NISSEN, A.L.: En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavann, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose
N G U Nr. 234, 103-159, 1963
12. OTTEDAL, I.: Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblende-führender Vorkommen
Norsk vidensk. akad. Oslo
Skrifter I. Mat-Naturv. Kl 1940 No 8, 1941
13. POULSEN, A.O.: Norges gruver og malmforekomster II, Nord-Norge
N G U Nr. 204, 1964
14. RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen
Akademie-Verlag, Berlin, 1960
15. REKSTAD, J.: Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart
N G U Nr. 80, 1917
16. REKSTAD, J.: Hatfjelldalen, Beskrivelse til det geologiske generalkart
N G U Nr. 124, 1924
17. SAAGER, R.: Erzgeologische Untersuchungen an kaledonischen Blei-, Zink- und Kupfer-führende Kieslagerstätten im Nord-Rana-Distrikt, Nord-Norwegen
Dissertation, Eidgen. Techn. Hochschule, Zürich, 1966

18. SCHNEIDERHÖHN, d. und RAMDOMR, P.: Lehrbuch der Erz-
mikroskopie
Verlag der Gebrüder Bornträger
Berlin, 1931
19. SCHOUTEN, C.: Determination Tables for Ore Micros-
copy
Elsevier Publishing Company
Amsterdam - New York, 1962
20. STANTON, R. L.: Studies of polished surfaces of pyrite
and some implications
Canadian Mineral., 6, 87-118, 1957
21. STRAND, T.: The Scandinavian Caledonides -
a review
Am. Journ. Sc., 259, 3, 161-172, 1961
22. STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen
Akadem. Verlagsgesellschaft
Leipzig, 1966
23. TORGERSEN, J.C.: Sink- og blyforekomster på Helgeland
N G U Nr. 131, 1928
24. VOGT, J.H.L.: Svenningdalens sølvertagange i
Søndre Helgeland
N G U Nr. 29, 111-149, 1900
25. VOGT, J.H.L.: Das Bleiglanz-Silbererz-Grubenfeld
in Svenningdalen im nördlichen Norwegen
Zeitschr. f. prakt. Geol. 10, 1-8, 1902
26. VOKES, F.M.: Metallogenetic Provinces and Epochs in
Norway
Tidsskr. f. Kjemi, Bergvesen og Metall-
gi 4, 47-55, 1958
27. VOKES, F.M.: Contributions to the mineralogy of
Norway
No. 7 Cassiterite in the Bleikvassli
ore
N G T Nr. 40, 193-201, 1960

28. VOKES, P.M.: Geological Studies on the Caledonian
pyritic sink-lead orebody at Bleikvass-
11, Nordland, Norway
N G U Nr. 222, 1963
29. WITKE, A.: Die Erzgänge von St. Andreasberg im
Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes
Beih. Geol. Jb. 7, 1952
30. ZIMMER, E.: Beiträge zur Kenntnis der wilzen Quarz-
formation Freibergs
Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 47, 328-370,
1936
31. N G U : Veröffentlichte und unveröffentlichte
Berichte und Gutachten über Svaningdal,
Bergarchiv des N G U, Trondheim