



Bergvesenet

Postboks 5021, N-7441 Trondheim

BÆRBAR MASKIN

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr

6837

Intern Journal nr

Internt arkiv nr

Rapport lokalisering

Gradering

Kommer fra ..arkiv

Grong Gruber AS

Ekstern rapport nr

Oversendt fra

Grong Gruber a.s.

Fortrolig pga

Fortrolig fra dato:

Tittel

Lagerstättenkundlich - Geochemische Untersuchungen an der Kieslagerstätte Joma, Norwegen

Forfatter

Liessmann, Wilfried

Dato

År

15.07 1988

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

Norsulfid Grong Gruber AS

Kommune

Røyrvik

Fylke

Nord-Trøndelag

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad

1924 1 1924 4

1: 250 000 kartblad

Grong

Fagområde

Geologi
Malmgeolog
Analyser

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)

Jomafeltet

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Cu, Zn

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Doktorgrad ved Technischen Universität Clausthal. Berskrivelse av Jomamalmen med sideberg og omfattende mikroskopiarbeid med fotos og geokjemiske vurderinger. malmen betegnes som av Besshi-type.

Resultatene tyder på en synsedimnetær-exahalativ genese.

Detaljundersøkelse av DBH 469

Dissertation

Wilfried Ließmann

GRONG GRUBER ^A/_S
/ARVE HAUGEN

GRABSTÄTTENKUNDE II - GRABKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN
AN DER KIESLAGERSTÄTTE JONGA, NORDNORGEN

VERFAHREN UND MATERIAL

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

Grabschneidung und Grabentdeckung

1

LAGERSTÄTTENKUNDLICH - GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN DER KIESLAGERSTÄTTE JOMA, NORWEGEN

DISSERTATION

Zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

vorgelegt von

Dipl.-Min. Wilfried Ließmann

aus

Herzberg am Harz

genehmigt von der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung: 15. Juli 1988

Diese Arbeit wurde im Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe, Fachgebiet Lagerstättenforschung, der Technischen Universität Clausthal angefertigt.

Berichterstatter:

Prof. Dr.-Ing. H. Krause

Mitberichterstatter:

Prof. Dr. rer. nat. K. Mohr

Prof. Dr. rer. nat. G. Anger

Clausthal-Zellerfeld, den 25. Mai 1988

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

1.	Einleitung und Aufgabenstellung	1
1.1	Einführung.....	1
1.2	Ziele.....	1
1.3	Bisheriger Kenntnisstand.....	4
1.4	Durchgeführte Arbeiten.....	6
2.	Lage und regionale Geologie des Joma-Gebiets	8
2.1	Geologie und Stratigraphie der Royrvik-Gruppe	10
2.2	Stratigraphische Gliederung des Nebengesteins der Lagerstätte	14
2.2.1	Die Gesteinseinheiten im Liegenden des Erzkörpers.....	14
2.2.2	Die Gesteinseinheiten im Hangenden des Erzkörpers	16
3.	Die Lagerstätte Joma.....	19
3.1	Form und Aufbau des Erzkörpers	19
3.1.1	Lagerungsverhältnisse.....	19
3.1.2	Stratigraphie des Erzkörpers	23
3.2	Mineralogie des Erzkörpers.....	32
3.2.1	Erzarten und Erzverteilung	32
3.2.1.1	Die Erzarten des kompakten Lagers.....	32
3.2.1.2	Nebengesteinsvererzungen	43
3.2.2	Spezielle Mineralogie der Erzminerale	50
3.2.2.1	Verteilung der Erzminerale.....	50
3.2.2.2	Der Mineralbestand	54
3.2.3	Spezielle Mineralogie der Gangartminerale.....	79
3.2.4	Grobgefüge	80
3.2.5	Feingefüge	84
3.3	Geochemie des Erzkörpers.....	91
3.3.1	Mineralchemismus der Erzkomponenten	91

3.3.2	Chemismus der Gangartminerale.....	101
3.3.3	Verteilung der Elemente in den Erzarten.....	103
3.4	Zur Mineralogie und Geochemie des Silbers.....	112
3.4.1	Mineralchemismus der Silberträger	112
3.4.2	Verteilung des Silbers in den Erzarten	117
4.	Die Nebengesteine der Lagerstätte.....	120
4.1	Petrographie der Nebengesteine.....	120
4.1.1	Die Gesteine der Grünschiefergruppe.....	120
4.1.1.1	Qualitativer und quantitativer Mineralbestand.....	120
4.1.1.2	Gefüge	124
4.1.2	Die Gesteine der Mg-Chloritschiefergruppe	125
4.1.2.1	Qualitativer und quantitativer Mineralbestand.....	126
4.1.2.2	Gefüge	129
4.1.3	Die Gesteine der FeMg-Chloritschiefergruppe.....	130
4.1.3.1	Qualitativer und quantitativer Mineralbestand.....	132
4.1.3.2	Gefüge	136
4.2	Geochemie der Nebengesteine	138
4.2.1	Chemismus der Grünschiefer	138
4.2.2	Chemismus der Chloritschiefer.....	145
4.2.3	Chemismus einiger gesteinsbildender Minerale	148
5.	Die Genese der Lagerstätte.....	153
5.1	Modell zur Erzbildung.....	154
5.2	Lagerstättenkundliche Stellung Jomas.....	158
6.	Zusammenfassung.....	162
	Literaturverzeichnis	164
	Anlagen	175

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines Lehrers, Herrn **Prof. Dr.-Ing. H. Krause**. Für seine hilfreiche Betreuung sowohl im Institut, als auch vor Ort in Norwegen möchte ich mich ganz herzlich bedanken.

Mein Dank gilt auch Herrn **Prof. Dr. K. Mohr** und Herrn **Prof. Dr. G. Anger**, die freundlicherweise die Korreferate zu dieser Arbeit übernahmen.

Herrn **Bergwerksdirektor I. Dybdahl** von der **Fa. Grong Gruber A/S** ermöglichte mir die Arbeit in der Grube Joma. Hierfür und für seine vielfältige Unterstützung bin ich ihm sehr zu Dank verpflichtet. Ich danke ebenfalls allen Mitarbeitern des Erzbergwerks, die mir bei meiner Arbeit unter Tage oder im Archiv tatkräftig halfen.

Mit einem "hjertelig takk skal du har" möchte ich meiner Kollegin Frau **Dr. R. Horbach** für die langjährige, freundschaftliche Zusammenarbeit danken.

Technische Hilfe leistete Herr **W. Werner** durch die Anfertigung umfangreichen Schliffmaterials in hervorragender Qualität. Fräulein **K. Franke** fertigte den größten Teil der chemischen Analysen an. Beiden sei dafür gedankt.

Außerdem möchte ich allen Institutsangehörigen danken, die auf verschiedene Weisen zum Gelingen dieser Arbeit mit beigetragen haben.

Abschließend gilt mein Dank der **Deutschen Forschungsgemeinschaft**, die dieses Forschungsprojekt finanzierte.

1. Einleitung und Aufgabenstellung

1.1 Einführung

Massive Zink und Kupfer führende Sulfidlagerstätten ("Kieserzkörper") erstrecken sich über die gesamte Länge der etwa 1500 Km langen Kette der skandinavischen Kaledoniden. Allein im norwegischen Teil des Orogens sind etwa 50 solcher Kieslagerstätten mit Tonnagen zwischen 0,1 und 25 Mio. t Erz bekannt. Damit stellen die Kaledoniden eine wichtige metallogenetische Provinz dar (siehe Abb. 1).

Trotz vieler individueller Unterschiede und Eigenheiten sind fast alle Erzvorkommen an Geosynklinalserien kambrischen oder ordovizischen Alters gebunden. Die Kieserze werden vorwiegend von pelitischen Metasedimenten sowie sauren bis basischen Metavulkaniten begleitet.

Die in dieser Arbeit behandelte Lagerstätte **Joma** liegt etwa 300 Km nördlich von Trondheim und ist mit ca. 17 Mio. t Erzinhalt nach **Løkken** (25 Mio. t) und **Tverrfjellet** (19 Mio. t) das drittgrößte Kieserzorkommen Norwegens. Die Grube Joma der Fa. Grong Gruber A/S, die seit 1972 Cu-Zn-Erz mit 1,5% Cu und 1,8% Zn fördert, ist das letzte produzierende Bergwerk im sog. Grong-Distrikt. Hierzu gerechnet wird das um die Jahrhundertwende vorübergehend gebaute Vorkommen **Gjersvik** (1,6 Mio. t mit 1,6% Cu und 0,9% Zn), die von 1952 bis 1984 gebaute Lagerstätte **Skorovas** (10 Mio. t mit 1,8% Cu und 1,6% Zn), sowie auf schwedischer Seite die 1987 abgeworfene Lagerstätte **Stekenjokk** (15 Mio. t mit 1,5% Cu und 3,9% Zn).

1.2 Ziele

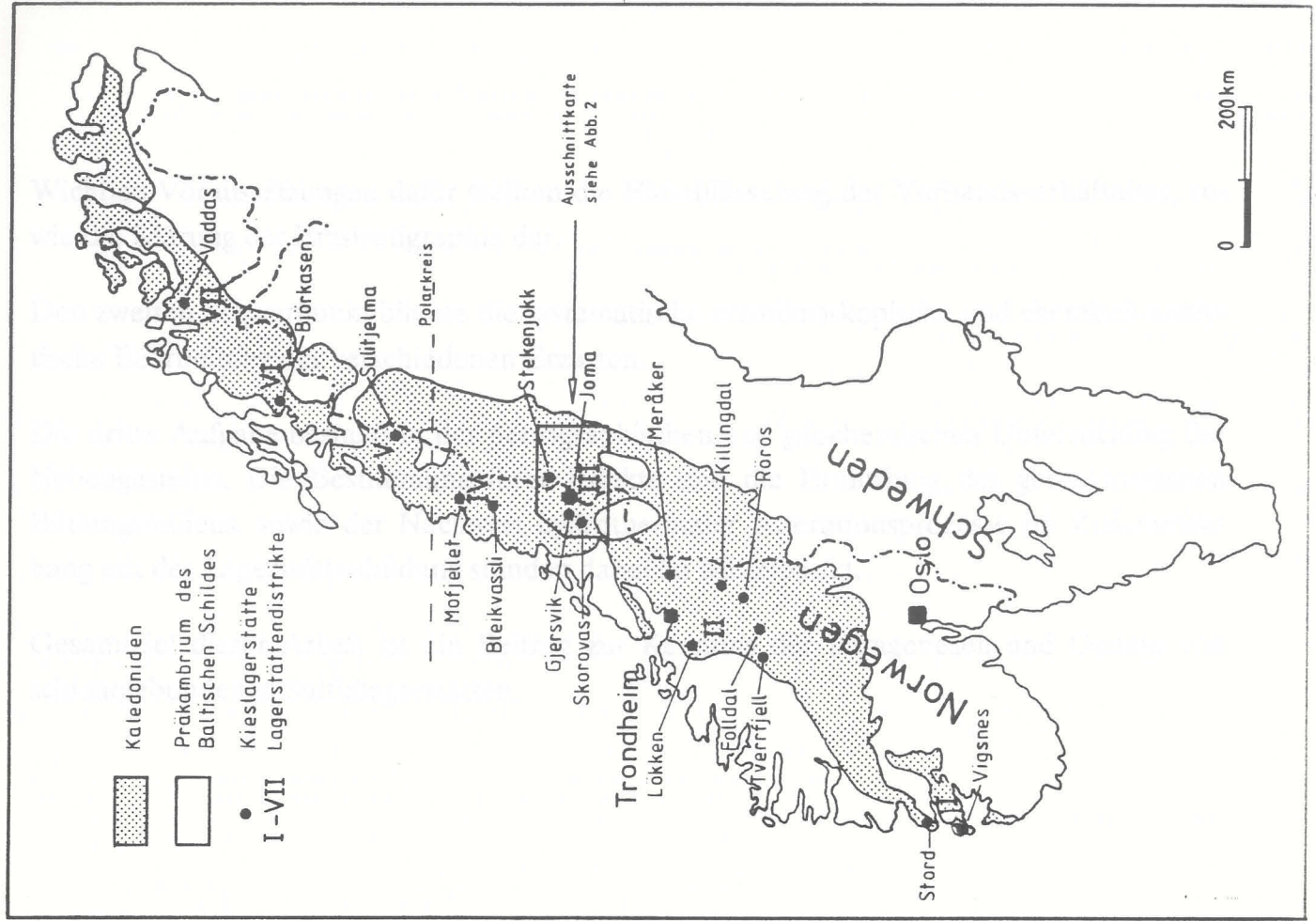
Aufgabe und Gegenstand der vorliegenden Arbeit war die detaillierte lagerstättenkundliche Untersuchung von Erz und Nebengestein der Lagerstätte Joma. Darauf aufbauend sollte ein genetisches Gesamtkonzept für das Jomagebiet entwickelt werden.

Abb. 1 Übersichtskarte von Norwegen (nach VOKES, 1968)

von S nach N sind folgende Kieserz-Distrikte zu nennen:

- I. ROGALAND - DISTRIKT
(Vigsnes , Stord)
- II. SÜD - und WEST TRONDHEIM - DISTRIKT
S: Røros-Bezirk , Killingdal , Kvikne , Meråker
Follidal-Bezirk , Grimsdalen , Tverrfjellet
W: Lokken , Dragset , Rodhammer
- III. GRONG - DISTRIKT
Joma , Gjersvik , Skorovas , Stekenjokk
- IV. RANA - DISTRIKT
Bleikvassli , Mofjellet , Hauknestind , Tretthammern
- V. SULITJELMA - DISTRIKT
Jakobsbakken , Giken , Monspeter , Sagmo , Charlotta
- VI. OFOTEN - DISTRIKT
Håfjell-Bezirk , Bjørkåsen
- VII. NORD - TROMS - DISTRIKT
Vaddas-Bezirk , Birtavarre , Bidjovagge

Abb. 1: Übersichtskarte von Norwegen mit den wichtigsten kaledonischen Kieslagerstätten (nach VOKES, 1968)



Wichtige Voraussetzungen dafür stellten die Entschlüsselung der Verbandsverhältnisse, sowie die Klärung der Erzstratigraphie dar.

Den zweiten Schwerpunkt bildete die systematische erzmikroskopische und chemisch-analytische Bearbeitung der verschiedenen Erzarten.

Die dritte Aufgabe bestand in der petrographischen und geochemischen Untersuchung der Nebengesteine. Die Bestimmung ihrer Edukte und die Ermittlung des geotektonischen Bildungsmilieus, sowie der Nachweis hydrothermaler Alterationsprozesse im Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung standen dabei im Mittelpunkt.

Gesamtziel dieser Arbeit ist ein Beitrag zur Kenntnis der Paragenesen und Genese von schichtgebundenen Sulfidlagerstätten.

1.3 Bisheriger Kenntnisstand

Die Lagerstätte Joma wurde im Jahre 1911 entdeckt, nachdem man, ähnlich wie in Outokumpu (Finnland) eisverfrachtete Erzblöcke bis zu ihrem Herkunftsort zurückverfolgt hatte.

Erste geologische Kartierungen im Joma-Gebiet erfolgten in der Periode von 1922 - 1943 durch S. FOSLIE (FOSLIE, 1957). Nach dem Kriege erschienen vor allem von C. OFTEDAHL einige Veröffentlichungen zur Geologie und Genese der Lagerstätten im Grong-Distrikt, in denen auch Joma behandelt wurde (OFTEDAHL, 1956, 1957, 1958a, 1958b, 1961 und 1968). Dieser Autor griff die alte, zuerst von C.W. CARSTENS in den 20er Jahren auf die norwegischen Kieserze angewandte synsedimentär-exhalative Bildungstheorie wieder auf und vertiefte sie.

Kurz erwähnt wurde die, erst durch Übertagebohrungen, dann auch bergmännisch erkundete Lagerstätte von VOKES in WOLF (1976) und GEIS (1978).

Detaillierte Bearbeitungen der regionalen Geologie wurden von ZACHRISSON (1971), HALLS et al. (1977) und von KOLLUNG (1980) (Røyrvik-Gruppe) durchgeführt.

Erste erzmikroskopische Untersuchungen an einem Profil durch den "Elvegangen" gehen auf ANGER (1966) und ANGER & EISBEIN (1968) zurück.

VOKES & GALE (1976) und PEARCE & GALE (1977) veröffentlichten erstmals Ergebnisse von geochemischen Untersuchungen an Joma-Grünsteinen, und versuchten eine Zuordnung der basaltischen Ausgangsgesteine zu einem geotektonischen Bildungsmilieu (Back Arc Basin vom Roten-Meer-Typ).

STEPHENS et al. (1984) stellten eine stratigraphische Korrelation der Lagerstätten in der Köli-Decke auf, und verglichen sie mit den kaledonischen Erzlagern der amerikanischen Appalachen.

Die Geologie und Genesis der Lagerstätte selbst wurden zusammenfassend von OLSEN (1980) publiziert. Zusammen mit L.B. LOVAAS erstellte er durch Grubenkartierungen und Auswertung von Bohrerergebnissen geologische Profilrisse 1:500 in 20-m-Abständen.

Während des Arbeitseinsatzes in Norwegen (Sommer 1984 und 85) erfolgte eine detailliert geologisch-stratigraphische Kartierung der Lagerstätte durch A. REINSBAKKEN, und eine tektonische Bearbeitung durch N. ODLING, beide von der NTH in Trondheim.

MALVIK et al. (1984) veröffentlichten erste Daten zur Silberverteilung im Jomaerz, ausgehend von der Untersuchung einiger Aufbereitungskonzentrate und einzelner Bohrkernproben.

Parallel zur vorliegenden Untersuchung wurde der südwestliche Teil der Røyrvikgruppe einschließlich der Borvasselv-Vererzung von R. HORBACH (1988) detailliert bearbeitet.

Im Rahmen dieser Dissertation wurden zwei Themen für mineralogische Diplomarbeiten vergeben. M. KALLEY (1986) und S. BARTL (1987) führten mikroskopische Untersuchungen an ausgewählten Bohrkernproben aus dem Lagerstättenbereich durch.

1.4 Durchgeführte Arbeiten

Während der Norwegenaufenthalte in den Sommern 1984 und 1985 wurden in der Grube Joma ausgewählte Abschnitte im Detail kartiert und bemustert. Außerdem wurden aus dem Bohrchiv der Fa. Grong Gruber 8 Bohrungen ausgesucht, von denen 5 eingehend mineralogisch untersucht wurden. Ein wichtiges Kriterium bei der Untertagearbeit war, möglichst vollständige Profile durch Erzkörper und Nebengestein aufzunehmen und zu beproben. Außerdem wurden die Untersuchungsschwerpunkte so gelegt, daß möglichst alle typischen oder markanten Ausbildungsformen von Erz und Nebengestein erfaßt wurden.

Die Anzahl der insgesamt vorhandenen Proben sowie die, der davon angefertigten und untersuchten An- und Dünnschliffe (+ Modalanalysen) sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

60 ausgewählte Nebengesteinsproben wurden mit ICP und AAS auf Haupt- und Spurenelemente untersucht.

70 Sulfiderzproben sowie einige Konzentrate der Erzaufbereitungsanlage Joma wurden mit AAS untersucht.

Durch Separationsmethoden (Magnetscheidung, Dichtesortierung, Schütteltisch) wurde versucht, möglichst reine Mineralkonzentrate zu erhalten, um so die Spurenelementverteilung in den Haupterzphasen chemisch ermitteln zu können.

Mit Mikrosonde und REM wurden insbesondere Zinkblende, Arsenkies, Magnetkies, Kobaltglanz, Amalgame und Cubanit quantitativ untersucht. Die Minerale der Nebengesteine wurden nur vereinzelt mikrochemisch untersucht (i.b. Chlorit, Biotit, Aktinolith).

Zur Identifizierung von Hellglimmern, Epidotmineralen und Stilpnomelan, sowie zur Strukturermittlung von Magnetkiesen wurden Diffraktometeraufnahmen herangezogen.

Die chemischen Analysen wurden, soweit nicht anders vermerkt, im geowissenschaftlichen Analysenzentrum (GAZ) der TU Clausthal angefertigt.

Die Mikrosonden- und REM-Messungen erfolgten im Institut für nichtmetallische Werkstoffe der TU Clausthal.

Handstückproben			
Grubenniveau	Anzahl	Anschliffe/ Erz-Modalana- lysen	Dünnschliffe/ Gest.-Modalana- lysen
Tagebau Joma	32	14/14	30/23
508-m-Sohle	38	25/19	20/20
495-m-Sohle	20	7/7	12/11
480-m-Sohle	11	4/3	4/3
416-m-Sohle	26	14/14	15/14
387-m-Sohle	143	48/42	104/60
375-m-Sohle	52	25/22	28/22
362-m-Sohle	20	9/9	10/4
Sonstige	12	9/6	9/5
	Σ 354	Σ 155/136	Σ 233/162

Bohrkernproben			
Bohrung	Anzahl	Anschliffe/ Erz-Modalana- lysen	Dünnschliffe/ Gest.-Modalana- lysen
Bh 469	41	36/27	27/26
Bh 595	17	15/15	-
Bh 631	99	42/42	44/39
Bh 887	57	17/16	38/37
Bh 1388	45	17/16	44/-
	Σ 259	Σ 127/116	Σ 153/102

Gesamtprobenzahl: 613

Anzahl der Anschliffe: 282, Anzahl der Modalanalysen: 254

Anzahl der Dünnschliffe: 386, Anzahl der Modalanalysen: 264

Tab. 1: Untersuchtes Probenmaterial

2. Lage und regionale Geologie des Joma-Gebiets

Das Erzbergwerk Joma liegt im östlichen Mittelnorwegen, ca. 300 Km NNE von Trondheim in der Provinz Nord-Trondelag, unweit der schwedischen Grenze. Die genaue Position der Grube ist $64^{\circ} 52' N$ und $13^{\circ} 52' E$ (Abb. 1). Das Grubenfeld liegt im Gebiet der Gemeinde Limingen, zu der auch die ca. 16 Km westlich der Lagerstätte gelegene Grubensiedlung Røyrvik gehört. Von den Tagesanlagen des Bergwerks am Südostende des Huddingsvatnets aus erschließt ein etwa 2,2 Km langer Förderstollen (+ 480 m NN) die Lagerstätte. Die insgesamt 18 Sohlen der Grube sind durch Rampen und Wendeln mit dem Stollen verbunden.

Die Kieslagerstätten des Grong-Distrikts liegen in den metamorphen, geosynklinalen Schichteinheiten der sog. **Köli-Decke**, die den östlichen Teil der zentralnorwegischen Kaledoniden bildet. Wie Abb. 2b zeigt, wird diese Großdecke in verschiedene Unterabschnitte gegliedert. Die Lagerstätte Joma und einige kleine Mineralisationen in ihrem Umfeld sind an die Grünsteinhorizonte der **Røyrvik-Gruppe** gebunden. Diese bildet zusammen mit der tektonisch tieferen **Huddingsdal-Gruppe** die mittlere strukturelle Einheit des Köli-Deckenkomplexes. Nach W schließt sich die **Gjersvik-Decke** an mit der hangenden **Gjersvik-Gruppe**, inclusive der Lagerstätten Gjersvik und Skorovas und der liegenden **Limmingen-Gruppe**. Im E folgen die unteren Köli-Deckeneinheiten. Im N sind die allochthonen Geosynklinaleinheiten vom Autochthon des **Börgefjell-Fensters** und im S von der **Grong-Olden-Grundgebirgs-Kulmination** begrenzt (Abb. 2a).

HALLS (1977) datierte die Gesteine der Røyrvik-Gruppe ins obere Ordoviz. Die Überschiebung auf das präkambrische Basement des baltischen Schildes soll im unteren- bis mittleren Silur erfolgt sein.

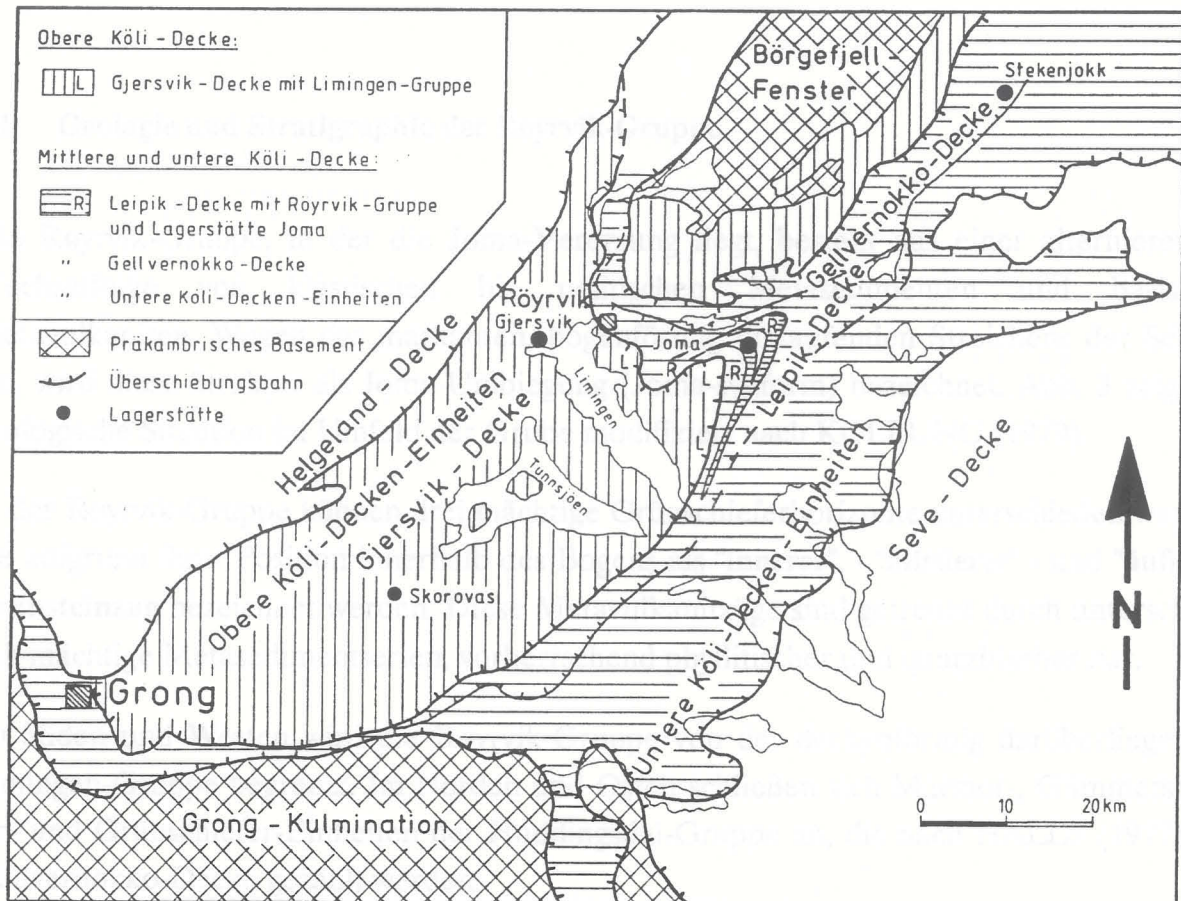


Abb. 2a: Tektonisch-stratigraphische Übersichtskarte des Grong-Distrikts (vereinfacht nach HALLS et al., 1977)

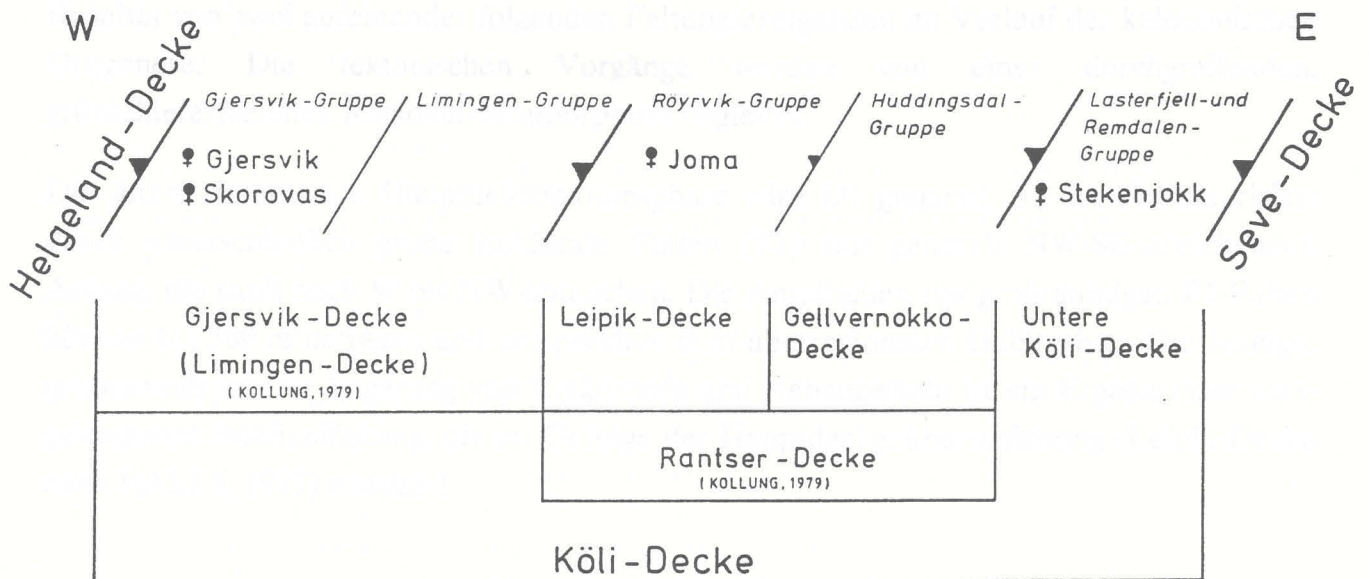


Abb. 2b: Schematische Deckenabfolge im zentralen Grong-Distrikt (nach einer Zusammenstellung von WEISS (1985))

2.1 Geologie und Stratigraphie der Røyrvik-Gruppe

Die Røyrvik-Gruppe, in der die Joma-Vererzung liegt, besteht aus einer alternierenden Wechselfolge von klastischen bis pelitischen Metasedimenten und basischen Metavulkaniten. Wegen des markanten, bogenförmig umlaufenden Streichens der Schichten, wird diese Struktur als Joma-Umbiegung (Joma-synform) bezeichnet. Abb. 3 zeigt die geologische Situation im Umfeld der Grube modifiziert nach KOLLUNG (1979).

In der Røyrvik-Gruppe können drei mächtige Grünschieferhorizonte unterschieden werden, die aufgrund ihrer Position innerhalb des Bogens als "innerer", - "mittlerer" - und "äußerer" Grünsteinzug bezeichnet werden. Diese Metavulkanitzüge sind getrennt durch unterschiedlich mächtige Metasedimentserien, vorherrschend phyllitischer und quarzitischer Art.

Im Süden und Westen wird die Røyrvik-Gruppe von der deckenförmig darüberliegenden Limingen-Gruppe begrenzt. Im Norden und Osten schließen sich Marmor-, Glimmerschiefer- und Grünschiefer-Einheiten der Huddingsdal-Gruppe an, die nach HALLS (1977) zur Gellvernokko-Decke gezählt werden.

Den schematischen, stratigraphischen Aufbau der Røyrvik-Gruppe gibt das in Abb. 4 skizzierte Säulenprofil wieder.

Die heute angetroffenen, recht komplizierten Lagerungsverhältnisse der Einheiten sind das Resultat von zwei aufeinander folgenden Faltungsereignissen im Verlauf der kaledonischen Orogenese. Die tektonischen Vorgänge wurden von einer durchgreifenden, grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose begleitet.

Die ältere, intensivere Hauptdeformationsphase wird D1 genannt. Sie ist charakterisiert durch unterschiedlich große isoklinale Falten (F1) mit generell NW-SE-streichenden Achsen, die sanft nach W bis NW abtauchen. Die Amplituden der großräumigen F1-Falten können bis 300 m betragen und entsprechen dem überregionalen Gebirgsbau. Die heutige, größtenteils inverse Lagerung von Erzkörpern und Nebengestein ist ein Ergebnis der weitgespannten Isoklinalfaltung, die im Gefolge der Hauptdeckenüberschiebung (Leipik-Decke nach HALLS, 1977) stattfand.

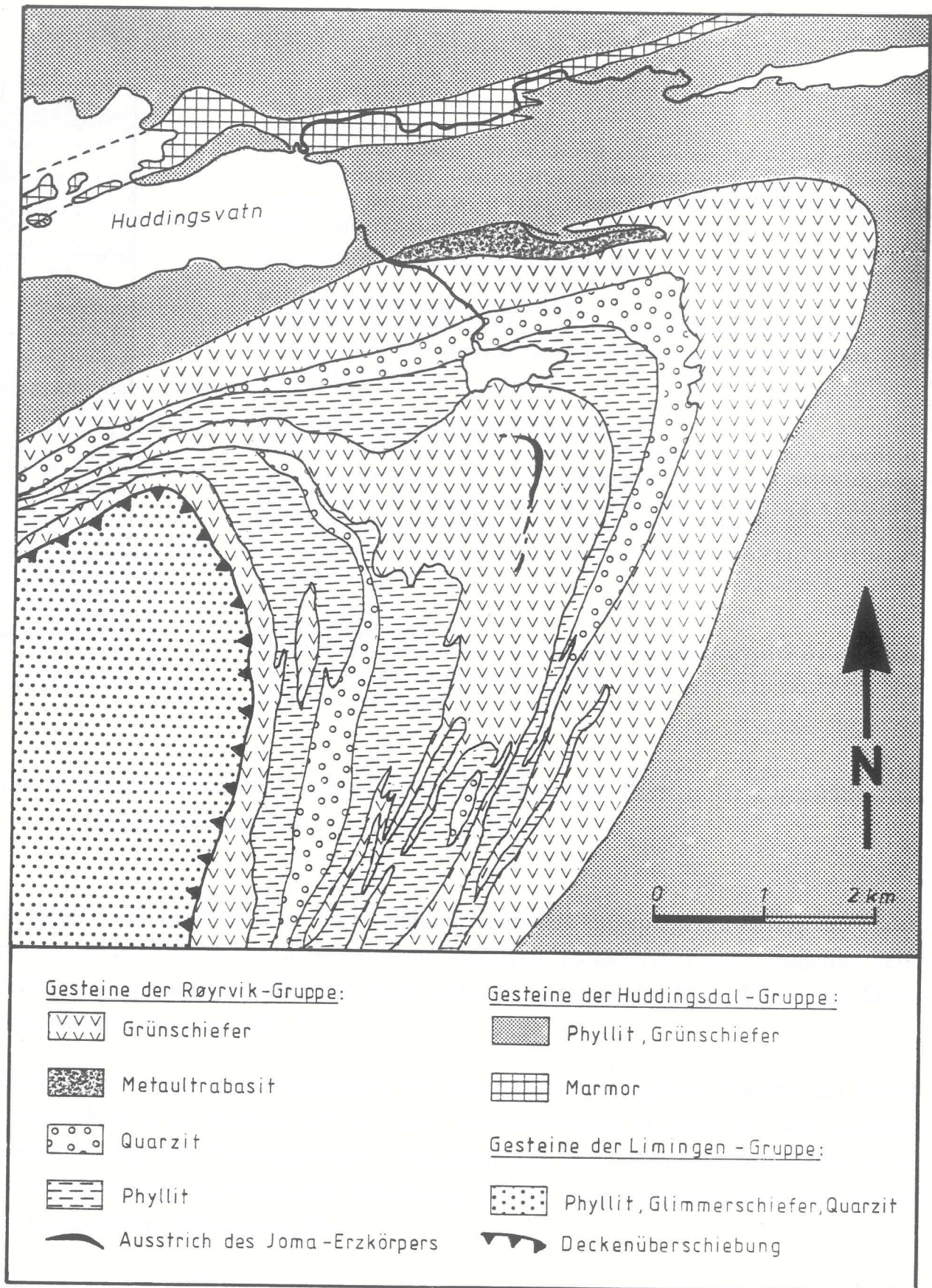
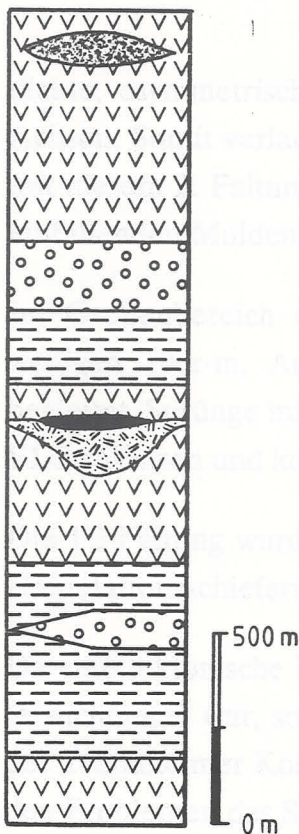


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Joma-Gebietes im Maßstab 1:50.000 (nach KOLLUNG, 1979)



Äußerer Grünsteinzug:

im Zentrum vorherrschend mächtige Lavaergüsse (vorwiegend Kissenlaven, Agglomerate von "Pillowfragmenten", Hyaloklastite), zu den Flanken hin zunehmend Vulkanoklastite (Aschen- und Lapillituffe, Tuffite), Einschaltung eines linsenförmigen Ultrabasitkörpers (serpentinisierter Dunit-Peridotit)

Zwischensedimente (Quarzite und Quarzphyllite)

Mittlerer Grünsteinzug mit dem Erzlager:

sehr ähnlich dem äußeren Gürtel, scheinbar stärkere Beteiligung von Vulkanoklastiten und Sedimenten (Tuffe, Tuffite, Tuff-Sediment-Wechselagerungen), genauere Strati-graphie siehe Kap. 2.2.

Zwischensedimente (vorherrschend pelitisch):

mit Einschaltungen von Quarziten, lateral in quarzitisches Konglomerate, vertikal in quarzitisches Phyllite und Phyllite übergehend, Phyllite sind gewöhnlich quarzreich, gelegentlich stark bituminös (Graphitphyllite); wenige cm bis 1 - 2 m mächtige, feinkörnige Grünschieferhorizonte (Tufflagen) im Phyllit leiten das vulkanische Stadium ein (auch lateral Verzahnung von pelitischer Sedimentation und basisch-pyroklastischem Vulkanismus)

Innerer Grünsteinzug:

monotone Serie homogener, massiger Metavulkanite; Vulkanoklastite treten sehr zurück, gelegentlich bilden grobkörnigere Varietäten massige, linsenförmige Körper (Meta-intrusiva, Lagergänge?)

Abb. 4: Schematisches Profil durch die Røyrvik-Gruppe im Bereich der Lagerstätte Joma (Legende siehe Abb. 3)

Im Bereich des Erzkörpers ist die F1-Faltung besonders ausgeprägt entwickelt. Großfalten mit Amplituden bis zu 100 m, werden von kleineren "parasitären Falten" begleitet, deren Größen sich bis in den dm-Bereich hinab erstrecken. Ein anschauliches Bild dieser Deformationsstrukturen zeigt Abb. 8.

Die Isoklinalfaltung wurde regelmäßig von Bruchstrukturen begleitet. Parallel der Falten-schenkel kam es zur Bildung von Auf- und Überschiebungen, in dessen Gefolge wiederum Schleppfaltung und Verschuppungen entstanden. Die erste Deformationsperiode verlieh den Gesteinen eine durchgehende Schieferung (S1) mit einer Mineralregelung grob parallel zur sedimentären Schichtung (S0).

Die zweite, jüngere Deformationsphase (D2) war weniger intensiv. Es entstanden offene bis

dichte, asymmetrische F2-Falten mit steil nach SW abtauchenden, NE-SW-streichenden Achsen. Somit verlaufen die F2-Strukturen etwa rechtwinklig zu den F1-Falten. Verknüpft mit diesem 2. Faltungsereignis entstand die Joma-Umbiegung mit der mäßig steil nach SW einfallenden Muldenachse.

Im Grubenbereich erreichten die F2-Falten meist nur Amplituden von einigen m bis wenigen 10er-m. Auch die jüngere Faltung wurde von einer intensiven Bruchbildung begleitet. Sprünge mit geringen Verwurfbeträgen führten zu einer Zerstückelung der älteren F1-Strukturen und komplizierten so das geologische Bild.

Die F2-Faltung wurde von einer zweiten, weniger ausgeprägten Schieferung begleitet (S2, Crenulationsschieferung). Beide Foliationen schneiden sich unter einem Winkel von ca. 60°.

Da eine tektonische Bearbeitung der Lagerstätte nicht Gegenstand der durchgeführten Untersuchungen war, soll hier auf Details nicht eingegangen werden. Es sei auf die Berichte der Trondheimer Kollegen verwiesen, die sich im Rahmen ihrer Untersuchungen näher mit den Problemen der Strukturgeologie im Joma-Gebiet auseinandergesetzt haben (ODLING, 1984 und REINSBAKKEN, 1984).

a) Massiger, relativ heller, grünlichgrauer Grünschiefer

Dieser kompakte Grünschiefer bildet die scharfe, liegende Begrenzung des Erzlagers. Das häufige Auftreten von Kieselklastenstrukturen, Kieselklasten und Myloniten zeigt, daß hier eine Serie mächtiger, subhorizontal ausgeflossener Basaltkissen vorliegt. Die einzelnen, nicht immer sicher abgrenzbaren Lavastrome haben Mächtigkeiten zwischen vielleicht 10 und 30 m.

Am Kontakt zum Erzkörper ist der Grünschiefer auf etwa 2-3 m Distanz äußerst feinkörnig bis dicht und deutlich bleicher als der normale LIG. Charakteristisch für diese Zone sind erhöhte Al₂O₃-Gehalte, eine gewisse, ziemlich schwache Fe-Hydrothermale Alteration, sowie eine starke Karbonatisierung. Eine feine, diffuse Magnetitkornumprägung beschränkt sich ebenfalls auf die Nähe des Lagers.

Zum Liegenden hin (also auch E bzw. NE) ist ein Übergang des massigen Grünschiefers zu

2.2 Stratigraphische Gliederung des Nebengesteins der Lagerstätte

Sämtliche im Grubenbereich bemusterten Gesteine gehören zur Einheit des "mittleren Grünsteinzuges". Nur diese werden in der vorliegenden Arbeit betrachtet. Die Begriffe "Hangendes" und "Liegendes" beschreiben immer den heutigen, in der Grube angetroffenen Lagerungszustand. Da die gesamte Grünschieferfolge, einschließlich des Erzkörpers invers, oder zumindest teilweise invers liegt, ist diese Definition zu beachten. Die Beschreibung der prätektonischen Lagerungsverhältnisse erfolgt stets unter Verwendung der Ausdrücke "stratigraphisch Hangendes" bzw. "stratigraphisch Liegendes".

Im Nachfolgenden werden die in der Grube auskartierten stratigraphischen Einheiten vom Liegenden zum Hangenden aufgeführt und kurz beschrieben.

2.2.1 Die Gesteinseinheiten im Liegenden des Erzkörpers

Der Joma-Erzkörper wird im Liegenden von einer bis etwa 300 m mächtigen Grünschieferserie begrenzt. Diese im Folgenden "Liegender Joma-Grünschiefer" (LJG) genannte Einheit tritt im Grubengebäude in zwei Ausbildungsformen auf:

a) Massiger, relativ heller, grünlichgrauer Grünstein

Dieser kompakte Grünstein bildet die scharfe, liegende Begrenzung des Erzlagers. Das häufige Auftreten von Kissenlavastrukturen, Kissenlavabrekzien und Hyaloklastiten zeigt, daß hier eine Serie mächtiger, submarin ausgeflossener Basaltlaven vorliegt. Die einzelnen, nicht immer sicher abgrenzbaren Lavaströme hatten Mächtigkeiten zwischen vielleicht 10 und 20 m.

Am Kontakt zum Erzkörper ist der Grünstein auf etwa 2 - 3m Distanz äußerst feinkörnig bis dicht und deutlich bleicher als der normale LJG. Charakteristisch für diese Zone sind erhöhte Albitgehalte, eine gewisse, ziemlich schwankende Hellglimmerführung, sowie eine starke Karbonatisierung. Eine feine, diffuse Magnetkiesimprägnation beschränkt sich ebenfalls auf die Nähe des Lagers.

Zum Liegenden hin (also nach E bzw. NE) ist ein Übergang des massigen Grünsteins in

eine grob geschichtete, feinkörnige Grünschiefervarietät zu beobachten, die ihrerseits von grauen Quarzphylliten und Graphitphylliten begrenzt wird.

b) Feinkörniger, graugrüner Grünschiefer

Nach REINSBAKKEN (1984) und eigenen Beobachtungen handelt es sich hierbei um eine Serie geschichteter Vulkanoklastite (vorwiegend Aschentuffe, gelegentlich auch Lapillituffe). In der Grube zeigt dieser Grünschiefer eine auffällig ebene, bis über 10 m verfolgbare Hell-Dunkel-Bänderung im cm bis einige dm Bereich. Das Gestein ist äußerst reich an Epidot und Klinozoisit, stark karbonatführend und fast sulfidfrei.

Vom Zentrum des Erzkörpers (etwa im Bereich des Tagebaus) zu den Flanken hin steigt die Mächtigkeit dieser Metatuff- Metatuffit- Folge an, während die Dicke der Metalaven abnimmt.

c) Quarzite

Quarzite sind die einzigen nicht von basaltischen Edukten abstammenden Gesteine der LJG-Sequenz.

Die massigen Quarzite bilden in der Regel flache, bis 1 m mächtige Linsen, die vereinzelt in bis zu 10 m Entfernung vom liegenden Erzkontakt in den Grünschiefer auftreten.

Feinverteilte Beimengungen von FeMg-Chlorit, Stilpnomelan, Magnetkies und Magnetit färben das Gestein oft dunkel, es wird wegen seines bläulichschwarzen Schimmers in Joma als "Blakvarts" bezeichnet. Genetisch wird es als Vulkanochemit gedeutet.

Obwohl nicht direkt zur Liegendserie gehörend, sollen auch die, in Begleitung des Erzkörpers auftretenden Karbonatgesteine hier mitbehandelt werden.

d) Marmor

Marmor bildet gelegentlich nahe des liegenden Erzkontaktes Bänke, die max. 1 m mächtig sind. Am häufigsten jedoch bildet das monomineralische, gleichkörnige Gestein konkordante, scharfbegrenzte Lagen im massiven, karbonatreichen Pyriterz (Abb. 8). Die Mächtigkeiten dieser Zwischenmittel schwanken zwischen 0,5 und 2 m, durch Stauchungen in den F1-Faltenscheiteln können sie bis zu 5 m dick werden. Im Streichen sind die

Marmorhorizonte oft 200 m weit verfolgbar. Eine gewisse Häufung solcher Lagen ist im Zentralteil der Lagerstätte festzustellen. Zu den Flanken hin nehmen Anzahl und Mächtigkeit der Marmoreinschaltungen ab.

2.2.2 Die Gesteinseinheiten im Hangenden des Erzkörpers

Im Gegensatz zur relativ einfachen Stratigraphie im Liegenden, ist die Schichtenfolge im Hangenden äußerst kompliziert. Eine Vielzahl von unterschiedlichen, makroskopisch nur schwer unterscheidbaren Gesteinsarten treten hier auf, die sowohl lateral als auch horizontal oft stufenlos ineinander übergehen. Als Ursache dieser Gesteinsvielfalt kann eine hydrothermale Überprägung (Alteration) der Einheiten im geologisch Liegenden des Erzkörpers angesehen werden. Dieser metasomatische Prozeß, der die Erzbildung begleitete, führte zu einer mehr oder weniger intensiven Umwandlung sowohl des Mineralbestands als auch des Gefüges der Ausgangsgesteine. Die spätere Regionalmetamorphose veränderte die Gesteine erneut.

Erschwert wird die Erfassung der stratigraphischen Verhältnisse auch durch die starke tektonische Verformung der Schichten, die besonders in der Nähe des Erzkörpers sehr intensiv war.

Aufgrund der genannten Einschränkungen ergab sich folgende, grob vereinfachte Schichtenfolge:

e) Helle albit- und chloritreiche Schiefer

Diese auffallend helle Schieferserie bildet eine zwischen 5 und 50 m mächtige, unscharf begrenzte Zone im Hangenden des Lagers. Obwohl der Kontakt oft stark tektonisiert ist, lassen sich lokal noch die primären Verhältnisse erkennen. Dort, wo die hellen Schiefer unmittelbar an das Lager angrenzenden, sind stets karbonatreiche Pyriterze ausgebildet. Die Schiefer selbst sind in Kontaktnähe durch eine erhöhte Pyritführung gekennzeichnet. Stellenweise ist das Gestein dort mit netzwerkartig verzweigten, feinen Pyritgängen durchtrümmert.

Vom Zentrum zu den Flanken hin nimmt die Mächtigkeit dieser Serie kontinuierlich ab.

Die feinschiefrigen Gesteine haben durch gewisse Hellglimmergehalte ein seidigglänzendes, phyllitähnliches Aussehen.

Ebenfalls beschränkt auf die Nähe des Lagerbereichs finden sich massige Albititlinsen, die subparallel der S1-Schieferung eingeregelt sind. Diese scharfbegrenzten, bis 1 m mächtigen Einschaltungen treten spontan auf und scheinen an keinen einheitlichen Horizont gebunden zu sein. Aufgrund ihres kompetenten Verhaltens gegenüber der Schiefermatrix, sind die grünlichgrauen Albitite in sich stark brekziiert, manchmal auch regelrecht boudiniert.

Zum Hangenden hin, als auch lateral, gehen die hellen Schiefer allmählich in feinkörnige Grünschiefer über (Einheit g).

f) Dunkle, chlorit- und biotitreiche Schiefer

Diese auffallend grobkörnigen, massigen, an Amphibolite erinnernden Gesteine treten nur im unmittelbar Hangenden der kupferreichen (Erzzone II) auf, die sich auf das Zentrum des Erzkörpers konzentrieren.

Die dunklen Schiefer bilden flache, linsenförmige Körper zwischen dem Erzkörper im Liegenden und den hellen Schiefen der Einheit e im Hangenden. Die beobachteten Mächtigkeiten schwanken zwischen 0,5 und etwa 10 m. Am gewöhnlich stark durchbewegten Erzkontakt sind die dunklen Schiefer stets mit Kupferkies und Magnetkies mineralisiert ("Imprägnationserz"). Zum Hangenden hin nimmt der Sulfidgehalt rasch ab. Schon in 1 - 2 m Distanz vom Kontakt geht die Erzführung bis auf eine kaum noch erkennbare, diffuse Sulfiddurchstäubung zurück.

Gelegentlich unterbrechen massige, stilpnomelanreiche, felsartige Gesteine die Chloritschieferfolge. Ein Beispiel hierfür zeigt Abb. 13, die dargestellte etwa 1 m mächtige Gesteinsbank zeigt eine ausgeprägte Boudinierung.

Randlich gehen die dunklen Chloritschiefer fast stufenlos in gebänderte, albitreiche Gesteine über, die wiederum allmählich von den "normalen", hellen Chloritschiefen abgelöst werden.

g) Hangender Joma Grünschiefer (HJG)

Dieses mittelgraugrüne, feinkörnige, nur schwach geschieferte Gestein begrenzt die Chlorit-schieferfolge im Hangenden. Der vertikale Abstand zum Erzkörper schwankt zwischen etwa 20 m und 50 m.

Eine stellenweise gut entwickelte Feinschichtung der Grünschiefer im cm-Bereich, spricht für eine tuffogene Bildung. Im Gegensatz zum LJG tritt Calcit hier stark zurück, Chlorit hingegen ist deutlich angereichert.

Weiter zum Hangenden hin folgen derbe Grünsteine, die sich äußerlich nicht von denen der LJG-Serie unterscheiden. Das Vorkommen von Kissenlava-Strukturen erstreckt sich als 50 - 100 m breiter Streifen etwa parallel zur Lagerstätte. Die im W bzw. SW folgenden hangendsten Teile der Grünschieferserie sind vorwiegend pyroklastischer Natur.

3. Die Lagerstätte Joma

3.1 Form und Aufbau des Erzkörpers

3.1.1 Lagerungsverhältnisse

Die Kieslagerstätte Joma umfaßt einen massiven, schichtgebundenen Haupterzkörper sowie einige unbedeutende, linsenförmige Sulfidmineralisationen in den hangenden Nebengesteinen. Nach dem Stand der gegenwärtigen Untersuchungsarbeiten (Mitt. Fa. Grong Gruber A/S) beläuft sich die Gesamttonnage der Lagerstätte auf ca. 17 Mio. t Massiverz mit durchschnittlich 1,5% Cu und 1,8% Zn.

Das Lager geht in einem ca. 1500 m langen Bogen zu Tage aus. Das über Tage gemessene Generalstreichen von Erz und Nebengestein ändert sich kontinuierlich von 50 - 60°SW im nordwestlichen Bereich der Lagerstätte auf 170 - 180°W im südlichen Teil.

Der Erzkörper erreicht seine größte Ausstrichsbreite von ca. 50 m etwa im Scheitel der "Joma-Umbiegung". Auf diesem, "Myrgangen" genannten Teil des Lagers befindet sich der inzwischen aufgelassene Tagebau der Grube. Nach NW und nach S nimmt die Erzmächtigkeit im Verlauf von 100 bzw. 250 m auf wenige m ab. In der Fortsetzung ist der Lagerhorizont als dünnes, absetzigen Erzblatt ausgebildet, das sich gelegentlich zu mächtigeren Erzlinien erweitert, die im Streichen perlschnurartig aufgereiht sind ("Nordgangen", "Sydgangen"). Eine weitere, im Liegenden des Hauptlagers etwa parallel zum "Myrgangen" ausstreichende Erzlinie, ist auf etwa 200 m Länge im Bachbett des Orvasselva aufgeschlossen ("Elvegangen"). Es handelt sich hier um keinen separaten Erzhorizont, wie früher vermutet (OFTEDAHL, 1968; GEIS, 1978), sondern um einen durch tektonische Vorgänge abgescherten Span des Haupterzkörpers.

Der Joma-Erzkörper hat in etwa die äußere Gestalt einer gebogenen, elliptischen Scheibe, die schüsselförmig nach SW bzw. W einfällt. Das Generaleinfallen des Hauptlagers beträgt im Tagebauniveau (+ 580 m NN) 50 - 60°, zur Teufe hin verflacht sich das Fallen auf etwa

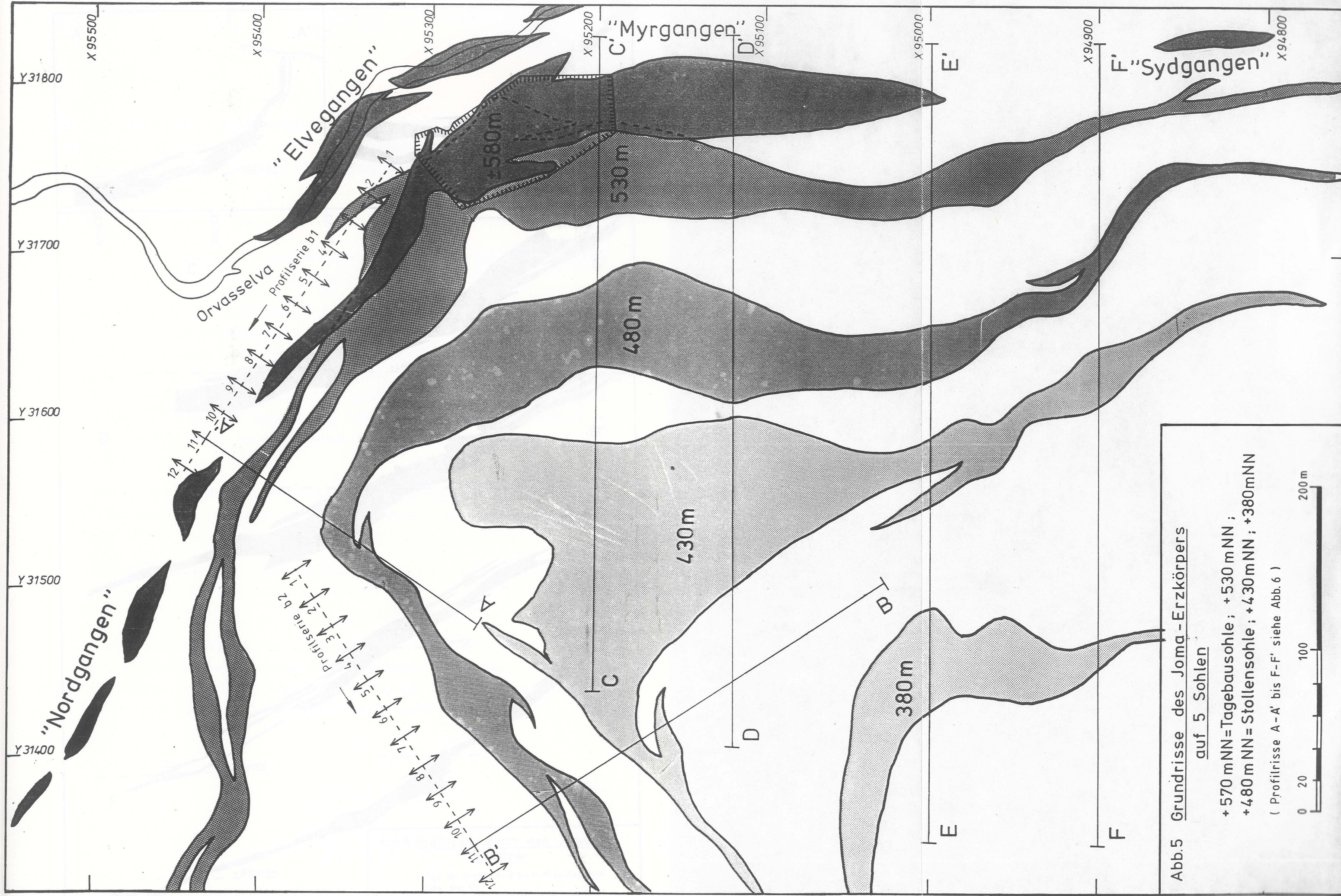
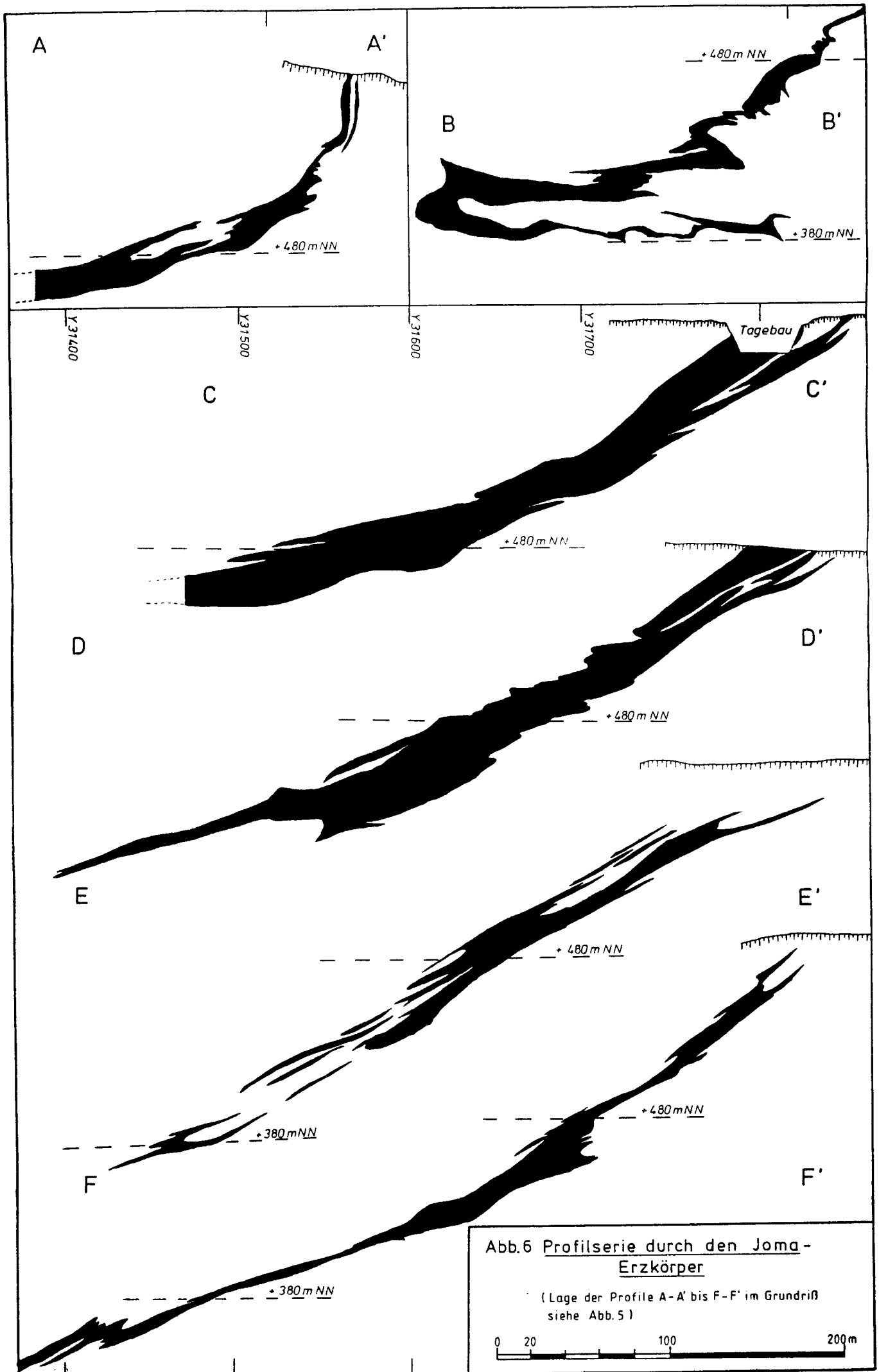


Abb.5 Grundrisse des Joma-Erzkörpers
auf 5 Sohlen

+570 mNN=Tagebauschale; +530 mNN;
+480 m NN=Stollenschale; +430 mNN; +380 mNN
(Profile A-A' bis F-F' siehe Abb. 6)



20 - 30° (416-m-Sohle). Im Westflügel der Lagerstätte (387-m-Sohle) liegt das Erz annähernd söhllich und biegt in einer großen, liegenden Isoklinalfalte mit einem Achsenstreichen von ca. 60° nach NW um. Die seigere Teufenerstreckung des Erzkörpers beträgt etwa 250 m.

Die Abb. 5 und 6 zeigen den Erzkörper in verschiedenen Grund- und Profilrissen.

Die wahren Mächtigkeiten des Hauptlagers schwanken zwischen 2 und 35 m. Als Durchschnittswert können 5 - 8 m angenommen werden.

Nach OLSEN (1980), REINSBAKKEN (1984) und eigenen Untersuchungen bilden Haupterzkörper und Nebengestein den invers liegenden Schenkel einer großen, überkippten Isoklinalfalte (F1) mit NW-SE streichender Achse. Durch die komplizierten Bewegungsabläufe in Begleitung der Faltung wurde der ursprünglich scheibenförmige Sulfidkörper gestaucht, in sich verschuppt und gestört. Es kam vielfach zur Ausbildung flacher Überschiebungen und Schleppungen, wobei wenige m mächtige Erzpakete an Chloritschieferzwischenlagen flächig abgetrennt, und dachziegelartig übereinander geschoben wurden.

Stark schwankende Erzmächtigkeiten waren häufig die Folge dieser tektonischen Vorgänge. In den Scharnieren der Isoklinalfalten kam es zur Verdichtung der Erzpakete, während an den Schenkeln eine Ausdünnung der Erzlager erfolgte.

Die plastische Konsistenz der Sulfidmasse begünstigte die Bildung von parasitären, meist disharmonischen Fließfalten in den Scharnieren der großen F1-Falten. Ein sehr schönes Beispiel hierzu zeigt Abb. 11.

Die Kontakte zwischen Erzkörper und Nebengestein sind gewöhnlich scharf. Bedingt durch die beträchtlichen Kompetenzunterschiede an den Kontakten des Lagers, haben dort Relativbewegungen stattgefunden. Besonders an der tektonisch hangende Begrenzung wurden Kupferreicherz und Chloritschiefer regelrecht miteinander verknetet.

3.1.2 Stratigraphie des Erzkörpers

Das unter 2.2.2 zur Problematik der Nebengesteinsgliederung Gesagte, gilt ähnlich auch für den Erzkörper selbst. Eine Rekonstruktion der originalen Erzstratigraphie ist heute nur noch bedingt möglich.

Aus den Befunden der Untertagekartierungen ließ sich eine ausgeprägte vertikale Mineralzonierung ableiten. Ganz grob können drei, primär übereinander folgende Erzzonen unterschieden werden. Abb. 7 zeigt die schematische Rekonstruktion der prätektonischen Verhältnisse. Tab. 2 gibt eine zusammengefaßte Übersicht der Erzstratigraphie wieder. Die heute größtenteils invers liegende Abfolge wird gemäß ihrer ursprünglichen Lagerung vom geologisch Hangenden zum Liegenden hin behandelt.

Erzzone I (Pyrit-Zinkblende-Kupferkies-Zone)

Diese Zone, der vorherrschend kompakte, feinkörnige Pyriterze zuzuordnen sind, erstreckt sich über den gesamten Dachbereich der Lagerstätte. Sie umfaßt etwa 90% des Lagervolumens.

Die Erze sind vorwiegend karbonatisch ausgebildet und zeigen eine generelle Dominanz von Zinkblende gegenüber Kupferkies. Zu den Flanken hin treten, vorzugsweise am stratigraphisch Liegenden, linsenförmige Einschaltungen quarzreicher Erze auf.

In den höheren Niveaus des Lagers sind häufig scharf begrenzte Marmorlagen und -linsen konkordant in den Erzverband eingeschaltet. Die 0,1 bis über 1 m mächtigen Marmorbänke sind als Leithorizonte innerhalb des Erzkörpers oft über einige 100 m weit verfolgbar. Eine merkliche Konzentration sowohl die Anzahl, als auch die Mächtigkeit betreffend, ist im Südflügel der Lagerstätte festzustellen (Bereich x 95.000 bis x 95.300, siehe Abb. 5 sowie Abb. 8). An einigen Stellen im Zentralteil des Lagers (z.B. 495-m-Sohle bei x 94.920) bildet eine bis 1,5 m dicke Marmorbank die scharfe, geologisch hangende Begrenzung des Erzkörpers.

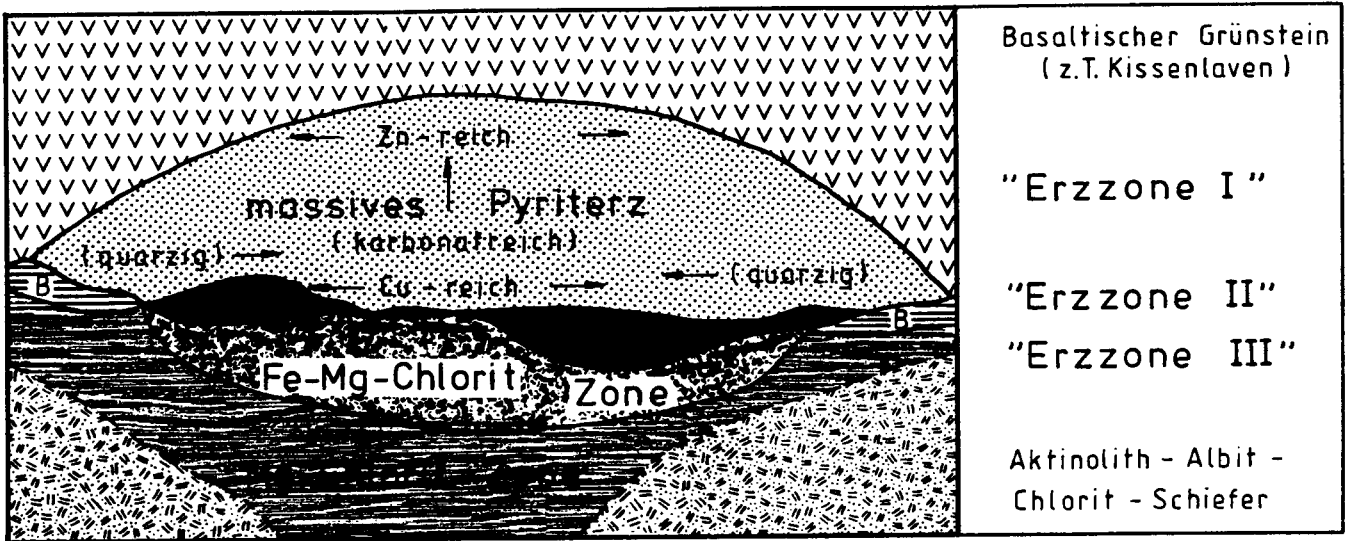


Abb. 7: Schematische Darstellung der möglichen prätektonischen Lagerungsverhältnisse des Joma-Erzkörpers (das Kupferkies-Magnetkies-Erz der Zone II ist schwarz ausgehalten, B = "Banderz").

strat.hangendes Nebengestein	
scharfer Kontakt ↑	massiger Joma-Grünstein (Meta-Basaltlaven) stark karbonatisiert, in Nähe des Erzkörpers stärker chloritisiert und albitisiert, in einigen m Abstand vom Erzkontakt praktisch sulfidfrei; linsenförmige Quarzit-Einschaltungen ("Blåkvarts")
Erzzone I Pyrit - Zinkblende - Kupferkies	vorwiegend massiges, selten gebändertes Pyritderberz, im Hangenden ZnS-Dominanz und sehr hohe Karbonatgehalte, z. T. m-mächtige Marmor-bänke; zum Liegenden hin Zunahme von CuFeS_2 und Abnahme von ZnS; gelegentlich auftretende Kupferkies-Pyrit-Erzlinsen bilden den Übergang zur Erzzone II; in periferen Teilen des Lagers lokal Ausbildung von quarzigen Pyritderberzen
Erzzone II Kupferkies - Magnetkies	Massives bis halbmassives Kupferkies-Magnetkies-Erz (heute Durchbewegt- erz), z. T. karbonatreich, mit Chloritschiefer-Zwischenlagen; stets begleitet von dunklen, sulfidführenden Biotit-Fe-Mg-Chlorit-Schiefern und stilpnomelanreichen Gesteinen
— unscharfer Kontakt — Erzzone III (vererztes Nebengestein) Kupferkies - Magnetkies - Pyrit	- im Zentralteil: in Lagnähe stark sulfidführender, dunkler Biotit-Fe-Mg-Chlorit-Schiefer (mit Imprägnationen, netzwerkartigen Durchtrümmungen, Sulfidderberzlagen und -schlieren); zum Liegenden hin rasche Abnahme der Sulfidvererzung; vertikal und lateral in unvererzte, helle Albit-Mg-Chlorit-Schiefer übergehend - im Randbereich: Pyritierz/Quarz-Albit-Wechselagerungen ("Banderz"), lokal pyritdurchtrümmerte Albit-Serizit-Gesteine
~ ~ ~ ~ allmählicher Übergang ~ ~ ~ ~ hydrothermal überprägtes strat.liegendes Nebengestein (unvererzt) ↓ Joma - Vererzung	vorherrschend geschichtete, schiefrige Gesteine mit hohen Albit- und Mg-Chlorit-Gehalten, lokal auch Karbonat- und Serizit-Anreicherungen; nur selten schwache Sulfidführung, allmählicher Übergang in den liegenden Joma-Grünstein (karbonatarm, chloritreich, magnetkiesführend)

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der Lagerstätte Joma

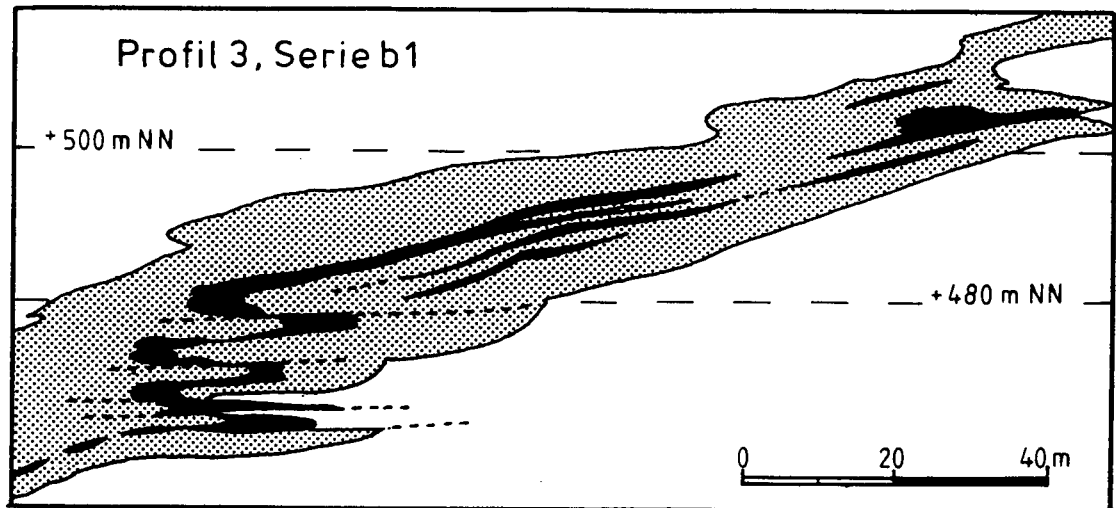


Abb. 8: Gefaltete und gestörte Marmorlagen im Joma-Erzkörper (Marmor ist schwarz dargestellt, das vorwiegend pyritische Lagererz ist gepunktet).

In die sonst weitgehend monotone Pyriterzone sind nur selten silikatische Zwischenmittel eingeschaltet. Dabei handelt es sich meist um eingeschuppte oder eingefaltete Nebengesteinspakete. Nahe des stratigraphischen Tops sind gelegentlich praktisch erzfreie, Chlorit-Albit-Aktinolith-Schiefer als dünne Lagen konkordant ins Erz eingeschaltet. Diese z. T. bis über 100 m weit verfolgbaren, scharfbegrenzten Horizonte sind wahrscheinlich primär Aschentuffe gewesen, deren Ablagerung die Erzbildung kurzzeitig unterbrochen hat. Im Umfeld solcher Tuffhorizonte weisen die Pyriterze oft erhebliche Aktinolithgehalte auf.

Sowohl zum stratigraphisch Hangenden hin, als auch mit Einschränkungen zu den Flanken hin ist eine Zunahme der Zinkblendeführung nachweisbar. Makroskopisch sind 1- 10 cm mächtige, lateral nur wenige m verfolgbare, zinkblendereiche Lagen, Schlieren und Schnüre zu beobachten. Alles in allem sind solche markanten Zinkblendekonzentrationen Ausnahmeerscheinungen. Ihr Auftreten ist absetzig und nicht horizontgebunden. Eine räumlich abgegrenzte, hangende Zinkblende-Reicherzzone, wie sie die benachbarte Lagerstätte SKOROVAS zeigte, konnte in Joma nirgendwo beobachtet werden.

Erzzone II (Kupferkies-Magnetkies-Zone)

Diese fast ausschließlich aus Kupferkies und Magnetkies aufgebaute Reicherzzone beschränkt sich auf die stratigraphisch liegenden Partien des Erzkörpers. Es handelt sich um keine geschlossene, durchgehende Einheit, sondern um verschiedene, große und kleine linsenförmige Körper, die primär konkordant zwischen Pyriterz und liegendem Nebenge-

stein eingeschaltet waren. Zusammen machen sie nur etwa 10% des Gesamtvolumens der Lagerstätte aus. Die größte zusammenhängende Reicherzscheibe liegt oberhalb der 480-m-Sohle, im NW-Zentralteil des Erzkörpers (Bereich der Profilserie b1, 1-12). Sie hat eine Erstreckung von etwa 400 m im Streichen und zwischen 70 und 160 m im Einfallen. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 1 - 2 m. Die genauen Daten zur Verteilung der Reicherze in den Profilen der beiden b-Serien (siehe Abb. 5) sind Tab. 3 zu entnehmen. Die ursprünglichen Begrenzungen der Kupferkies-Magnetkies-Zone wurden, wie bereits beschrieben, durch tektonische Vorgänge weitgehend zerstört.

Serie/ Profil-Nr.	Teufenlage der Cu-Reicherzlinse	Gesamtmächtigkeit des Erzkörpers	Mächtigkeit des Cu-Reicherzes	Erstreckung der Cu-Reicherz- linse im Einfallen
b 1/3	oberhalb 480-m-Sohle	4 - 10 m	Ø 3 m, max. 6 m	ca. 150 m
b 1/4	oberhalb 480-m-Sohle	3 - 15 m	Ø 3 m, max. 7 m	ca. 150 m
b 1/7	oberhalb 495-m-Sohle	5 - 15 m	Ø 2 m, max. 4 m	ca. 100 m
b 1/8	oberhalb 480-m-Sohle	6 - 20 m	Ø 1 - 2 m, max. 4 m	ca. 130 m
b 1/10	oberhalb 480-m-Sohle	4 - 12 m	Ø 2 m, max. 4 m	ca. 160 m
b 1/11	oberhalb 459-m-Sohle	5 - 18 m	Ø 1 - 2 m, max. 3 m	ca. 90 m
b 1/12	oberhalb 515-m-Sohle	4 - 10 m	Ø 1 - 2 m, max. 3 m	ca. 70 m
b 2/3	oberhalb 480-m-Sohle	2 - 10 m	Ø 0,5-1 m, max. 2 m	ca. 50 m
b 2/4	oberhalb 459-m-Sohle	4 - 10 m	Ø 0,5-1 m, max. 2 m	ca. 50 m
b 2/5	oberhalb 459-m-Sohle	3 - 15 m	Ø 0,5-1 m, max. 2 m	ca. 60 m
b 2/6	oberhalb 467-m-Sohle	5 - 10 m	Ø 1 - 2 m, max. 3 m	ca. 40 m
b2/7	oberhalb 459-m-Sohle	10 - 15 m	Ø 0,5 m, max. 1 m	ca. 20 m
b 2/8	oberhalb 508-m-Sohle	3 - 8 m	Ø 1 m, max. 2 m	ca. 80 m
b 2/9	oberhalb 508-m-Sohle	2 - 5 m	Ø 1 m, max. 1,5 m	ca. 20 m
b 2/10	oberhalb 508-m-Sohle	3 - 6 m	Ø 1 m, max. 1 m	ca. 40 m
"	oberhalb 387-m-Sohle	3 - 5 m	Ø 0,5 m, max. 1 m	ca. 40 m
b 2/11	oberhalb 387-m-Sohle	2 - 8 m	Ø 0,5-1 m, max. 1,5 m	ca. 80 m
b 2/12	oberhalb 375-m-Sohle	5 - 15 m	Ø 0,5 m, max. 2 m	ca. 100 m
b 2/13	oberhalb 375-m-Sohle	3 - 5 m	Ø 1-1,5 m, max. 2 m	ca. 80 m

Tab. 3: Mächtigkeiten und Erstreckungen der Kupferkies-Magnetkieserz-Linsen in ausgewählten Profilen der Serien b1 und b2.

Lage dieser Profile siehe Abb. 5 (nach Untertagekartierungen und Rißmaterial der Fa. Grong Gruber A/S)



Abb. 9a: Reicherzstoß auf der 375-m-Sohle, westl. Auffahrung n.N.

In das durchbewegte Kupferkies-Pyrit-Erz sind hier quarzreiche Pyrit-Lagenerze eingeschaltet, die noch das ursprünglich sedimentäre Schichtungsgefüge zeigen.



Abb. 9b: Reicherzstoß auf der 375-m-Sohle, westl. Auffahrung n.N.

Stark durchbewegtes Kupferkies-Magnetkies-Erz mit Fragmenten von Chloritschiefer-Zwischenmitteln. Die ursprünglichen Lagen oder Linsen sind trotz Fältelung, Stauchung und Verknetung z.T. noch erkennbar.

Die Grenze zwischen den Erzzonen I und II scheint auch primär nicht scharf gewesen zu sein. Vielfach ist ein leicht gestufter Übergang von Kupferkies-Magnetkies-Erz über Kupferkies-Pyrit-Erz hin zu fast reinem Pyrit-Erz erhalten geblieben.

Erzzone III (Kupferkies-Magnetkies $\pm$ Pyrit-Imprägnationszone)

Während der massive Erzkörper gegen das stratigraphisch hangende Nebengestein einen sehr scharfen Kontakt aufweist, ist zum Liegenden hin ein gelegentlich fast fließender Übergang vom kompakten Lagererz in unterschiedlich stark vererztes Nebengestein zu beobachten. Die Kupferkies-Magnetkies-Reicherzzone wird in auffälliger Weise von einer bis max. 5 m mächtigen Kupferkies-Magnetkies $\pm$ Pyrit-Imprägnationszone unterlagert. Träger der Vererzung sind linsenförmige Körper von dunklen, grobkörnigen Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefern. Neben massiven bis halbmassiven Erzlagen und -linsen treten hier vor allem größere und kleinere Sulfiderznester auf. Eine typische Stoßaufnahme zeigt Abb. 10. Auch mikroskopisch zeigt das Gestein eine diffuse Sulfiddurchstäubung.

Die höchsten Kupferkies- und Magnetkiesgehalte treten erwartungsgemäß in unmittelbarer Nachbarschaft zum Lager auf. Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt gehen die Gehalte rasch zurück. Die horizontale Erstreckung der Erzzone III entspricht in etwa der Verbreitung der Kupferreicherze, darüber hinaus nimmt die Erzführung ebenfalls schnell ab.

Die lagernahen Partien der Imprägnationserzzone stellen mit 2 - 3% Cu ein durchaus bauwürdiges Erz dar.



Abb. 10: Imprägnationserzstoß auf der 387-m-Sohle, NW-Abbau, strat. Liegendes des Lagers.

Der feinlagige, albitreiche Biotit-FeMg-Chloritschiefer ist reich an unregelmäßigen Sulfidnester, -linsen und -schnüren.

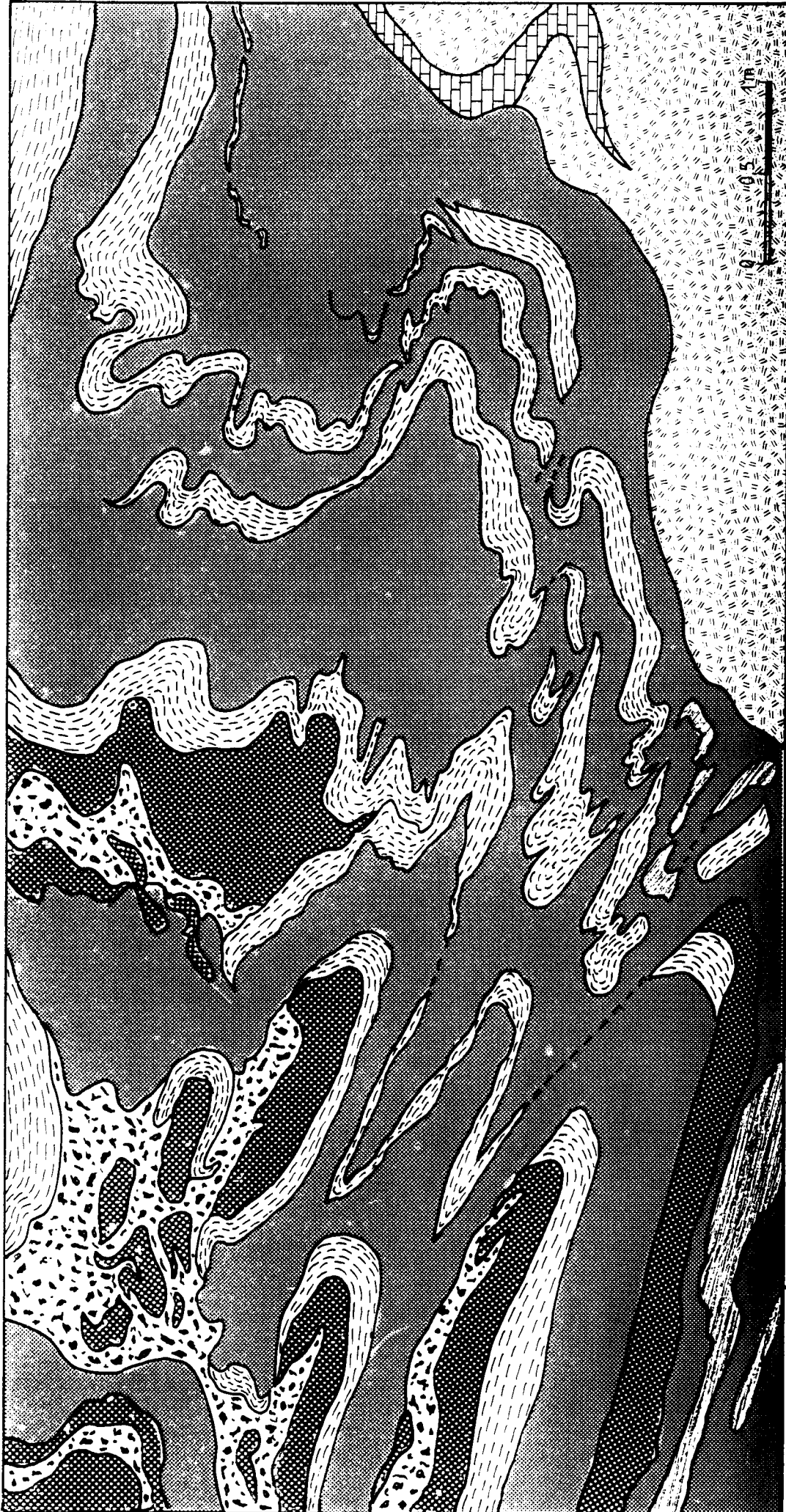


Abb. 11: Erzstoß auf der 387-m-Sohle, zentrale Abbaukammer, Pfeiler bei X95150

Im Scheitel einer großen F1-Isoklinalfalte haben sich parasitäre Kleinfalten und Störungen gebildet. (Legende siehe S.31)

Abb. 12: Kupferreicherzstoß, 387-m-Sohle, Abbau Süd

Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerz wurde hier auf einer F1-Struktur ins derbe Pyritierz eingepresst.

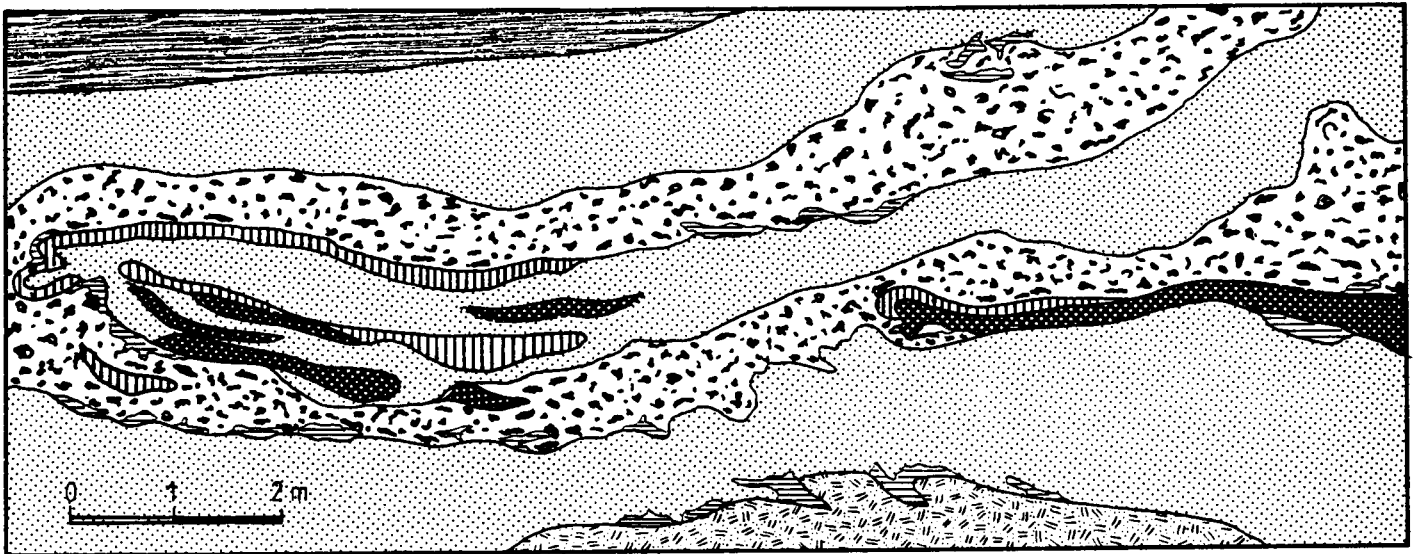
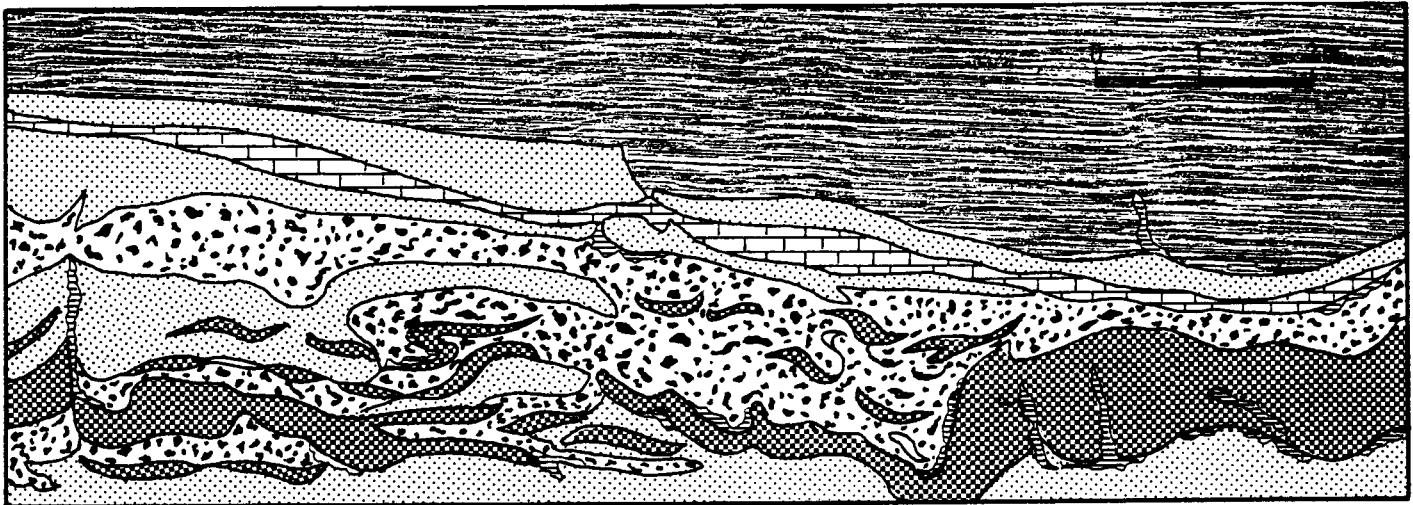


Abb. 13: Stark gestörtes pyritisches Lagererz mit Kupferreicherz-Einschaltungen (F1). Eine zerscherte und z.T. boudinierte Stilpnomelan-Quarz-Fels-Bank wird von F2-Störungen mit Kupferkiesmobilisat versetzt.



Legende zu den Stoßkartierungen (Abb.11 - 13)

Erzarten :

-  Derbes, karbonatisches Pyritierz
-  Derbes Kupferkies - Pyrit - Erz
-  Kupferkies - Magnetkies - Erz (Durchbewegterz, Brekzienerz)
-  Dichtes Magnetiterz
-  Kupferkies - Mobilisat / Marmor

Nebengesteinsarten :

-  Feinkörniger Grünschiefer (albit- und chloritreich)
-  Geschichteter Albit - Mg - Chlorit - Schiefer
-  Quarz - Albit - Fels z.T. mit Pyritbändern
-  Biotit - Fe Mg - Chlorit - Schiefer (sulfidimprägniert)
-  Stilpnomelan - Quarz - Gestein

3.2 Mineralogie des Erzkörpers

3.2.1 Erzarten und Erzverteilung

Aufgrund verschiedener mineralischer Zusammensetzungen lassen sich sowohl makroskopisch, als auch erzmikroskopisch 7 massive Lagererztypen und 3 weitere Typen von Nebengesteinsmineralisationen unterscheiden. Markante, am Handstück beobachtete Gefügemerkmale wurden zur weiteren Untergliederung dieser Erzarten herangezogen.

In Anlehnung an die Definition von SANGSTER & SCOTT in FRANKLIN et al. (1981) werden solche Erze als "Massiverze" bezeichnet, die durchschnittlich mehr als 60 Vol.-% Erzminerale enthalten. Typen mit mittleren Opakanteilen werden "halb- oder semimassiv" genannt. Gewöhnlich gibt es fließende Übergänge zwischen den unten aufgezählten Erztypen.

3.2.1.1 Die Erzarten des kompakten Lagers

Die ausgehaltenen Lagererzarten sind mit den Buchstaben A - G gekennzeichnet. Zur Klassifizierung der unterschiedlichen Gefügevarietäten sind den Buchstaben Zahlenindizes beigefügt. Eine zusammenfassende Darstellung der Modalbestände sämtlicher Erztypen ist Tab. 5 zu entnehmen.

A Massive, quarzführende bis quarzreiche Pyriterze

(Py >> Znb Cuk ± Sp.Mk ; Qz >> Cc)

- A₁ feinkörniges, quarzführendes Pyrit-Dichterz
- A₂ mittelkörniges, "klastisches" bis schlieriges, quarzreiches Pyriterz
- A₃ dichtes, quarzführendes Pyrit-Brekzienerz

Verbreitungsschwerpunkte der quarzigen Erze sind die stratigraphisch liegenden Lagerpartien an den Flanken der Lagerstätte. Im vorwiegend karbonatisch ausgebildeten Zentralteil der Erzzone I treten untergeordnet isolierte, linsenförmige Bänke dieser Erzart auf.

Das feinkörnige, massige, quarzige Pyriterz hat einen durchschnittlichen, modalen Sulfidgehalt von ca. 70%. Die Opakanteile der massivsten Proben liegen über 95%. Die mittlere Korngröße beträgt zwischen 0,1 und 0,3 mm.

Das Erz zeigt im dm-Bereich oft einen unregelmäßigen Wechsel von schlierigen Zonen mit Zn-Dominanz und solchen mit Cu-Vorherrschaft.

Die modalen Kupferkiesgehalte schwanken zwischen 0,1 und 6,9% ($\bar{\varnothing}$ 2,0%), die Zinkblendegehalte liegen mit 0,1 - 11,1% ($\bar{\varnothing}$ 2,6%) durchschnittlich etwas höher. Die Bleiglanzanteile sind sehr gering ($\bar{\varnothing}$ 0,1%), als max. Konzentration konnten in einer Probe 1,6 Vol.-% bestimmt werden. Magnetkies tritt ebenfalls nur sporadisch auf ($\bar{\varnothing}$ < 0,5%). Nur im Bereich von Störungen ist dieses Mineral häufiger zu finden (metamorphe Mobilisate).

Aufgrund ihrer höheren Anteile an spröder Gangart neigen die quarzigen Pyriterze stark zur Brekzienbildung. Das Auftreten kataklastischer Pyriterze ist meist an die F1-Störungszonen gebunden. Die Brekzien bestehen aus eckigen, wenige mm bis 10 cm großen Erzbruchstücken, die mit Quarz, Calcit, Kupferkies und Zinkblende, seltener auch Pyrit wieder verteilt sind.

Eine relativ seltene Varietät stellt das sog. "klastische Pyriterz" dar. Sein Auftreten beschränkt sich auf einige Partien an der liegenden Begrenzung im periferen Teil des Erzkörpers. Auffällig ist der hier außergewöhnlich scharfe, oft diskordante Kontakt mit den darunter liegenden Chlorit-Albit-Schiefern. Ovale bis eckige, 1 - 5mm große, dichte Pyriterzaggregate liegen in lockerer Packung in einer Matrix aus Quarz, Albit und etwas Chlorit. Die Erzstückchen bilden in der Regel ein überwiegend unklassiertes, richtungslos-körniges Gemenge. Vereinzelt sind jedoch auch Lagentexturen und Formen von "gradiertem Schichtung" erkennbar. Dieser Erztyp ist sehr wahrscheinlich das Produkt einer prädiagenetischen Umlagerung im Randbereich der Erzmasse. Möglicherweise ereigneten sich dort lokal subaquatische Rutschungen, bei denen schwach verfestigtes Erzmaterial in Bewegung geriet und distal wieder abgelagert wurde. Ähnliche Erscheinungen, in größerem

Umfang wurden von den präkambrischen Lagerstätten des Noranda-Matagami-Distrikts in Quebec/Kanada beschrieben (ROBERTS, 1975). In Joma haben solche Rutschungen nur vereinzelt, in kleinem Maßstab stattgefunden, Transportdistanzen von mehr als 50 m dürften hier nicht vorgekommen sein.

B Massive, karbonatische Pyriterze

(Py >> Znb > Cuk ± Mk ; Cc >> Akt, Qz)

- B₁ mittelkörniges, karbonatreiches Pyrit-Derberz
- B₂ grobkörniges, karbonatführendes, aktinolithisches Pyriterz
- B₃ mittelkörniges, karbonatreiches Pyrit-Lagenerz
- B₄ mittelkörniges, karbonatführendes Pyriterz mit Zinkblendeschlieren

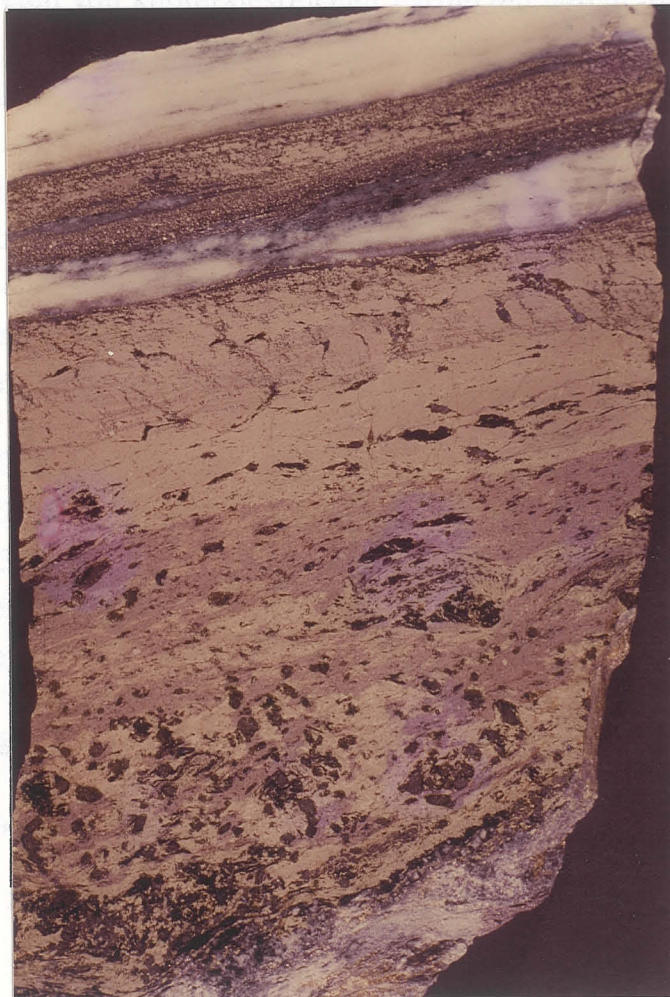
Karbonatische Pyriterze haben mit ca. 75% den bei weitem größten Anteil am Aufbau der Lagerstätte, sie erstrecken sich praktisch über den gesamten Dachbereich des Erzkörpers (Erzzone I). Die massigen bis feingebänderten Vertreter dieser Gruppe sind generell gröber als die Erze vom Typ A. Die mittlere Korngröße liegt zwischen 0,3 und 0,6 mm. In Schlieren auftretende, grobkörnigere Erze haben Korndurchmesser von 0,5 - 2 mm.

Zinkblende nimmt gegenüber Kupferkies eine deutliche Vormachtstellung ein, die vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden zunimmt. Neben höheren Anteilen an fein verteilter Zinkblende in der Sulfidmatrix ist diese Zunahme vor allem darauf zurückzuführen, daß nach oben hin vermehrt zinkblendereiche Schlieren auftreten, in denen die ZnS-Gehalte bis zu 60 Vol.-% betragen können (Erztyp B₄). Die sonstigen karbonatischen Pyriterze enthalten 0,3 - 13,7% ZnS (Ø 4,6%), die Kupferkiesgehalte liegen zwischen 0,1 und 12,2% (Ø 2,5%). Magnetkies ist im Mittel mit 2,4% vertreten. Bleiglanz macht nur 0,1% des Erzvolumens aus.

Der bemerkenswerte Karbonatreichtum der Pyriterze ist dort besonders hoch, wo konkordante Marmorlagen in den Erzverband eingeschaltet sind (Abb. 14). Markante aktinolithreiche Erzhorizonte (Typ B₂) treten bevorzugt in der Nähe von silikatischen Zwischenmitteln (Metatuffe), im Dachbereich des Erzkörpers auf.

Die feinkörnig ausgebildete Sulfid-Karbonat-Grundmasse ist durchsetzt mit cm-langen, wirrstrahlig oder subparallel S1 orientierten Aktinolithnadeln. In der Nähe von F2-Störungen ist der Aktinolith häufig in einen filzigen Amphibolasbest (Amianth) umgewandelt.

In den geschichteten, karbonatischen Pyriterzen treten manchmal konkordante, bis einige cm mächtige, magnetkiesreiche Lagen auf. Solche z. T. scharfbegrenzten, horizontbeständigen Einschaltungen können als Indizien für eine primäre, also syndementäre Bildung des Magnetkieses angesehen werden.



Hangendes

Liegendes

Abb. 14: Das Handstück zeigt eine exemplarische Abfolge von vollständig durchbewegtem Kupferkies-Magnetkies-Erz im Liegenden, über kupferkiesreiches Pyriterz in der Mitte, bis zu geschichteten karbonatreichen Pyriterz mit Marmorlagen im Hangenden.

Probe 387/06.02. angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 20 cm

C Massive, kupferkiesreiche Pyriterze

(Py > Cuk > Mk. > Znb. ; Cc Qz ± Akt)

- C₁ mittelkörniges Kupferkies-Pyrit-Derberz
- C₂ mittelkörniges Kupferkies-Pyrit-Lagenerz
- C₃ grobkörniges, schlieriges Kupferkies-Pyriterz
- C₄ grobkörniges, durchbewegtes Kupferkies-Pyriterz

Das Auftreten von kupferkiesreichen Pyriterzen beschränkt sich auf einen geringmächtigen Horizont an der Basis der Pyriterzzone. Die durchschnittliche Mächtigkeit schwankt zwischen 0,5 und 1,5 m. Zu Flanken des Erzkörpers hin wird die Erzlinse dünner und keilt aus. Dort, wo die Pyriterzzone von Kupferkies-Magnetkies-Erzen der Zone II unterlagert wird, erreichen die Kupferkies-Pyrit-Erze Mächtigkeiten bis zu 3 m. Beide Erzarten gehen stufenlos ineinander über. Die Existenz eines Kupferkies-Pyrit-Erzes im Übergangsbereich zwischen den Erzonen I und II spricht deutlich für eine annähernd kontinuierliche Entwicklung von einer älteren Magnetkies-Kupferkies-Fazies zu einer jüngeren Pyritfazies. Abb. 14 zeigt hierfür ein schönes Beispiel.

Das mittelkörnige, massige, nur undeutlich geschichtete Erz hat einen mittleren Sulfidanteil von 65 - 70%. Die Korngrößen liegen zwischen 0,5 und 3 mm. Die Kupferkiesgehalte liegen mit 9,8 - 43,5% (Ø 19,4%) deutlich höher als die Zinkblendegehalte (0,1 - 7,8%, Ø 1,8%). Magnetkies ist mit 1,2 - 11,9% (Ø 5,1%) deutlich gegenüber den Erzarten A und B angereichert.

Als Hauptgangartminerale halten sich Calcit und Quarz fast die Waage.

D Massive, magnetkiesreiche Pyriterze

(Py > Mk > Cuk ; Qz > Cc)

- D₁ mittelkörniges, schlierig-lagiges Magnetkies-Pyriterz
- D₂ grobkörniges, durchbewegtes Magnetkies-Pyriterz

Magnetkiesreiche Pyriterze gehören zu den selteneren Erzarten der Lagerstätte Joma. Sie bilden max. 0,5 m mächtige, unscharf begrenzte, linsige Einschaltungen in den Kupferkies-Pyrit-Erzen (Erztyp C). Das Gefüge beider Erzarten unterscheidet sich kaum, einziger Unterschied ist das fast umgekehrte Kupferkies/Magnetkies-Verhältnis (Erztyp C: 3,8:1; Erztyp D: 0,25:1). Eine gewisse Konzentration der Magnetkies-Pyrit-Erzlinsen ist im Übergangsbereich zum Kupferkies-Magnetkies-Erz (Erztyp F) zu beobachten.

E Massives, karbonatführendes Magnetkieserz

(Mk >> Py > Znb. $\pm$ Cuk ; Cc >> Qz)

Das nur selten vorkommende, massive Magnetkieserz bildet lokal eine absetzige, max. 0,5 m mächtige Bank an der stratigraphischen Basis des Erzkörpers. Dieser Erztyp ist vorzugsweise dort ausgebildet, wo karbonatreiches Pyriterz von Serizit-Aktinolith-Mg-Chlorit-Schiefer unterlagert wird.

Die Magnetkiesgehalte liegen zwischen 49,1 und 69,0% ($\bar{O}$ 59,7%), Pyrit erreicht im Mittel nur 3,3%. Der Kupferkiesanteil liegt mit durchschnittlich 3,9% deutlich über dem der Zinkblende (1,1%). Das stets derbe, gleichkörnig ausgebildete Erz hat einen hohen Karbonatanteil von durchschnittlich 30 - 40%. Gelegentlich sind sogar cm-mächtige, parallelorientierte Marmorschlieren zu beobachten. Der primär scharfe Kontakt zum karbonatischen Pyriterz ist oft erhalten geblieben, hier sinken die Magnetkiesgehalte schlagartig von ca. 60% im Magnetkieserz auf unter 2% im Pyriterz.

Nach den bisherigen Kartierungsbefunden stellt das derbe Magnetkieserz eine Cu-arme, laterale Fortsetzung der Kupferkies-Magnetkies-Erzlinsen dar. Es handelt sich somit um eine "distale Randfazies" der Erzzone II.

F Massive Kupferkies-Magnetkies-Erze

(Cuk $\approx$ Mk > Py > Znb ; Cc > Qz $\pm$ Silikate)

- F₁ Kupferkies-Magnetkies-Durchbewegterz (Durchbewegterz-Normaltyp)
- F₂ Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerz

Diese sehr kupferreichen Erze bauen im wesentlichen die Erzzone II auf (siehe auch Tab. 3). Durch die sehr hohen Anteile an Weichsulfiden (im Ø ca. 60%) zeigte das Erz während der kaledonischen Regionalmetamorphose ein extrem plastisches Verhalten. Daraus resultierte eine vollständige "Durchbewegung" der Sulfidmasse und damit die völlige Zerstörung sämtlicher primärer Gefüge.

Das sog. "normale Durchbewegterz" (Typ F₁, siehe Abb. 15) ist nur dort zu finden, wo die tektonische Beanspruchung relativ gering war. Dieser Typ entspricht von seiner Zusammensetzung her wohl am wahrscheinlichsten dem primären Kupferreicherz. Im Idealfall ist das Erz sehr massiv und makroskopisch nahezu richtungslos-körnig. Der vorwiegend karbonatische Gangartanteil liegt bei 10 - 20%. Die durchschnittlichen Korngrößen des Kupferkieses liegen zwischen 0,5 und 3 mm, die Magnetkieskörner sind gewöhnlich etwas kleiner (0,2 - 1 mm). Das Magnetkies/Kupferkies-Verhältnis schwankt zwischen 0,5 und 1,2, der Durchschnitt liegt bei 0,9. Pyrit tritt nur sehr untergeordnet auf.

Magnetkies bildet häufig schlierenartige Streifen oder amöbenförmige Butzen in einer zusammenhängenden Kupferkiesmatrix. Der umgekehrte Verwachsungsfall ist erheblich seltener.

Wesentlich verbreiteter sind die Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerze (Typ F₂, siehe Abb. 16). In einer Sulfidmatrix, deren mittlere Zusammensetzung dem F₁-Typ entspricht sind stark schwankende Mengen unterschiedlich großer Bruchstücke von Nebengesteinen und anderen Erzsornten regellos oder roh subparallel eingesetzt. Der Anteil an Fremdmaterial kann bis 50 - 60% betragen. Tabelle 4 gibt Auskunft über die häufigsten beobachteten Fragmente.

Die untersuchten Proben zeigten Magnetkiesgehalte zwischen 15,9 und 67,6% (Ø 29,9%), die Kupferkiesanteile lagen zwischen 14,3 und 63,9% (Ø 34,5%). Pyrit ist im Durchschnitt nur mit etwa 10% vertreten.

G Massive, magnetitreiche Erze

(Mt Py, Mk ± Cuk ; Qz > / Silikate)

- G₁ feinkörniges Pyrit-Magnetit-Lagenerz

Art der Fremdeinschlüsse	Größenordnung	Form und Ausbildung der Fremdeinschlüsse	Abgeschätzte Häufigkeit
Aktinolith-Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer z. T. mit Pyritlagen und Kupferkies/Magnetkies-Imprägnationen + Magnetitschlieren	0,5 - 50 cm Ø 1 - 5 cm	ausgelängte, ausgewalzte Linsen, oft s-förmig gebogen, z. T. Relikte von Falten, häufig gestauchte Fragmente (Kaulquappenformen), seltener Wirbelformen	+++
Quarz-Stilpnomelan-Felse z. T. mit FeMg-Chlorit, Aktinolith und Biotit	0,5 - 10 cm Ø 1 - 3 cm	eckige bis leicht linsenförmige Fragmente häufig kataklastisch, verbreitet Boudinagenbildend, unscharf umgrenzt	++
Dunkle magnetit- und magnetkiesführende Quarzite (Blåkvarts)	0,5 - 5 cm	vorwiegend eckige, isometrische Stücke, nur undeutlich Kanten gerundet, sehr häufig insich zerbrochen	+
Massive Pyriterze	1 - 10 cm	knollenförmige, ovale bis runde, scharf begrenzte Fragmente herrschen vor, die häufig brekzierten Stücke werden von Weichsulfiden verheilt bzw. verbacken	++
Massive Magnetiterze	< 0,5 - 5 cm	langgestreckte, dünne Schlieren, z. T. auch brekzienartiges Zerreibsel mit breitem Korngrößenspektrum, undulös in die Weichsulfidmatrix übergehend	+
Milchquarz	0,5 - 5 cm	runde bis ovale meist milchige, z. T. aber auch klare monomineralische Quarzeinschlüsse, nicht selten tropfenförmig, reich an Flüssigkeitseinschlüssen (metamorphes Mobilisat)	+

Tab. 4: Einschlüsse in Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerzen

- G₂ mittelkörniges, schlieriges Magnetkies-Magnetit-Erz
- G₃ derber Magnetit

Das Auftreten von magnetitreichen Erzen ist charakteristisch für einen schmalen, nur lokal ausgebildeten Zwischenhorizont im Übergangsbereich zwischen der Pyriterz- und Kupferkies-Magnetkies-Erzzone.

Magnetit tritt entweder als feinverteilter Nebengemengteil in den anderen Lagererztypen auf, oder aber bildet selbständige Derberze mit bis zu 50% Mt. Die durchschnittlich 50 µm großen Körner werden von Quarz, Stilpnomelan und Fe-reichen Chlorit begleitet.

Gelegentlich findet man parallele Scharen von scharfbegrenzten, 0,5 - 2 cm mächtigen Magnetit-Derberzlagen ins quarzführende Pyriterz eingeschaltet. Solche, oft rhythmisch

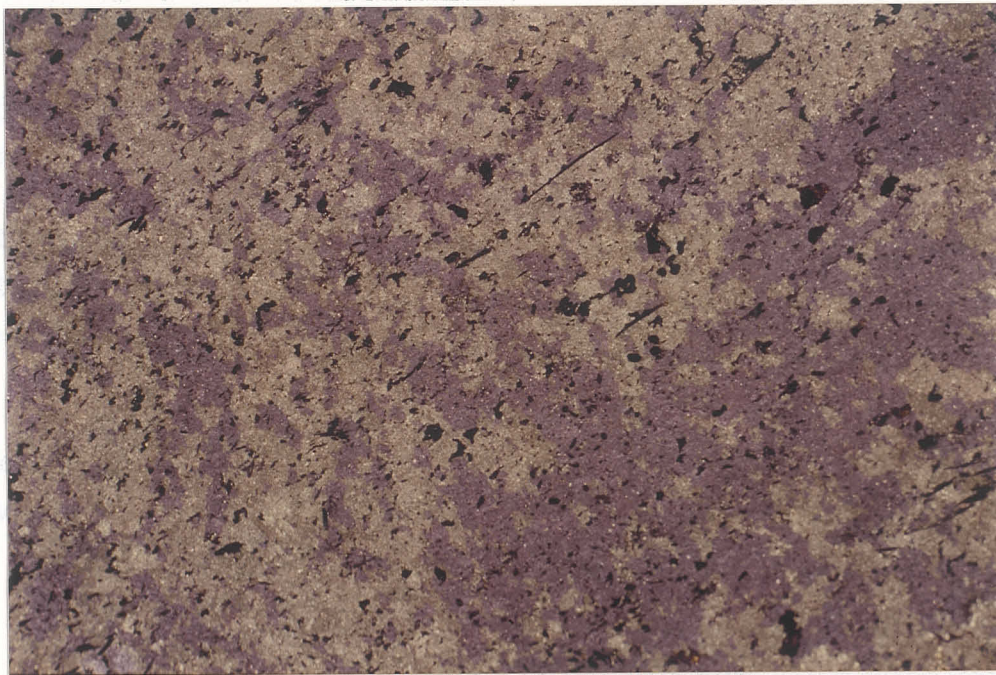


Abb. 15: Durchbewegterz-Normaltyp (Typ F₁). Gleichförmig rekristallisiertes Gemenge von Kupferkies (gelblich), Magnetkies (bräunlich) und feinverteilter Gangart, hier neben Quarz und Calcit vor allem Aktinolith, dessen nadelförmige Kristalle parallel S1 orientiert sind.

Probe 508/11.11., angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 10 cm

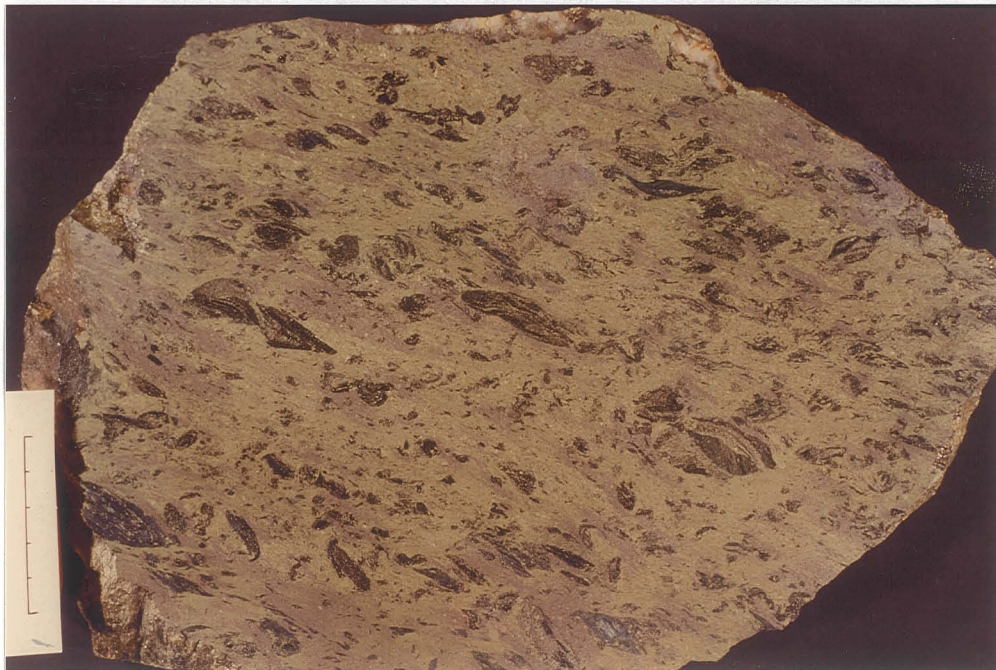


Abb. 16: Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerz (Typ F₂). In einer schlierigen Kupferkies-Magnetkies-Matrix sind massenhaft Fragmente von Biotit-FeMg-Chlorit-Schieferlagen eingeschlossen. Die oft linsigen, S-förmig ausgelängten Bruchstücke sind roh // S1 orientiert.

Probe 375/03.X, angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 30 cm.

ausgebildeten Magnetit-Pyriterz-Wechselagerungen erreichen Mächtigkeiten bis 0,5 m und sind lateral ca. 100 m weit verfolgbar (z.B. 387-m-Sohle, SW-Abbau).

Gelegentlich treten in Begleitung der Magnetit-Lagenerz-Horizonte linsige bis lagige Einschaltungen von grobkörnigen Quarz-Amphibol (Fe-reich) - Chlorit (Fe-reich) - Stilpnomelan - Gesteinen auf (siehe 4.1.3).

Mittel- bis grobkörnige Magnetit-Magnetkies-Erzsclieren mit generell niedrigen Kupferkiesgehalten kommen vereinzelt im Verband der magnetkiesreichen Durchbewegterze vor.



Abb. 17: Magnetitlagenerz mit Kontakt zu Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerz.

Probe 375/01.10., angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 18 cm

In den Kupferreicherzen der Zone II sind nur selten intakte Magnetiterzlagen erhalten geblieben. Aufgrund ihres starren Verhaltens in der plastischen Sulfidmasse wurden sie in einzelne, linsenförmige Boudins zerlegt. Häufig sind diese völlig zu eckigen Fragmenten zerbrochen, die eingeknetet in die Brekzienerzmatrix bis einige 10er m weit verfrachtet wurden. Häufig sind auch in den angrenzenden Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefern dünne Magnetiterzschlieren zu finden. Sie treten fast nur dort auf, wo auch im Erzkörper selbst Magnetit angereichert ist. Abb. 17 zeigt eine gut gebänderte Magnetiterzpartie, die von Kupferkies-Magnetkies-Erz begrenzt wird.

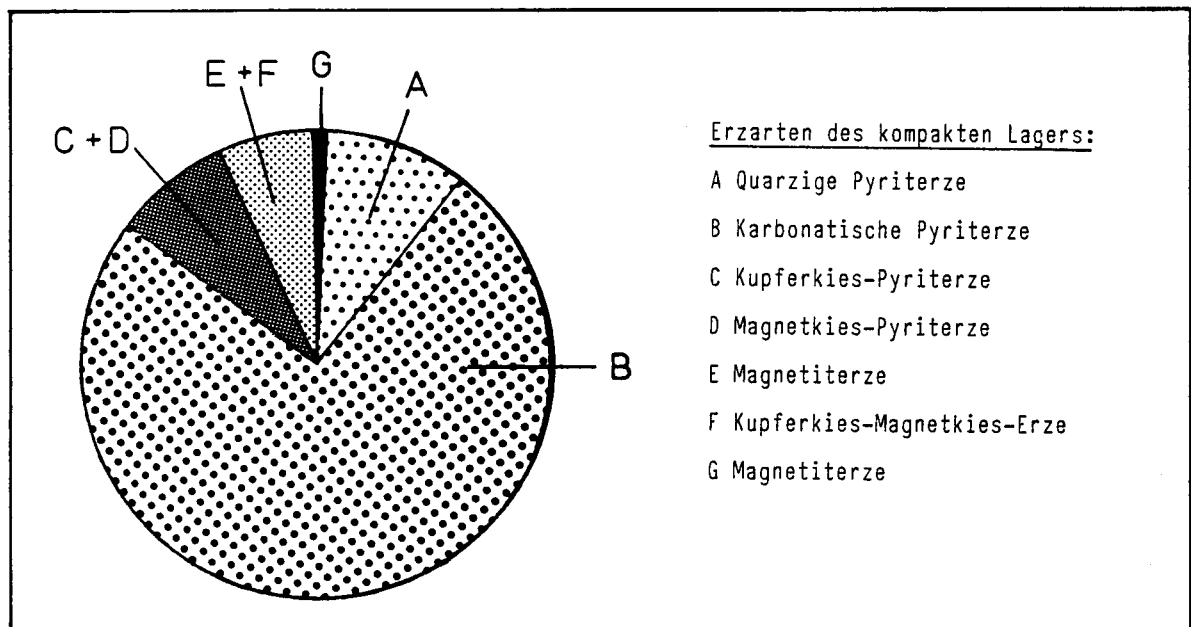


Abb. 18: Abgeschätzte halbquantitative Verteilung der verschiedenen Erzarten im Joma-Erzkörper

3.2.1.2 Nebengesteinsvererzungen

Das Spektrum der Sulfidvererzungen im Nebengestein der Lagerstätte reicht von stratiformen, massiven bis halbmassiven Derberzlagen über unregelmäßige Sulfidnester und -schlieren bis hin zu diffusen Imprägnationen.

Nach Art der vorherrschenden Erzminerale und deren Verteilung lassen sich die folgenden, markanten Mineralisationsformen unterscheiden.

Abb. 19 zeigt 6 häufig beobachtete Beispiele von vererzten Nebengesteinen.

H Pyritische Quarz-Albit Banderze

(Qz + Ab > Py ± Mk)

- H₁ Groblagiges, quarzitisches Pyrit-Banderz
- H₂ Feinlagiges, albitreiches Pyrit-Banderz
(z.T. sog. "vererzter Quarzkeratophyr")

Der Name "Banderz" wurde hier analog zum "Rammelsberger Banderz" (Kraume, 1955) gewählt und steht für eine mehr oder weniger feine Wechsellagerung von Erz und Nebengestein.

Es handelt sich um eine Übergangsbildung im Grenzbereich zwischen Massiverz und unvererzten Vulkanoklastiten. Wie bei der Rammelsberger Lagerstätte treten diese Vererzungen sowohl im stratigraphisch Liegenden, als auch in der horizontalen Fortsetzung des Lagers auf.

Die pyritischen Banderze bilden 0,5 - 2 m mächtige, linsenförmig gestreckte Körper an den Flanken des Lagers, das dort vorherrschend quarzige Pyriterze beinhaltet.

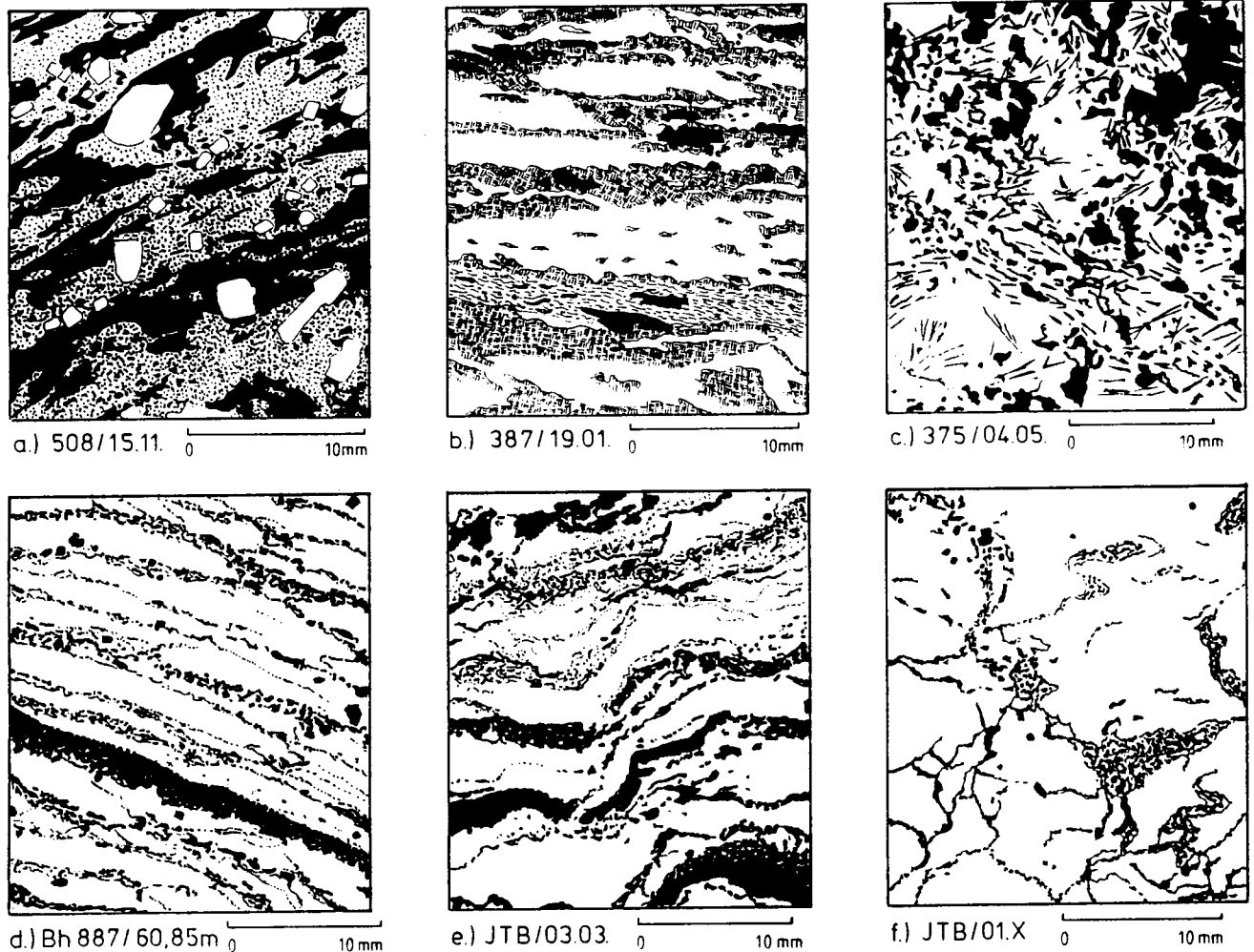


Abb. 19: Gefügebilder typischer Nebengesteinsmineralisationen im stratigraphisch Liegenden des Joma-Erzkörpers

- a) 508/15.11. Vererzter Chloritschiefer
Magnetkies-Kupferkies-Schlieren (schwarz) in FeMg-Chlorit-Matrix (gepunktet) mit großen, gerundeten Albitporphyroblasten (weiß).
- b) 387/19.01. Sulfidimprägniertes Albit-Biotit-Chlorit-Gestein
Wechsel von Biotit/FeMg-Chlorit-Lagen (gestrichelt) und albitreichen Lagen (weiß), Kupferkies und Magnetkieskörner (schwarz) sind ausgewalzt.
- c) 375/04.05. vererzter Albit-Stilpnomelan-Fels
Stilpnomelan bildet nadelig-spießige Kristalle (oft rosettenartig angeordnet) in einer Quarz-Albit-Matrix (weiß), Magnetkies (schwarz) bildet unregelmäßige Nester.
- d) Bh 887/60,85 m Vererzter Quarz-Albit-Fels
Feine Wechsellagerung von Quarz-Albit (weiß) mit Pyrit-Chlorit (schwarz).
- e) JTB/03.03. Quarzreiches, pyritisches "Banderz"
Gefaltete Pyritlagen (schwarz in quarzitischer Matrix (weiß).
- f) JTB/01.X Vererzter Chlorit-Albit-Serizit-Schiefer
Pyrit-Mg-Chlorit-Gängchen (schwarz) durchsetzen die feinkörnige Schiefermatrix (weiß) (Alterationsgefüge).

Das Banderz zeigt einen ebenmäßigen Wechsel von relativ scharf begrenzten, konstant mächtigen Pyritlagen und dichten Quarz-Albit $\pm$ Chlorit-Lagen im 2 - 10 mm Bereich (siehe Abb. 20). Die einzelnen Lagen sind häufig fein gefältelt, obwohl der Gesteinsverband praktisch ungestört ist (z.B. Abb. 19e). Solche Verformungen sind wahrscheinlich durch prädiagenetische Setzungen und Rutschungen des unverfestigten Sediments verursacht worden.

Pyrit ist mit durchschnittlich 25,4% das häufigste Sulfidmineral, Zinkblende hat einen Anteil von ca. 1,7%. Magnetkies und Kupferkies sind beide nur mit 0,5% am Aufbau der Banderze beteiligt.

Die albitreichen Banderzsorten sind weit häufiger als die quarzreichen Vertreter. Übergänge zu den FeMg-Chlorit-Gesteinen wurden vereinzelt beobachtet.

I Kupferkies-Magnetkies-Imprägnationserze

(vererzte Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer)

(FeMg-Chl. + Bt $\pm$ Akt $\pm$ Ab > Cuk + Mk $\pm$ Py)

- I₁ lagig-schlierig vererzter Chloritschiefer

- I₂ disseminiert vererzter (Biotit)-Chloritschiefer

Vererzte Biotit-FeMg-Chloritschiefer stellen mit Abstand die häufigste Art von Nebengesteinsmineralisation dar, sie bauen fast ausschließlich die Erzzone III auf. Einzelne Unterarten lassen sich nur schwer gegeneinander abgrenzen, da stufenlose Übergänge zwischen ihnen die Regel sind.

Im Gegensatz zu den recht gleichförmig, lagig ausgebildeten Pyritmineralisationen im Nebengestein ("Banderze") erscheinen die Kupferkies-Magnetkies-Vererzungen völlig uneinheitlich, absetzig und regellos.

Die mittleren Sulfidgehalte liegen bei etwa 20 - 25%. Kupferkies liegt mit durchschnittlich 10,4% etwas höher als Magnetkies mit 7,5%. Pyrit tritt mit nur etwa 5% stark in den Hintergrund, Zinkblende ist nur akzessorisch vorhanden. Generell können drei

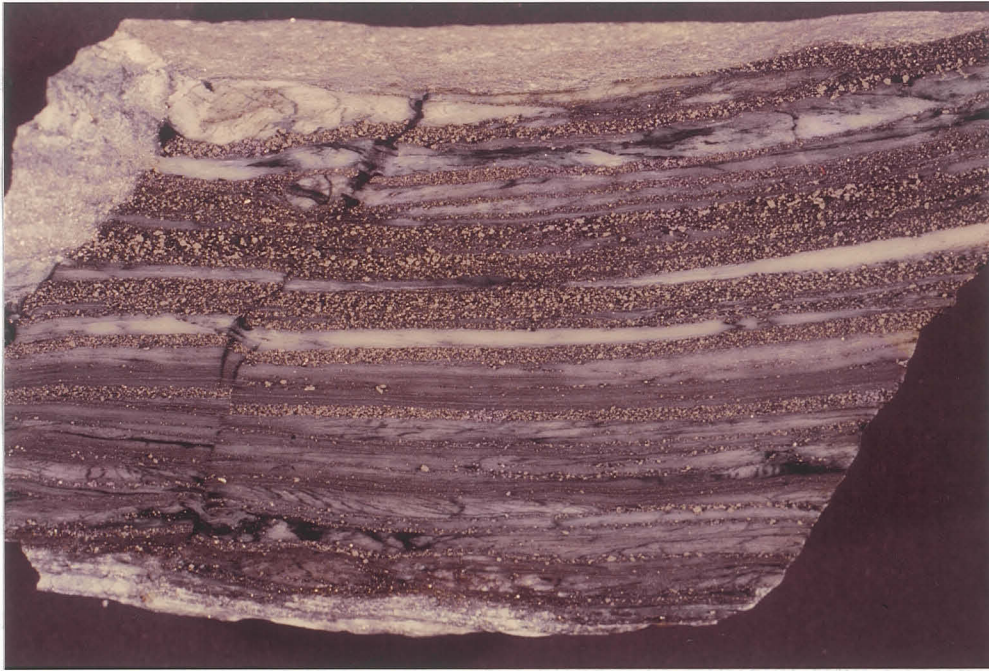


Abb. 20: Gebänderter Pyrit-Albitit (albitreiches Banderz) ebenmäßige Wechselfolge von pyritreichen Lagen und quarzföhrnden Albitlagen. An einem kleinen F2-Sprung sind die Schichten um wenige mm versetzt.

Probe 387/19.X, angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 12 cm.

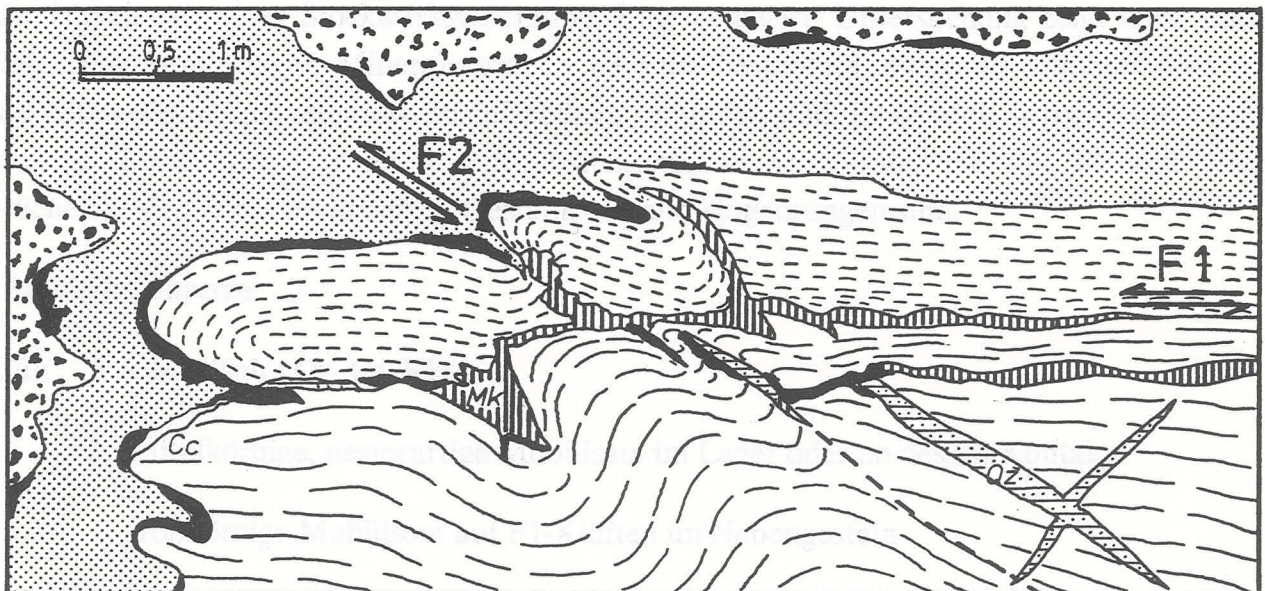


Abb. 21: Liegende Begrenzung des Erzkörpers auf der 375-m-Sohle, westl. Auffahrung nach N, Weststoß. Ausgeprägte F2-Strukturen sind hier mit Kupferkies- (schwarz) Magnetkies- (vertikal gestrichelt) und Quarzmobilisaten (Qz) vererzt. Das hier aus Kupferkies-Pyrit-Erz (gepunktet) bestehende Lager wird am liegenden Kontakt von einer F1-Störung gegen massige bis feinlamellierte Chlorit-Albit-Aktinolith-Schiefer abgegrenzt.

Vererzungsformen unterschieden werden, die im Gesteinsverband sowohl einzeln, als auch zusammen auftreten können.

Am verbreitetsten sind unregelmäßig in die Chloritschiefer eingesprengte Kupferkies-Magnetkies-Aggregate. Ihre Größenordnung reicht von etwa handgroßen, parallel der Schieferung eingeregelter Nestern, Flecken und Knoten bis hinunter zu einer mikroskopisch feinen, unterschiedlich dichten Sulfiddurchstäubung.

Weit weniger verbreitet sind lagig-schlierige Sulfidmineralisationen. Kupferkies und Magnetkies bilden gemeinsam wenige mm bis 1 cm mächtige, unscharf begrenzte Schlieren, Bänder oder Schnüre. Oft ist der ursprüngliche Wechsellagerungscharakter dieser Vererzung der metamorphen Durchbewegung zum Opfer gefallen. Vereinzelt auftretende Einschaltungen von 10 bis 30 cm mächtigen Pyrit-Kupferkies-Derberzen sind auf die unmittelbare Nähe des Lagers beschränkt. Mit größerem Abstand vom Erzkörper werden diese Lagen immer dünner und seltener. Die Bildung erster, vereinzelter Kompaktsulfidbänke leitete scheinbar die Bildung des massiven Erzkörpers ein.

Als dritte Mineralisationsform sind dünne, netzwerkartige Kupferkies-Magnetkies-Durchtrümerungen in den Schiefen zu nennen.

Bei flüchtiger Betrachtung haben diese mm bis 1 cm mächtigen Gängchen eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Stockwerksvererzung. Eine genauere Untersuchung zeigt aber, daß diese gängchenförmigen Mineralisationen an ganz bestimmte, aufgrund erhöhter Quarz- und Albitgehalte kompetentere Schieferbänke gebunden sind. Es handelt sich also nicht um vererzte Zufuhrkanäle, sondern um posttektonische Mobilisate, die auf Klüften und Brüchen in den leicht brekzierten Gesteinsverband eingedrungen sind.

J Mobilisationserze

(Cuk Mk >> Znb ; Qz, Cc, Klz)

- J₁ mittelkörnige, nesterartige Mobilisate im Lager oder an dessen Kontakt
- J₂ grobkörnige Mobilisate auf F1-Klüften im Nebengestein

Erzmobilisate spielen insgesamt nur eine untergeordnete Rolle, in kleinen Mengen können

sie örtlich jedoch konzentriert vorkommen. Sie treten stets im Umfeld der Kupferreicherze auf, aus denen sie sich abgespalten haben. Sehr häufig sind daher Kupferkies-Mobilisate, die entweder auf Klüften und Störungen innerhalb des Lagers, oder aber direkt am Kontakt zum Nebengestein auftreten. Ein Beispiel hierfür zeigt Abb. 21.

Kupferkies ist hier außergewöhnlich grobkörnig (bis 20 mm) und zeigt im Handstück eine merkwürdig dunkelgoldgelbe Farbe. Er wird begleitet von ebenfalls grobkörnigem Calcit und klarem Quarz. Gelegentlich sind aber auch fast monomineralische Kupferkiesmobilisate zu finden.

Magnetkiesmobilisate sind erheblich seltener, obwohl primär immer gemeinsam vorkommend, treten gemischte Kupferkies-Magnetkiesmobilisate kaum in Erscheinung. Magnetkies scheint bei der Metamorphose erheblich weniger mobil als Kupferkies gewesen zu sein.

Außerhalb des Lagers lassen sich Kluftmobilisate bis zu Entfernungen von 2 - 3 m feststellen. Oft sind die Gängchen verästelt oder biegen in die Schieferung ab.

Mikroskopisch sind die Mobilisate völlig richtungslos-körnig, ohne Anzeichen von tektonischer Beanspruchung. Somit stellen diese metamorphen Kluftmineralisationen eine sehr junge Bildung dar, deren Entstehung postdeformativ nach der zweiten Deformationsperiode (D2) erfolgt sein muß.

Eine interessante mineralogische Rarität stellen grobkristalline Klinozoisit-Mobilisate dar. Diese "pegmatoidartigen", bis 0,5 m -mächtigen Massen enthalten langsäulige, gelblichbraune Klinozoisit-XX bis max. 10 cm. Sie werden begleitet von ebenfalls grobkörnigem Calcit, Quarz und Muskovit. Das Vorkommen dieser Mobilisate ist weitgehend auf den stratigraphisch hangenden Kontakt des Lagers beschränkt (z. B. 387-m-Sohle, nördlicher Abbau bei X 95 190).

Erztyp Mineral	Quarzführendes Pyrit	Karbonatisches Pyrit	Cu-reiches Pyrit	Magnetitreiches Erz	Magnetkies- erz	Durchbewegt- erz	Mobilisations- erz	Oxidations- & Zementations- Bildungen
Pyrit								---
Magnetkies								
Kupferkies								
Zinkblende								
Bleiglanz								
Arsenkies								
Kobaltglanz								
Mackinawit } Cubanit }								
Markasit								
Covellin								
Fahlerz								
Rotgültig								
Silberglanz								
Zinnkies								
Molybdänglanz								
Amalgam								
Silber								
Elektrum								
Wismut								
Magnetit								
Ilmenit								
Rutil								
Limonit								

Abb. 22: Parageneseschema der Lagerstätte Joma

3.2.2 Spezielle Mineralogie der Erzminerale

Im Erz der Lagerstätte Joma konnten insgesamt 25 Erzminerale nachgewiesen werden. Allerdings sind nur 5, nämlich Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Magnetit maßgeblich am Aufbau des Lagers beteiligt. Sie machen zusammen mehr als 99,5% des Gesamterzvolumens (Gangartminerale nicht mitgerechnet) aus.

Als Nebenkomponten sind Bleiglanz, Arsenkies, Cubanit und Mackinawit zu nennen. Sämtliche anderen Minerale treten nur akzessorisch auf. Es sind dies: Ag-Amalgam, Au-Ag-Amalgam, Elektrum, Silber, Wismut, Wismutglanz, Molybdänglanz, Markasit, Zinnkies, Kobaltglanz, Fahlerz, Pyrargyrit, Silberglanz, Covellin sowie Rutil und Ilmenit.

3.2.2.1 Verteilung der Erzminerale

Die halbquantitative Verteilung der oben genannten Erzminerale in den verschiedenen Erzarten ist dem aufgestellten Parageneseschema (Abb. 22) zu entnehmen.

Aus den Modalanalysen von insgesamt 218 Massiverzproben wurde die relative Verteilung der 4 Haupterzminerale Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende ermittelt, und in Form von 4 Dreiecksdiagrammen (Abb. 23) dargestellt.

Deutlich erkennbar ist, daß Zinkblende ganz bevorzugt zusammen mit Pyrit vorkommt. Erze in denen Zinkblende in Paragenese mit Magnetkies oder Kupferkies auftritt, sind sehr rar. Die enge genetische Beziehung zwischen Kupferkies und Magnetkies mit stark wechselnder Pyritbeteiligung kommt ebenfalls klar zum Ausdruck. Eindeutig ist die insgesamt starke Dominanz von Pyrit gegenüber den anderen Erzphasen. Starke Zinkblendeanreicherungen sind selten. Die Konzentration von Punkten in der ZnS-Ecke von Dreieck IV ist auf die häufig relativ ZnS-reichen, aber Kupferkies- und magnetkiesarmen Pyriterze zurückzuführen.

Die Zusammensetzung der magnetitreichen Erze geht aus Abb. 24 hervor. In das Dreiecksdiagramm wurden sämtliche Modalanalysen mit mehr als 10% Magnetit

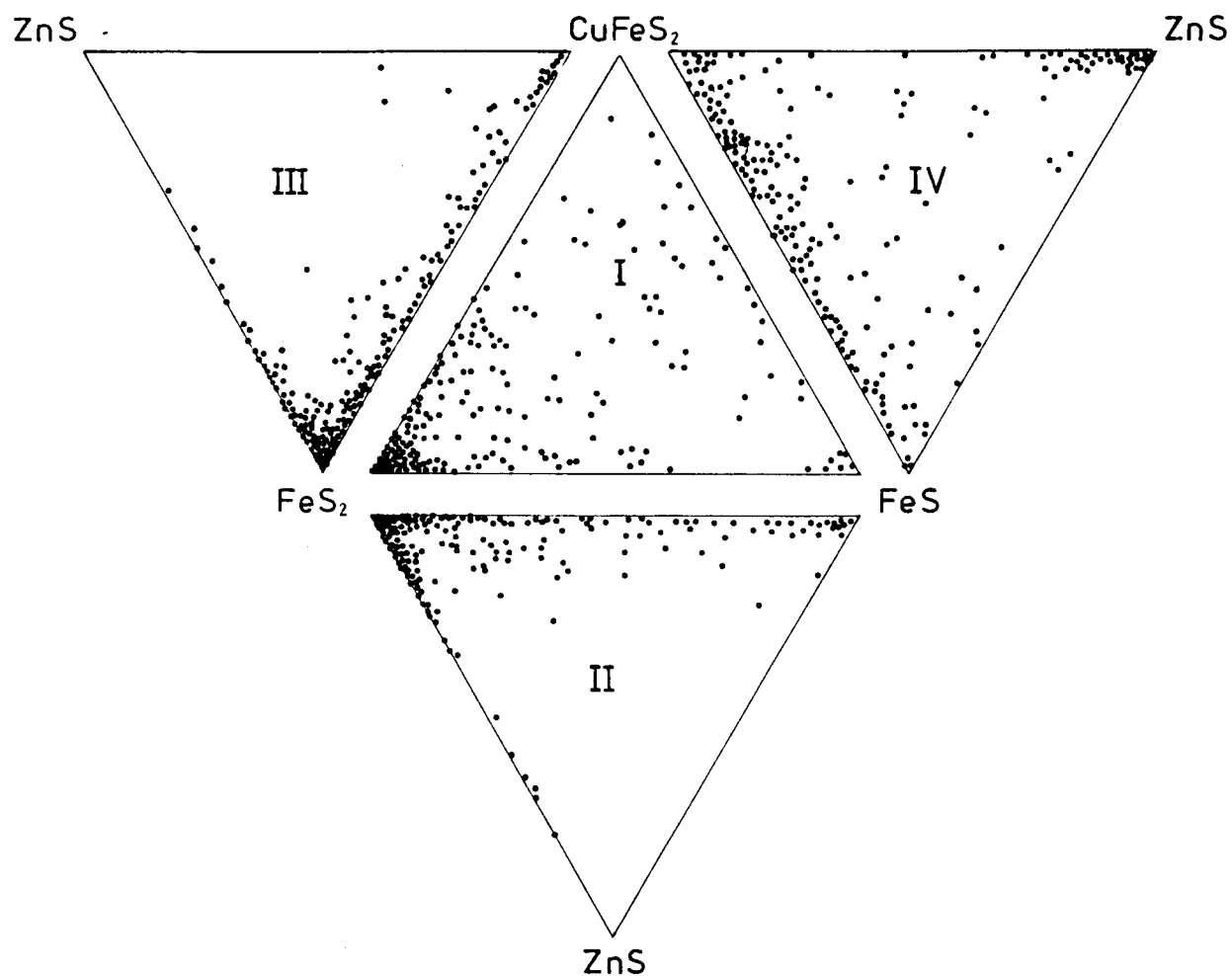


Abb. 23: Verteilung der Hauptsulfidminerale Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende in 218 Massivproben der Lagerstätte Joma

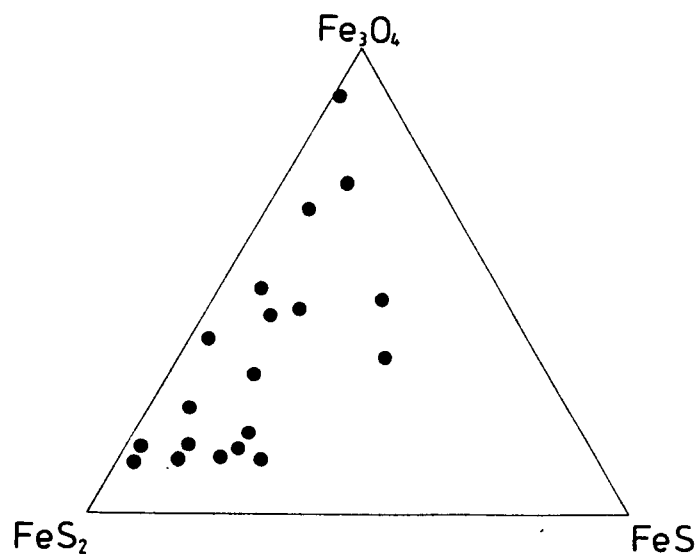


Abb. 24: Zusammensetzung der massiven Lagererze mit mehr als 10 Vol.-% Magnetit

Erztyp	Pyrit		Magnetkies		Kupferkies		Zinkblende		Bleiglanz		Sonstige Akzessorien
	n	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	
A Massives, quarzführendes-quarzreiches Pyritserz	49	64,6	45,1 - 95,3	0,5	< 0,1 - 2,6	2,0	0,1 - 6,9	2,6	< 0,1 - 11,1	0,1	bis 0,2 % Arsenkies, in Sp. Ilmenit, Molybdänglanz
B Massives, karbonatisches Pyritserz	56	58,4	37,5 - 88,5	2,4	0,2 - 11,6	2,5	0,1 - 12,2	4,6	0,3 - 13,7	0,1	bis 0,5 % Magnetit bis 0,2 % Arsenkies, Sp. Fahlerz Ansgam, sehr selten Rotgültig u. Silberglanz
C Massives Kupferkies-Pyritserz	39	41,3	19,7 - 75,2	5,1	1,2 - 11,9	19,4	9,8 - 43,5	1,8	0,1 - 7,8	-	bis 10 % Magnetit bis 0,1 % Cubanit und Mackinawit verbreitet Sp. u. Ansgam Fahlerz, Molybdänglanz Elektrum
D Massives Magnetkies-Pyritserz	22	39,9	21,7 - 63,7	23,8	12,1 - 39,3	5,2	0,7 - 15,0	3,4	0,2 - 8,7	-	Sp. Cubanit und Mackinawit Sp. Ansgam
E Massives Magnetkieserz	6	3,3	0,2 - 14,9	59,7	49,1 - 69,0	3,9	0,4 - 10,4	1,1	< 0,1 - 2,6	Spuren	-
F Massives Kupferkies-Magnetkies-Erz	36	9,6	2,0 - 30,8	29,9	15,9 - 67,6	34,5	14,3 - 63,9	1,4	0,2 - 10,6	Spuren	bis 5 % Magnetit - Ilmenit bis 0,1 % Cubanit und Mackinawit verbreitet Sp. v. Ansgam, Kobaltglanz selten Wismut, Zinnkies
G Massives magnetitreiches Erz	18	39,9	9,8 - 69,1	9,3	1,2 - 26,2	8,2	0,5 - 24,0	1,2	0,1 - 4,7	Spuren	Magnetit: 9,2 - 45,6 %; K = 19,1 verbreitet Sp. Cubanit + Mackinawit
H Pyritisches "Banderz"	17	25,4	14,9 - 36,6	0,5	< 0,1 - 5,0	0,5	0,1 - 1,6	1,7	0,1 - 7,8	Spuren	-
I Kupferkies-Magnetkies-Imprägnationserz	10	5,0	0,5 - 15,9	7,5	0,1 - 15,5	10,4	1,5 - 28,4	0,4	< 0,1 - 2,6	Spuren	Sp. Cubanit und Mackinawit

Tab. 5: Durchschnittliche modale Zusammensetzung der Haupterzarten von Joma.
(die Verteilung der Gangartminerale ist Tab. 6 zu entnehmen)

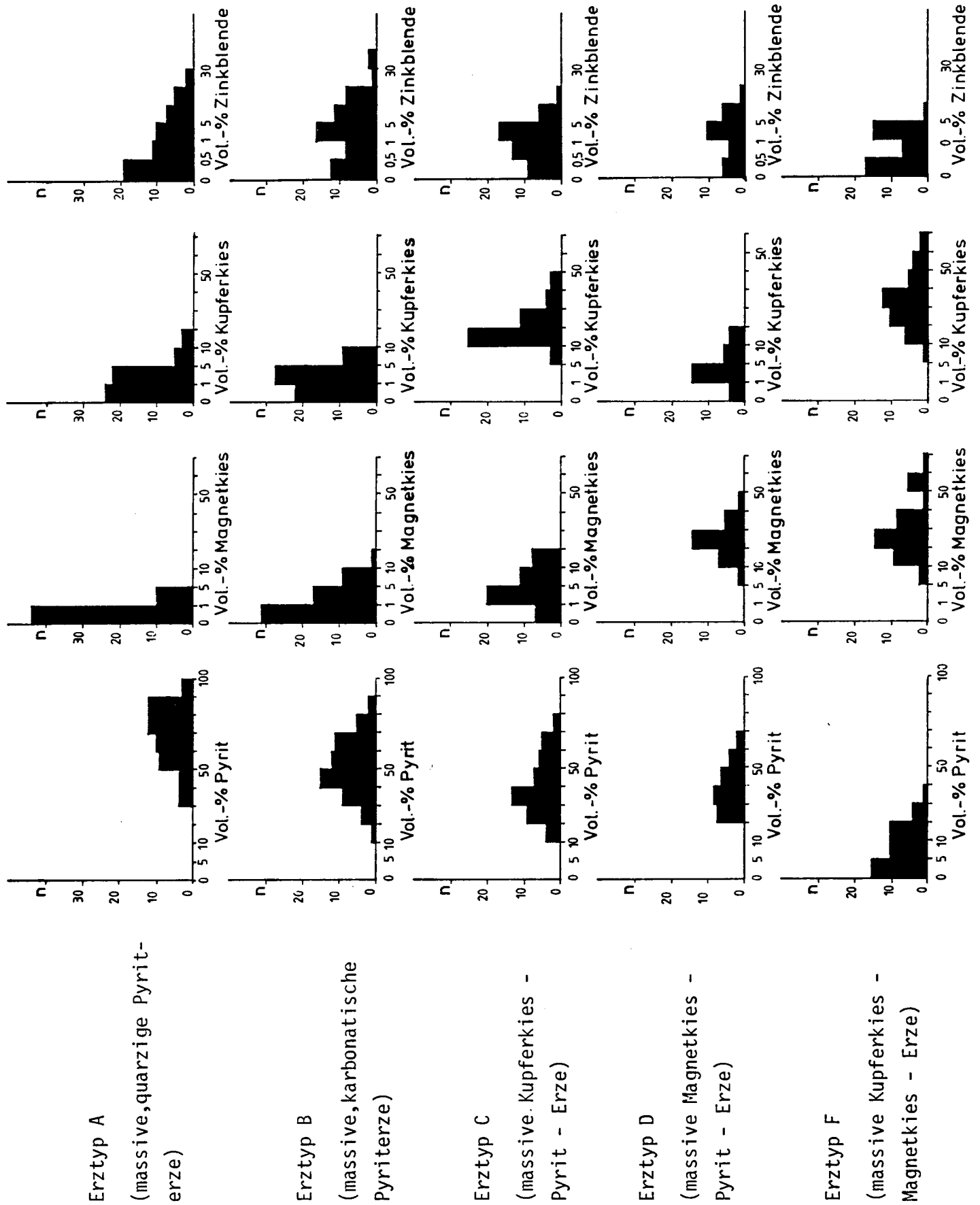


Abb. 25: Häufigkeitsverteilung der Haupterzminerale in den wichtigsten Massiverzarten der Lagerstätte Joma

eingetragen. Es zeigt sich eine deutliche Konzentration der Werte entlang der Mt-Py-Verbindungsline. Reine Magnetit-Magnetkies-Erze fehlen vollständig.

Ergänzend zu den Dreiecksdiagrammen gibt Abb. 25 in Histogrammform die Häufigkeitsverteilung der Hauptsulfidkomponenten in den wichtigsten Erzarten wieder. Die durchschnittlichen modalen Zusammensetzungen der unter 3.2.1 beschriebenen Erzarten sind in Tab. 5 zusammengefaßt. Ausgewählte Analysenbeispiele sind im Anhang als Anlagen 4 - 8 beigelegt.

3.2.2.2 Der Mineralbestand

Die nachfolgenden Einzelmineralbeschreibungen beruhen auf den durchgeführten erzmikroskopischen Untersuchungen. Die Erzminerale werden geordnet nach der Häufigkeit ihres Auftretens abgehandelt. Die Ergebnisse der ergänzenden chemischen - und mikrochemischen Untersuchungen sind unter 3.3.1 zu finden.

Pyrit (FeS_2)

Pyrit ist mit Abstand das häufigste Erzmineral in Joma. Aufgrund seiner allgemeinen Verbreitung, seiner Neigung zur idiomorphen Ausbildung (Idioblastie) und seiner Empfindlichkeit gegenüber Stressbeanspruchung (Kataklase) ist Pyrit ein geeignetes Indikatormineral, um den geschichtlichen Werdegang der Lagerstätte anzuzeigen.

Es erwies sich als sinnvoll aufgrund charakteristischer Korneigenschaften insgesamt 4 Pyritarten (I-IV) zu unterscheiden, die mit gewissen Einschränkungen auch als Generationen bezeichnet werden können.

Pyrit I ist relativ selten, sein Vorkommen beschränkt sich auf die quarzreichen Partien des Lagererzes sowie auf die Quarz-Albit-Bänderze.

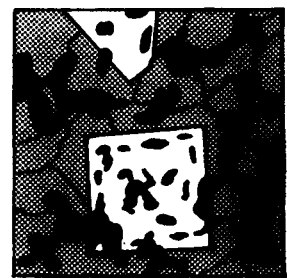
Gewöhnlich bildet dieser Pyrit zusammen mit Quarz, Kupferkies und Zinkblende massige, unregelmäßig geformte Aggregate von 0,1 - 1 mm Durchmesser. Häufig sind die Aggregate zerbrochen, teilweise sogar zerrieben. Die stets xenomorphen Pyrit-I-Körner sind im Durchschnitt $< 10 \mu\text{m}$ und reich an z. T. submikroskopisch feinen Gangarteinschlüssen. Größere Individuen zeigen verbreitet anormale Anisotropieeffekte, die möglicherweise auf



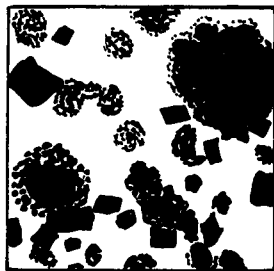
d.) 375/03.06



e.) JTB/03.02



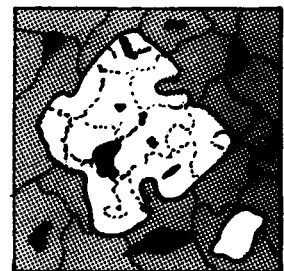
f.) 387/07.03.



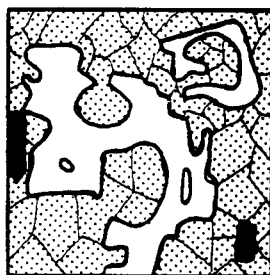
a.) JTB /03.03.



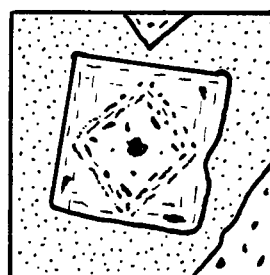
b.) 387/01.05



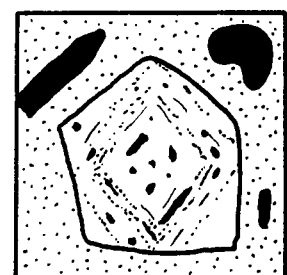
c.) J 01



g.) JTB / 02.04.



h.) Bh 631 / 40,80 m



i.) 416/01.02.

Abb. 26: Markante mikroskopische Formen von Pyriten (Kantenlänge bei allen Beispielen ca. 200 μm)

- a) Pyritframboide in Quarzmatrix (Pyrit I)
- b) Ausschnitt einer Krustenstruktur in Quarzmatrix (Pyrit I)
- c) Pyrit II-Blast in Magnetkiesmatrix mit Relikten von Pyrit-I-Körnern.
- d) Gerundeter, eingebuchteter Pyrit II-Blast "verdrängt" beim Wachstum einen strengelig gesproßten Aktinolithkristall in einer fast monomineralischen Kupferkiesmatrix
- e) Gesprungener Pyrit II-Poikiloblast in Quarzmatrix mit typischer Siebstruktur im Kern.
- f) Scharfkantiger Pyrit III-Idrioblast in einer Magnetkies-Zinkblende-Matrix.
- g) Kavernöse, atollförmige Pyrit III-Skelette in einer Zinkblendematrix.
- h) Zonierter Pyrit II-Porphiroblast, der Kern zeigt eine oktaedrische Tracht während die Außenzone als Würfel gewachsen ist.
- i) Zonierter Pyrit II-Porphiroblast mit einem oktaedrisch gewachsenen Kern und einer als Pentagondodekaeder ausgebildeten Außenzone.

eine nicht stöchiometrische Zusammensetzung (FeS-Überschuß) hindeuten, was nach RAMDOHR (1975) oft bei Pyriten der Fall ist, die durch das Kristallinwerden von Gelen entstanden sind. Für diese Bildung spricht ebenfalls die Beobachtung von reliktsch erhalten gebliebenen Gelstrukturen (Framboide, rhythmisch gewachsene Krusten, knollenartige Konkretionen) (siehe Abb. 26 a.u.b., Abb. 27 sowie Kap. 3.2.5).

Pyrit I kann als wichtigstes Relikt des synsedimentären Bildungsstadiums der Lagerstätte angesehen werden. Seine Erhaltung ist nur der umschließenden Quarzmatrix zu verdanken, die als Panzer wirkte, und so eine metamorphe Rekristallisation weitgehend verhinderte.

Pyrit II bildet mit Abstand die Hauptmasse des gesamten Pyriterzes. Je nach Art und Anteil der begleitenden Verwachsungspartner kann der Pyrit dieser Generation in sehr unterschiedlichen Ausbildungsformen auftreten. Eine weitere Untergliederung dieser Pyritart erwies sich als zu unsicher, und wurde daher fallen gelassen.

Pyrit II ist generell grobkörnig als Pyrit I. Er ist fast immer gut rekristallisiert, und zeigt verbreitet Deformationsspuren.

In den massigen, gangartarmen Pyritderberzen bilden zusammengewachsene Pyrit II-Aggregate eine zusammenhängende Matrix. Als Zwickelfüllungen treten Weichsulfide und Gangartminerale auf. Die Korngröße der vorherrschend xenomorphen Einzelkörner liegt zwischen 0,1 - 0,6 mm. In der Regel ist ein verschränktes Korngefüge ausgebildet. Hypidionomorphe bis idiomorphe Kristalle sind nur dort entwickelt, wo die Pyritmatrix an karbonat- oder weichsulfidreiche Partien angrenzt.

In Begleitung von quarziger Gangart tritt verbreitet poikiloblastischer Pyrit II auf (Abb. 26e). Häufig zeigen die bis 1 mm großen, würfeligen Idioblastensiebe eine typische Wachstumszonierung. Im Kern sind die Quarzkörner parallel {100} des Pyrits angeordnet. Zur Außenzone hin nimmt die Anzahl der Einschlüsse ab, der Rand ist oft frei von Einschlüssen.

Ein mehr oder weniger stark ausgeprägter Zonenbau ist typisch für die Pyrit-II-Blasten. An feinen Einlagerungen lassen sich Trachtwechsel während des Wachstums erkennen. Im Kern sind manche Pyritblasten als Oktaeder gewachsen, während die äußeren Teile überwiegend als Würfel ausgebildet sind (Abb. 26h). Ganz selten sind auch Kombinationen von

Oktaeder und Pentagondodekaeder festgestellt worden (Abb. 26i). Nach den mikroskopischen Befunden kann als Ursache für solche Trachtwechsel eine Änderung der Wachstumsgeschwindigkeit in Betracht gezogen werden.

Ganz anders ist die Ausbildung dieser Pyritart in der Kupferkies-Magnetkies-Matrix des Durchbewegterzes. Neben den verbreiteten Pyritderberzfragmenten bildet Pyrit II hier auf charakteristische Weise isolierte Porphyroblasten, die regellos in die richtungsloskörnige Weichsulfidgrundmasse eingesprengt sind. Die vorwiegend gerundeten, idiomorphen bis hypidiomorphen Würfel haben Kantenlängen von 0,1 - 15 mm (Abb. 26d).

Pyrit II ist im Gegensatz zu dem fein mit Fremdeinlagerungen durchsetzten Pyrit I überwiegend "sauber". Statt der vielen kleinen Verunreinigungen sind hier nur wenige, in der Regel größere, meist tropfenförmige Einschlüsse von Matrixsulfiden und Gangartmineralen festzustellen. Kennzeichnend hierfür ist der sog. "Selbstreinigungseffekt" des Pyrites, der die Blastese begleitet hat (ANGER, 1971). Während der Kristallsproßung wachsen die diffusverteilten Fremdpartikel zu größeren, runden bis ovalen Einschlüssen zusammen. Innerhalb der Pyritaggregate werden die Verunreinigungen bei fortschreitender Kristallisation zu den Kornrändern hin oder auf die Zwickel zwischen den Körnern abgedrängt.

Die Pyrit II-Körner zeigen nur mäßige Spuren kataklastischer Beanspruchung. Vorhandene Brüche und Risse sind stets von Kupferkies oder Magnetkies ausgeheilt, z. T. sind die Kristalle regelrecht auseinandergesprengt. Diese Bilder erinnern sehr an Verdrängungsgefüge, doch handelt es sich hier sicherlich um mechanische Infiltrationen von plastischen Weichsulfiden infolge der Durchbewegungsvorgänge.

Pyrit III unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Generationen durch seine stets vollkommen idiomorphe Ausbildung. Die scharfkantigen, Würfel sind bis auf wenige tropfenförmige Weichsulfideinschlüsse völlig sauber und frei von Verzerrungen oder Kataklassespuren (Abb. 26f). Die durchschnittlich 0,1 - 1 mm großen Kristalle treten bevorzugt isoliert in karbonatischer Gangart oder Weichsulfidgrundmasse auf. In einigen Fällen werden ältere Pyrit II-Aggregate von jüngeren Pyrit III-Blasten koronaartig umhüllt.

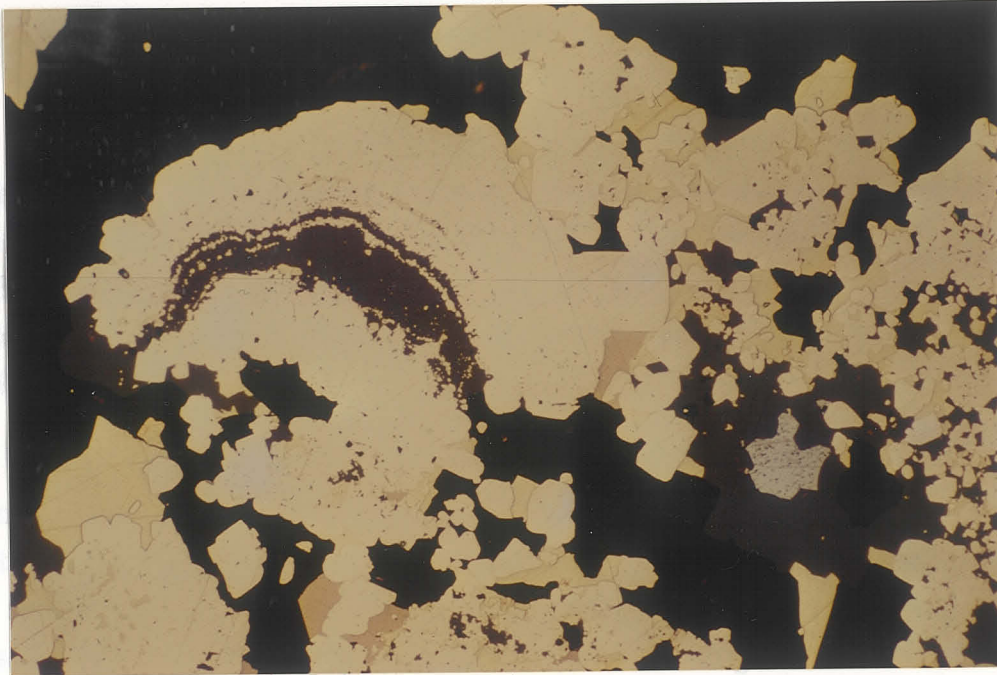


Abb. 27: Pyrit I, hier krustig-schalig ausgebildet, ist gemeinsam mit Zinkblende (dunkelgrau), Kupferkies (gelb) und etwas Bleiglanz (hellgrau, rechte Bildhälfte) in einer Quarzmatrix eingeschlossen. Ein typisches Relikt einer Gelstruktur aus dem sedimentären Stadium.

Probe 387/01.05, Anschliff, II Nicols, lange Bildkante ca. 1,12 mm

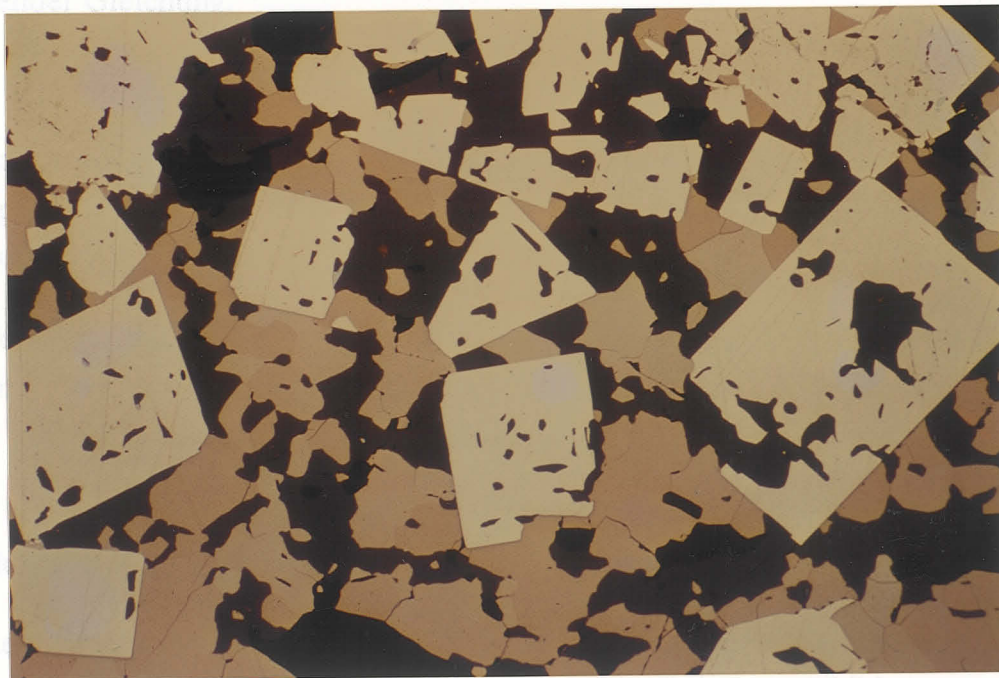


Abb. 28: Pyrit III-Idioblasten (gelblichweiß) verwachsen mit Magnetkies (tombakbraun) und Zinkblende (dunkelgrau). Wegen seiner hohen "Formenergie" umwächst Pyrit bevorzugt die xenomorphe Zinkblende. Die resultierenden Strukturen können leicht mit Verdrängungsgefügen verwechselt werden.

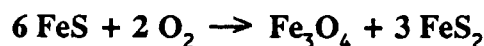
Probe 387/07.03., Anschliff, II Nicols, lange Bildkante ca. 1,12 mm

Mengenmäßig spielt dieser Pyrittyp nur eine untergeordnete Rolle. Die mikroskopischen Befunde sprechen eindeutig für eine relativ junge, postdeformative Sprossung nach der letzten Bewegungsphase. Eine interessante Ausbildungsform dieses Pyrittyps zeigt Abb. 28. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Skelettformen von Pyrit III-Idioblasten, die in "statu nascendi" eingefroren sind.

Gewisse Ähnlichkeiten mit Verdrängungsgefügen zeigen Pyrit III-Prophyroblasten in einer Zinkblendematrix (Abb. 26g). Diese Pyrite sind tief eingebuchtet und zeigen ausgeprägte "Kariesstrukturen", z. T. sind regelrecht atollförmige Kristallskelette ausgebildet. Genetisch können solche Gefüge als Wachstumsphänomene gedeutet werden, die auf der hohen Kristallisationskraft des Pyrits gegenüber Zinkblende und Magnetkies beruhen.

Pyrit IV ist die jüngste, nur äußerst selten vertretene Generation. Dieser durchweg feinkörnige, xenomorphe bis hypidiomorphe Pyrit bildet gewöhnlich Verwachsungen mit ebenfalls feinkörnigem Magnetit III. Das Vorkommen dieser z. T. innigen Gemenge beschränkt sich auf die Nähe von F2-Störungen.

Nach RAMDOHR (1975) kann dieser Pyrit als Zerfallsprodukt von Magnetkies angesehen werden. Danach zerfällt das Mineral unter gerade einsetzenden oxidierenden Bedingungen nach folgender Gleichung:



Diese Reaktion ereignete sich sehr wahrscheinlich unter retrograden Bedingungen nach der Metamorphose. Ein Einfluß von Atmosphärien konnte bei diesen Bildungen nirgends festgestellt werden.

Unter Verwitterungseinflüssen (wie z. B. im Tagebaubereich) zeigt Magnetkies die bekannten "Birdseyes"-Bildungen (feinkörnige Gemenge von Pyrit, Markasit und Zwischenprodukt). Charakteristisch für diese Paragenese ist das Auftreten von Brauneisen und Covellin.

Magnetkies (Fe_{1-x}S)

Magnetkies kommt im Jomaerz fast immer in Paragenese mit Kupferkies vor. Beide Minerale zeigen ein sehr ähnliches Rekristallisationsverhalten und bilden gemeinsam die

Grundmasse des "Durchbewegterzes".

In den pyritischen Derberzen füllt Magnetkies bisweilen die Zwickel zwischen den Pyrit II-Aggregaten. In geringem Umfang ist fein verteilter Magnetkies auch in dichten Pyrit I-Massen zu finden.

Magnetkies ist vorherrschend xenomorph-granoblastisch ausgebildet. Monomineralische Massen oder Verwachsungen mit Kupferkies zeigen häufig nahezu richtungslos-körnige Mosaikgefüge mit einfachen, polygonalen Kornbindungen (120° -Tripeln). An den Magnetkieskörnern können nur selten Spuren von Deformationen beobachtet werden, obwohl das Mineral stressempfindlich ist und leicht Translationen // (0001) zeigt. In einigen Fällen sind die tafeligen Kristalle diskenartig gestreckt und mit (0001) subparallel in die Schieferung eingeregelt.

Die Korngrößen liegen gewöhnlich zwischen 0,2 bis 0,6 mm. Dieser recht grobkörnige, isometrische Magnetkies wird gelegentlich von einer wesentlich feinkörnigen, pflasterartigen Ausbildungsform ummantelt (Abb. 29a).

Die Magnetkieskörner sind in der Regel homogen. Einfache und seltener auch polysynthetische Zwillinge kommen gelegentlich vor. Häufiger sind sog. lamellare Magnetkiese zu beobachten (Abb. 29b). Große Wirtskörner sind durchsetzt mit Schwärmen spindelförmiger oder flammenartig geschwungener Lamellen, die stets ein etwas niedrigeres RV als der Matrixmagnetkies aufweisen. Die Lamellen sind immer parallel (0001) orientiert und stehen fast senkrecht zu den Zwillingsebenen, durch die sie unter leichter Verbiegung oder Abknickung hindurchgehen. Nach RAMDOHR (1975) handelt es sich hier um einen Zerfall in zwei Phasen. Die hellere Hauptmasse ist demnach ein hexagonaler FeS, während die dunkleren Lamellen aus der monoklinen FeS-Strukturvarietät bestehen. Die röntgenographische Untersuchung dieser Magnetkiese bestätigte, daß hier vorwiegend der hexagonale Strukturtypus vorliegt (siehe Kap. 3.3.1, Tab. 8).

Nach den mikroskopischen Befunden ist der größte Teil des Magnetkieses am Ende der letzten tektonischen Phase rekristallisiert. Sämtliche früheren Gefüge wurden dabei zerstört oder zu mindest stark verwischt, so daß keine weiteren Generationen sicher definiert werden können.

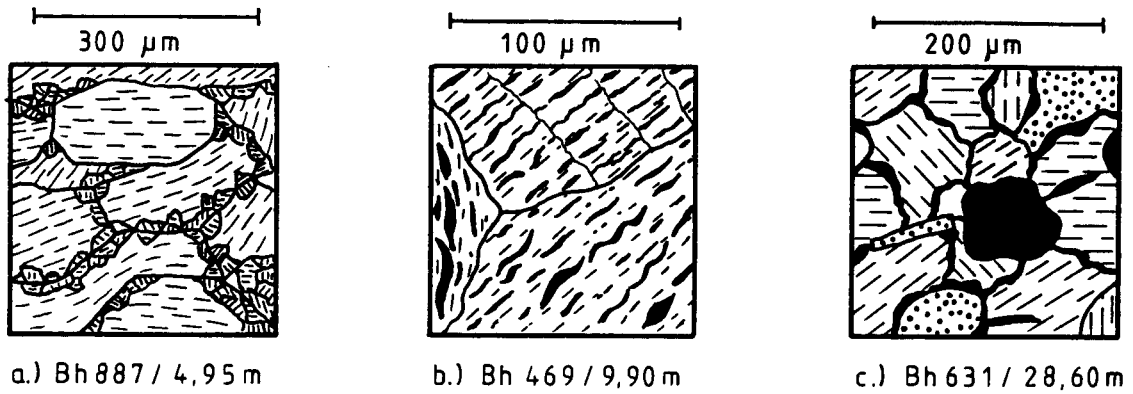


Abb. 29: Mikroskopische Verwachsungsformen von Magnetkiesen

- a) Feinkörniges, parkettartiges Magnetkiesrekristallinat auf den Korngrenzen größerer, subparallel S1
- b) Spindelförmige Zerfallslamellen // (0001) in grobkörnig rekristallisiertem Magnetkies.
- c) Intergranularer Kupferkiesfilm (schwarz) zwischen grobkörnig rekristallisierten Magnetkieskörnern (gestrichelt) und Calcit (gepunktet).

Kupferkies (CuFeS_2)

Kupferkies tritt in zwei Erztypen als Hauptphase auf, gemeinsam mit Magnetkies im Durchbewegterz und zusammen mit Pyrit im massiven Kupferkies-Pyrit-Erz. Im erstgenannten Vorkommen gleicht er in Kornform und Kornbindung dem Magnetkies. Im zweiten Fall bildet Kupferkies, je nach Volumenanteil den "Kitt" zwischen den unterschiedlich dicht gepackten Pyritaggregaten, oder bildet die Grundmasse, in der einzelne Pyritblasten schwimmen.

Die stets xenomorphen, isometrischen Kupferkieskörner sind mit 0,3 bis 3 mm Durchmesser deutlich größer als die mit ihren verwachsenen Magnetkieskörner (0,2 - 0,6 mm).

Kupferkies zeigt nirgends kataklastische Merkmale. Häufig füllt er aufgrund seiner Plastizität Risse und Sprünge in zerbrochenen Härtlingen.

Abb. 29c zeigt, wie Kupferkies als intergranularer Film Magnetkieskörner umgibt, die offenbar kompetenter reagiert haben. Ebenso ist Kupferkies weitaus häufiger als Kluftmobilisat zu finden wie Magnetkies, obwohl beide Minerale etwa gleichviel im Ausgangserz vertreten sind.

Zwillingsbildungen sind im Kupferkies weit verbreitet. Am häufigsten sind feinlamellare, polysynthetische Zwillinge nach $\{110\}$. Die einzelnen Lamellen können sehr unterschiedlich breit und lang sein, charakteristisch sind bikonkave, lanzett- und spindelartige Formen (siehe Abb. 30).

Da die Körner zumeist völlig richtungslos angeordnet sind, es keine verborgenen oder geknickten Zwillingslamellen gibt, und auch sonstige Deformationsmerkmale fehlen, muß die Masse des Kupferkieses gemeinsam mit dem Magnetkies postdeformativ rekristallisiert sein.

Abgesehen von den in kleinen Mengen verbreiteten Cubanit- und Mackinawitentwicklungen zeigt Kupferkies keinerlei orientierte Verwachsungen, wie etwa mit Zinkblende oder Magnetkies.

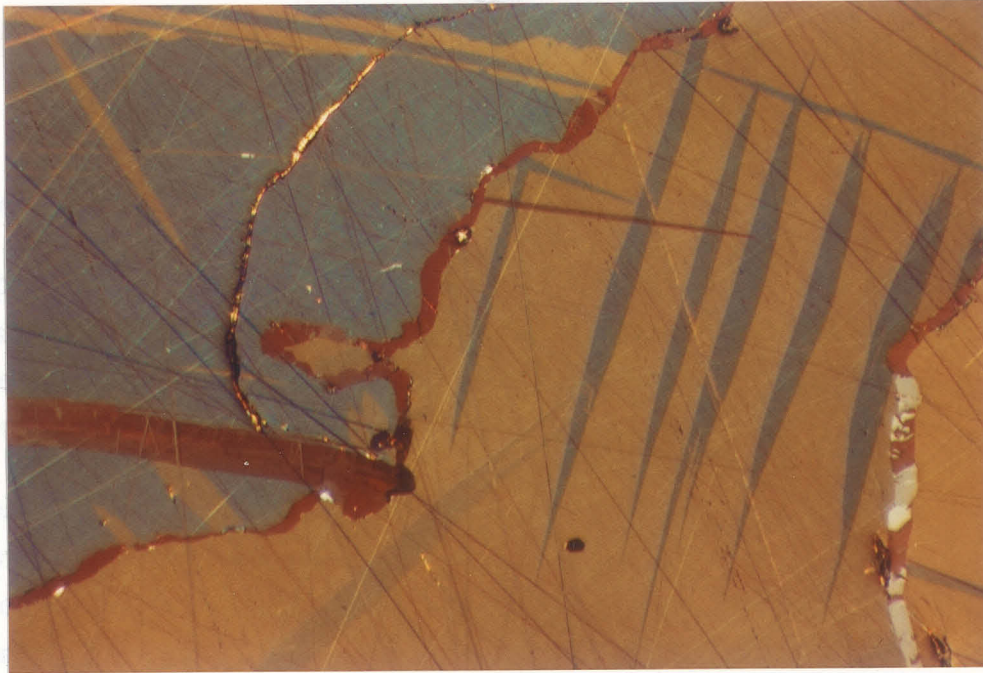


Abb. 30: Grobkörniger Kupferkies mit einem ausgeprägten polysynthetischen Zwillingsbau. Die senkrecht aufeinander stehenden bikonkav bzw. lanzett- oder spindelförmig ausgebildeten Lamellen formen oft ein pseudokubisches Gitter. Der Kupferkies enthält hier Entmischungslamellen von Cubanit II (bräunlich). Auf den Korngrenzen hat sich feinkörniger "wurmformiger" Magnetkies gebildet.

Probe Bh 631/ 66,80 m, Anschliff, angekr. Nicols, lange Bildkante 0,57 mm

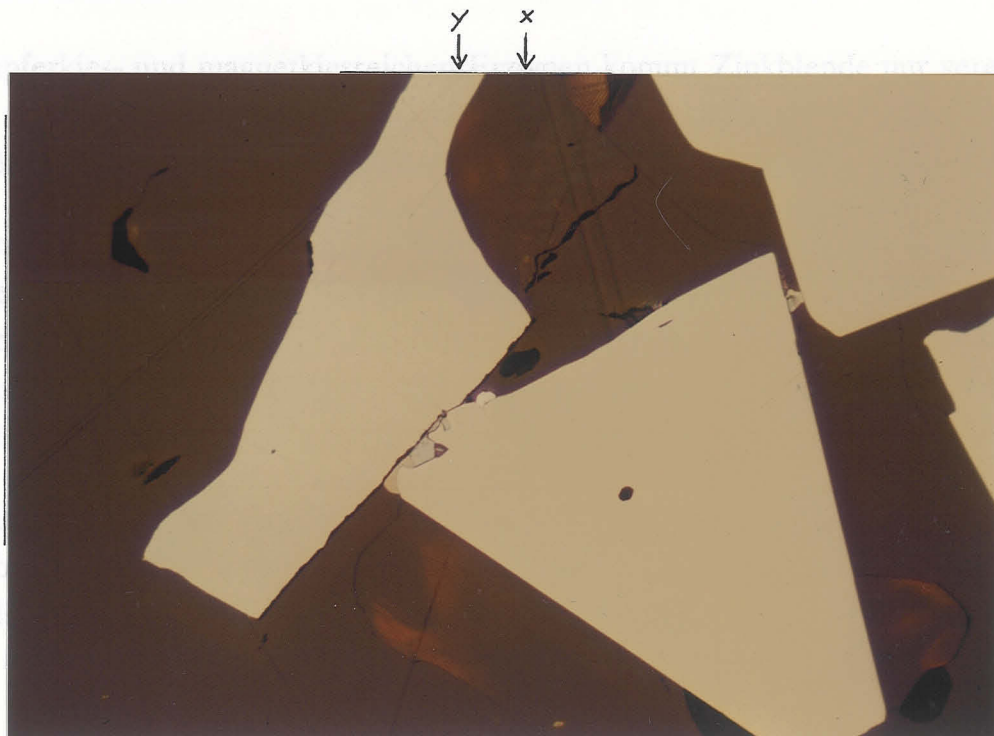


Abb. 31: Idiomorpher Pyrit (gelblich weiß) in Zinkblendematrix (grau, mit gelblich- bis rötlichbraunen Innenreflexen). In Bildmitte sind ein Amalgamkorn (weiß, Position x) und daneben ein Freibergitkorn (hellgrau, Position y) zu sehen. Das ca. 6 µm große Amalgamkorn enthält 60% Ag und 40% Hg. Im Fahlerz konnten ca. 20% Ag bestimmt werden.

Probe JTB/02.04, Anschliff, // Nicols, lange Bildkante ca. 0,22 mm

Zinkblende (Zn S)

Die Hauptmenge der Zinkblende ist auf markante Weise an die massiven Pyriterze gebunden. Zum einen füllt feinkörnige Zinkblende (10 - 60 μm) die Zwickel innerhalb von derben Pyritaggregaten, zum anderen tritt gröbere Blende (30 - 120 μm) gemeinsam mit Calcit als Bindemittel zwischen den Pyritmassen auf.

Derbe, feinkörnige Zinkblende bildet bänder-, schlieren- oder linsenförmige Einschaltungen im karbonatischen Pyriterz. Unter wechselnder Beteiligung von Calcit, Kupferkies und Bleiglanz, bilden gleichgroße, polygonal-verschränkte Zinkblendekörner eine Matrix, die Pyritblasten und selten auch idiomorph ausgebildeten Arsenkies umschließt. Die Blasten ihrerseits haben z. T. große, runde bis elliptische Zinkblendeeinschlüsse und zeigen die bereits beschriebenen Kariesstrukturen (siehe Abb. 26g).

Die zwischen 0,3 und 0,8 mm großen, xenomorphen Zinkblendekörner der Grundmasse sind praktisch einschlußfrei. Sämtliche Proben, in denen Pyrit als einziges Eisensulfid auftritt, zeigen völlig homogene Zinkblenden mit einheitlich gelblichrotbraunen bis rotbraunen Innenreflexen.

In den kupferkies- und magnetkiesreichen Erztypen kommt Zinkblende nur vereinzelt vor. In einer Kupferkies-Magnetkies-Grundmasse neigt Zinkblende zur Ausbildung von amöbenförmigen, völlig homogenen, einschlußfreien Kornaggregaten.

Ein Zonenbau konnte nur in wenigen Fällen an Zinkblenden beobachtet werden. Im Auflicht zeigen die zonierten Xenoblasten im Kern intensiv rotbraune Innenreflexe, die nach außen hin allmählich in einen helleren, mehr gelblichen Farbton übergehen. Durch die Verwendung polierter Dünnschliffe konnte das beschriebene Gefüge auch im Durchlicht untersucht, und als Wachstumszonierung erkannt werden.

Eine Strukturätzung mit $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{kMnO}_4$ machte einen verbreiteten polysynthetischen Zwillingsbau nach {111} und {211} sichtbar. Ungestörte Zwillinge treten massenhaft in den großen, gleichkörnig rekristallisierten Matrixzinkblenden auf.

Magnetit (Fe_3O_4)

Magnetit ist das einzige verbreitete Oxidmineral in der Lagerstätte. Die Hauptmenge des Magnetits kommt in Form derber, dichter Magnetiterze vor. Als Nebengemengteil ist Magnetit vor allem in den Kupferkies-Magnetkies-Erzen anzutreffen.

Mikroskopisch lassen sich anhand ihrer Gefügemerkmale 3 Magnetittypen unterscheiden:

Magnetit I bildet bevorzugt derbe, dichte Massen, die als lagig-linsige Einschaltungen in den Pyritderberzen auftreten. Die Größe der xenomorphen, oft zackigen Magnetitkörner schwankt zwischen 5 und 50 μm mit einem Durchschnitt von etwa 10 μm . Meist schon makroskopisch erkennbar ist eine ausgeprägte scharfe Wechsellagerung von pyritreichen und magnetitreichen Schichten im 1 - 5 mm-Bereich. Magnetit I ist stets fein mit Quarz verwachsen. Die übrigen Gangarten dieser Paragenese sind, geordnet nach ihrer Häufigkeit: Stilpnomelan, Fe-reicher Aktinolith, FeMg-Chlorit, Biotit und nur in Spuren Calcit und Titanit.

Die Magnetit I-Lagen haben größtenteils ihr feinlagiges Sedimentationsgefüge behalten. Häufig sind Kolloidalt Texturen zu beobachten, wie z. B. traubig-niedrige Quarz-Magnetit-Aggregate mit einem mikroskopisch nicht mehr auflösbaren, eigentümlich wolkigen Zonenbau im Kern (Abb. 32a). Erstaunlicherweise zeigen die Quarz-Magnetit-Verwachsungen bereichsweise kaum Anzeichen einer Sammelkristallisation, obwohl die begleitenden Minerale Pyrit, Aktinolith und Stilpnomelan daneben hervorragend idioblastisch gesproßt sind. Durch die "panzernde Wirkung" des Quarzes scheint hier trotz der bekanntlich hohen "Kristallisationskraft" des Magnetits ein idioblastisches Wachstum im Keim erstickt zu sein.

Magnetit II ist vorzugsweise in den magnetkiesführenden Erzen zu beobachten. Derbe, körnige Massen sind selten. In Form dünner Schlieren oder locker gepackter Nester treten Magnetit II-Anhäufungen regellos verteilt in der Sulfidgrundmasse auf.

Die etwa gleichgroßen, hypidiomorphen bis idiomorphen-kantengerundeten Körner zeigen einen ausgeprägten oktaedrischen Habitus und sind infolge kataklastischer Beanspruchung mit Rissen und Sprüngen durchzogen (Abb. 32b). Die Korndurchmesser liegen zwischen 60

und 500 μm ($\varnothing$ etwa 300 μm). Magnetit II-Blasten schließen oft tropfenförmige Magnetkieskörner ein, z. T. ist es dabei zur Ausbildung von regelrechten Idioblastensieben gekommen.

In der Paragenese Magnetit II - Pyrit II zeigt sich deutlich die Überlegenheit des Sulfids gegenüber dem Oxid in der Fähigkeit Idioblasten zu bilden. In solchen Verwachsungen schließen große, idiomorphe Pyrite massenhaft kleine, xenomorphe Magnetitkörnerchen poikiloblastisch ein (Abb. 32c).

Magnetit III ist äußerst selten. Er tritt in feinkörniger, z. T. orientierten Verwachsung mit Pyrit IV auf. Seine Bildung ist auf den Zerfall von Magnetkies zurückzuführen.

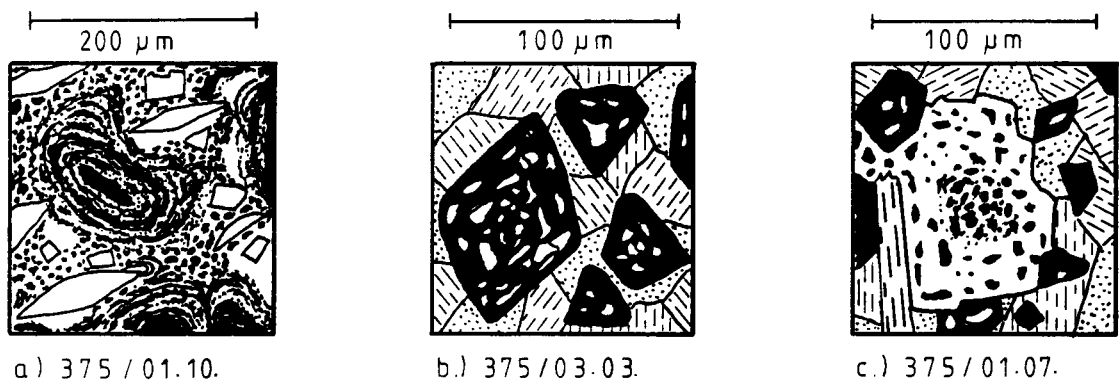


Abb. 32: Mikroskopische Verwachsungsformen von Magnetiten

- a) Extrem feinkörnige, Magnetit I - Quarz-Verwachsung (Relikte von Gelgefügen). Im Gegensatz dazu sind Pyrit (gepunktet) und Aktinolith (rautenförmige Querschnitte) idioblastisch gesproßt.
- b) Magnetit II-Porphyroblasten mit Siebstruktur in einer Kupferkies (gepunktet)-Magnetkies (gestrichelt)-Matrix
- c) Pyrit II-Idioblast mit zahlreichen Magnetiteinschlüssen, daneben Magnetit II-Blasten mit Magnetkieseinschlüssen, umgeben von einer Kupferkies-Magnetkies-Matrix.

Bleiglanz (PbS)

Bleiglanz ist ein nur mikroskopisch sichtbarer Nebengemengteil im Jomaerz. Die höchsten Bleiglanzgehalte sind, wie aus Tab. 5 hervorgeht, eindeutig in den massiven, pyritischen Erzen festzustellen. Hier ist eine deutliche Konzentration der Bleigehalte in den schlierigen, zinkblendereichen Partien zu beobachten. Als Ausnahme wurden hier einmal 1,6 Vol.-% PbS bestimmt, doch die Durchschnittswerte liegen auch hier nur bei 0,1 Vol.-%. Innerhalb des Erzkörpers zeigen die Pb-Gehalte zum strat. Hangenden hin eine leicht zunehmende Tendenz. Die Verteilung der Pb-Gehalte im Bezug auf das Cu-Zn-Verhältnis ist Abb. 50 in Kap. 3.3 zu entnehmen.

Bleiglanz ist stets xenomorph ausgebildet und füllt im pyritischen Erz die Zwickel zwischen den Pyritkörnern. Vielfach verheilt Bleiglanz Risse in zerbrochenen Pyritkörnern. Dieser "Einschmierungseffekt" beruht auf dem außergewöhnlich plastischen Verhalten des PbS gegenüber Druckbeanspruchungen.

Abb. 33 zeigt die mikroskopisch ermittelte Korngrößenverteilung von PbS in den beiden wichtigsten Pyritertypen. In den quarzigen Erzen ist Bleiglanz deutlich feinkörniger ausgebildet als in den karbonatischen Erzen. Einen ähnlichen Trend zeigen allgemein auch die übrigen Sulfide. Scheinbar hat Quarz das Kornwachstum hemmend beeinflusst.

In größeren Zinkblendemassen nimmt Bleiglanz bevorzugt Zwickelpositionen innerhalb der gleichförmig rekristallisierten Blendematrix ein.

Die kupferkies- und magnetkiesreichen Erze hingegen enthalten Bleiglanz nur spurenhafte in Form runder bis ovaler Einschlüsse in Pyritporphyroblasten.

Die Imprägnationserze im strat. Liegenden der Lagerstätte sind praktisch bleiglanzfrei.

Arsenkies (FeAsS)

Arsenkies ist nur in ca. 10% der untersuchten Erzproben beobachtet worden. Die höchsten ermittelten Modalgehalte liegen bei 0,2 Vol.-%. In den meisten Fällen sind pro Schliff jedoch nur wenige, isoliert auftretende Körner festzustellen. Die Arsenkiesverteilung im Erzkörper läßt einen groben Zonierungstrend erkennen. Sowohl die quarzigen Pyriterte, als

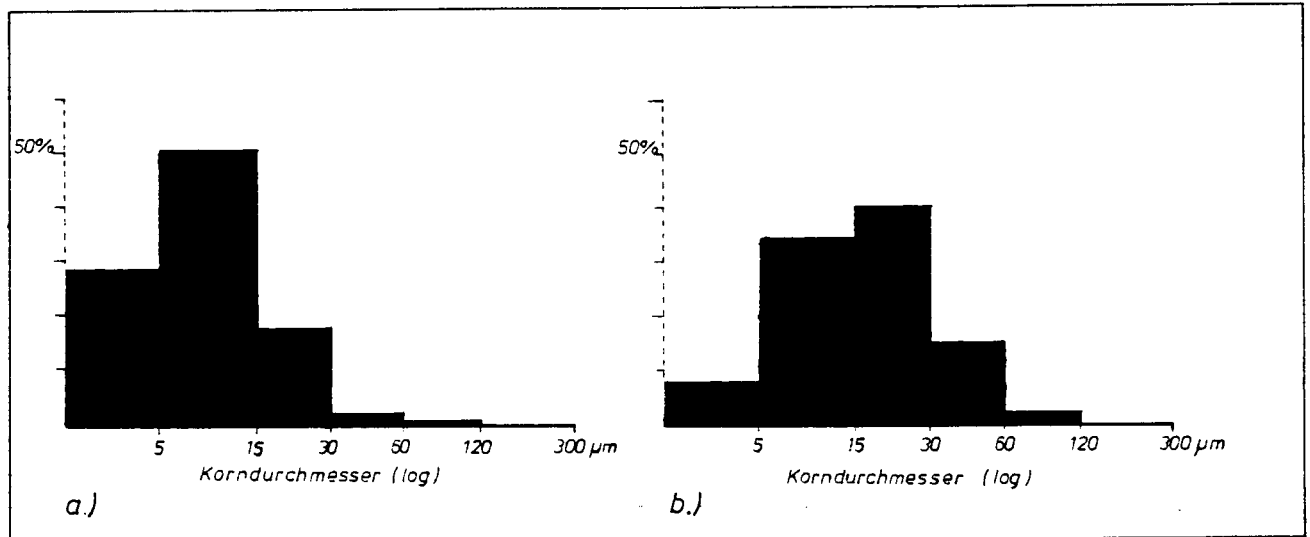


Abb. 33: Korngrößenverteilung von Bleiglanz

- a) massives, quarziges Pyriterz (Erztyp A)
- b) massives, karbonatisches Pyriterz (Erztyp B) (gemittelt aus je 10 mikroskopischen Korngrößenanalysen)

auch gewisse Teile der Kupferkies-Magnetkies-Erze zeigen deutlich erhöhte Arsenkieskonzentrationen in ihren basalen Partien.

In derben, feinkörnigen Pyritmassen treten gelegentlich nesterartige Arsenkiesanhäufungen auf. Die etwa 10 - 30 µm großen, xenomorphen Einzelkörner sind meist innig mit Pyrit und Quarz verwachsen. Größere Pyrit II-Blasten enthalten vereinzelt hypidiomorphe Arsenkieseinschlüsse im Kern.

Mit Kupferkies, Magnetkies oder Zinkblende verwachsener Arsenkies ist stets vollkommen idiomorph ausgebildet. Die zwischen 20 und 120 µm großen, im Schnitt oft rautenförmigen Blasten, zeigen nirgends Anzeichen von Kataklyse. Sie sind richtungslos in der Weichsulfidmatrix gesproßt und praktisch einschlußfrei.

Ilmenit (FeTiO_3)

Ilmenit ist neben Titanit und Rutil das dritte in Joma vertretene Titanmineral. Während die beiden erstgenannten schwerpunktmäßig in den vererzten Chloritschiefern der Erzzone III auftreten, ist das Vorkommen von Ilmenit auf Aktinolith-Chloritschieferlagen innerhalb der massiven Pyriterzzone beschränkt. Auch hier ist Ilmenit nur in der Nähe von F2-Störungen akzessorisch verbreitet.

Ilmenit bildet 300 - 600 μm große, quergesproßte Idioblasten (Abb. 34). Die meist vollkommen idiomorph entwickelten, dicktafeligen Kristalle zeigen ausgeprägte Siebstrukturen. Eingeschlossen sind Pyrit, Aktinolith, Chlorit, Titanit und Calcit. Die unverzwilligten Blasen beinhalten weder Entmischungen, noch zeigen sie Spuren kataklastischer Beanspruchung.

Offenbar stellen sie eine junge, am Ende der letzten Bewegungsphase gesproßte Bildung dar.

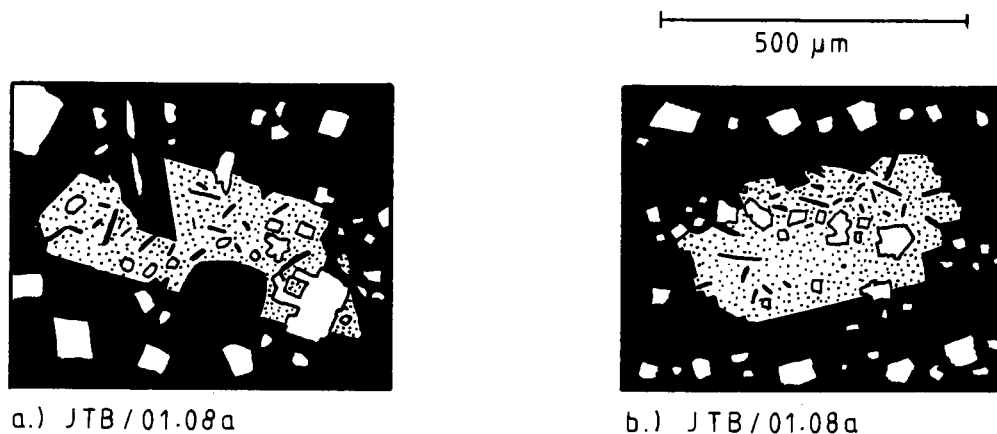


Abb. 34: Ilmenitverwachsungen

- a) Großer Ilmenitidioblast (gepunktet) der Pyrit (weiß), Aktinolith und Calcit (beide schwarz) siebartig einschließt.
- b) Ein ähnlicher Ilmenitkristall hat bei seinem idioblastischen Wachstum eine dünne Pyritlage eingeschlossen. Die Matrix besteht in beiden Bildern aus Chlorit, Aktinolith und Calcit.

Cubanit und Mackinawit (CuFe_2S_3 und $(\text{Fe,Co,Ni})_{1+x}\text{S}$)

Beide Minerale sind in den kupferkies- und magnetkiesreichen Erzen akzessorisch weit verbreitet. Sowohl Cubanit als auch Mackinawit treten ausschließlich als lamellenförmige Einlagerungen in größeren Kupferkieskörnern auf. Cubanit erreicht in den untersuchten Schliffen max. 0,1 Vol.-%. Die modalen Mackinawitgehalte liegen etwa um eine Dezimale niedriger.

Beim Cubanit konnten zwei Ausbildungsformen beobachtet werden. Der häufiger vorkommende feinkörnige **Cubanit I** ist vornehmlich an tropfenförmige Kupferkieseinschlüsse in Pyrit II-Idioblasten gebunden (Abb 35c). **Cubanit II** ist seltener und beschränkt auf grobkörnige, fast monomineralische Kupferkiespartien. Die oft extrem nach (001) gestreckten Lamellen (10 - 50 μm breit und bis zu 4 mm lang) sind häufig an den Enden zerfasert oder keilen spießförmig aus. Die Cubanittafeln sind immer parallel $\{111\}^*$ des Kupferkieses orientiert und bilden ein oktaedrisches Netz (4 Richtungen!). Abb. 35 zeigt einige typische Verwachsungsformen von Cubanit II.

Ein stets zu beobachtender, parkettartiger Internbau der Lamellen beruht nach RAMDOHR (1975) auf dem pseudohehexagonalen Aufbau aus kleinen, mimetisch verzwilligten, rhombischen Teilindividuen.

Mackinawit ist in kleinen Mengen weit verbreitet. Wegen seiner extremen optischen Eigenschaften (RV-Pleochroismus: O = licht gelbweiß $\approx 46\%$, E = stumpfgrau $\approx 18\%$; enorm hohe Anisotropie) sind selbst winzige Körnchen leicht zu identifizieren.

In einigen früheren Veröffentlichungen (z.B. ANGER und EISBEIN, 1968) ist Mackinawit als Valleriit angesprochen worden.

Im Kupferkies bildet Mackinawit gewöhnlich 10 - 20 μm große, oft flammenförmig gezackte Einlagerungen. Bevorzugt tritt das Mineral als dünner Saum auf den Korngrenzen zwischen Kupferkies/Magnetkies und Kupferkies/Gangart auf. Sowohl im Matrixkupferkies, als auch in den Kupferkieseinschlüssen der Pyritblasten können

* Kupferkies ist pseudokubisch indiziert.

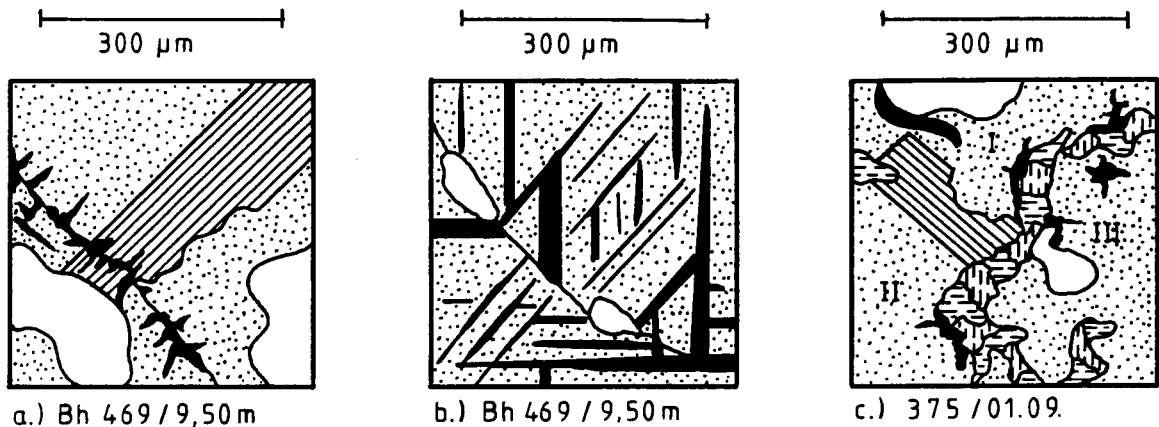


Abb. 35: Verwachsungsformen von Cubanit II

- Breite Cubanitlamelle (gestreift) in einem Kupferkieskorn (gepunktet), längs eines Risses hat sich Mackinawit (schwarz) gebildet. Nach diesem Bild ist die Cubanitentmischung älter als die Mackinawit-ausscheidung.
- Dünne, z.T. spindelförmige Cubanitlamellen (schwarz) sind orientiert $//\{111\}$ im Kupferkies (gepunktet) eingelagert.
- Am Tripelpunkt dreier Kupferkieskörner (I-III) sind durch Entmischung bzw. Zerfall 3 neue Phasen entstanden: breitlamellarer Cubanit (gestreift), parkettartig kristallisierter Magnetkies (gestrichelt), der wurmförmig den Korngrenzen des Kupferkies folgt, sowie flammenförmiger Mackinawit (schwarz).

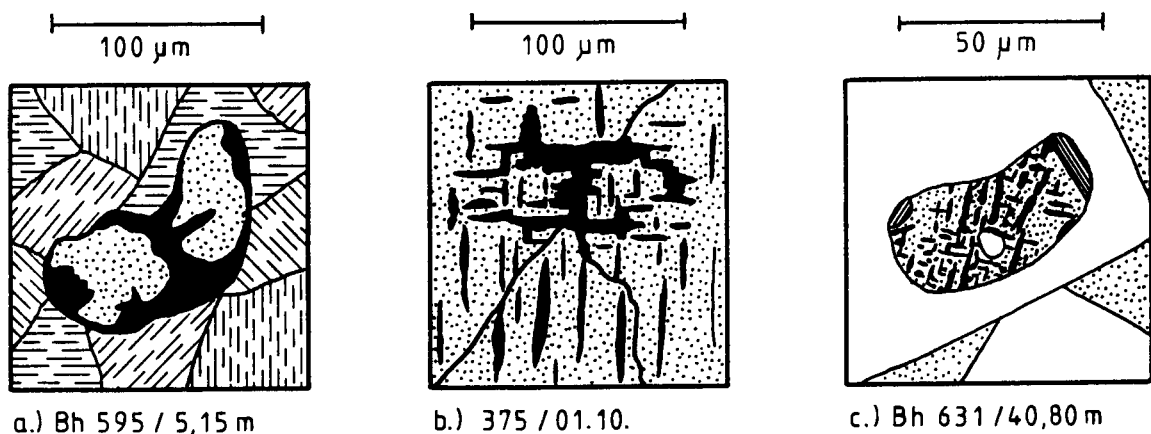


Abb. 36: Verwachsungsformen von Mackinawit

- Ein Kupferkieskorn (gepunktet) wird am Kontakt zum umgebenden Magnetkies (gestrichelt) saumartig von Mackinawit ummantelt (randliche Entmischung).
- Unterschiedlich dicke, spindelige bis flammenförmige Mackinawitlamellen (schwarz) sind hier, nach dem "Pseudowürfel" orientiert, im Kupferkies eingelagert.
- Ein nierenförmiger Kupferkieseinschluß in einem würfeligen Pyritidioblasten enthält neben feinen, fili-granen Mackinawitentmischungen (schwarz), randlich auch zwei Lamellen von Cubanit I (gestrichelt).

lamellare, parallel dem "Pseudowürfel" orientiert Mackinawitverwachsungen vorkommen (siehe Abb. 36).

Nach den vorliegenden Befunden sind Cubanit und Mackinawit als Entmischungsprodukte des Kupferkieses anzusehen. Ihr Vorhandensein gibt einen Hinweis auf die Mindesttemperaturen der Regionalmetamorphose. Cubanitausscheidungen sind nur möglich, wenn die Temperatur höher als 235°C gewesen ist (VOKES, 1969).

Kobaltglanz (Co As S)

Dieses Mineral konnte erstmals im Jomaerz bestimmt werden. In geringen Mengen kommt es verbreitet in den Kupferkies-Magnetkies-Erzen vor. In den pyritischen Erztypen konnte es nur in Spuren nachgewiesen werden.

Kobaltglanz bildet meist kantengerundete, oft randlich angelöste Idioblasten in Magnetkies- oder Kupferkiesmatrix (Abb. 37). Die Korngrößen schwanken zwischen 50 und 100 µm. Gewöhnlich treten die rechteckigen, gedrunenen Kristalle völlig isoliert auf. Unregelmäßige, nesterartige Anhäufungen von Einzelkörnern konnten nur vereinzelt festgestellt werden (z.B. in Bohrung Bh 496 bei 5,60 m).

Kobaltglanz ist häufig zonar mit Pyrit verwachsen. Ein rundlicher, xenomorpher bis hypidiomorpher Pyritkern ist von einem, nach außen hin idiomorph gewachsenen Kobaltglanzsaum ummantelt.

Kobaltglanz hat eine weiße Eigenfarbe mit einem zarten Rosastich, der aber nur gegenüber Kupferkies auffällig ist. Das RV entspricht etwa dem des Arsenkieses, womit unter Umständen eine Verwechselung möglich wäre. Die Anisotropie des Kobaltglanzes ist jedoch schwach und ohne Farbeffekte, so daß die Trennung beider Minerale meist unproblematisch ist.

Die mikrochemischen Daten des Kobaltglanzes sind in Kap. 3.3.1 zu finden.

Amalgame ((Ag, Au)Hg)

Vertreter dieser bisher wenig bearbeiteten Mineralgruppe wurden erstmals von MALVIK et al. (1984) aus Joma beschrieben, ohne jedoch näher untersucht zu werden. Auf ihre

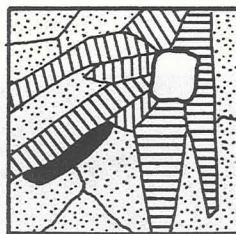


Abb. 37: Kobaltglanzidioblast (hellgrau) mit Pyrit (gelblichgrau) und Gangart (schwarz) in einer grobkörnigen Magnetkiesmatrix (tombakbraun).

Probe Bh 469/5,60 m, Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 0,22 mm.



a.) 375 / 01.09.



b.) 508 / 11.10.

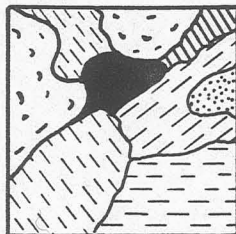


c.) 508 / 11.14.

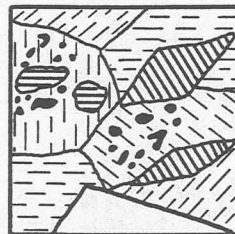
50 μ m



d.) 387 / 11.18.



e.) 480 / J 01



f.) 362 / 03.10.

Abb. 38: Verwachsungsformen von Amalgamen.

Amalgam = schwarz; Pyrit = weiß; Kupferkies = gepunktet; Magnetkies = gestrichelt; Gangart = schraffiert.

Probe 375/01.09, Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 0,22 mm

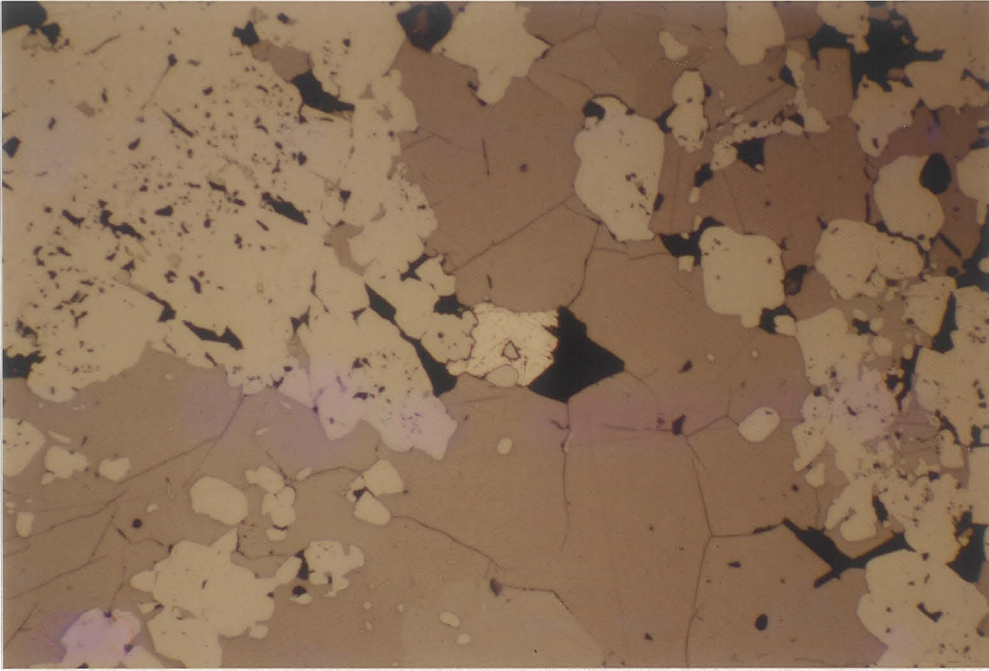


Abb. 39: Großes Au-Ag-Amalgamkorn (weiß, in Bildmitte) verwachsen mit Magnetkies (tombakbraun), Pyrit (gelblichweiß) und Gangart (schwarz). Das Amalgamkorn hat eine Zusammensetzung von 55% Ag, 10% Au und 35% Hg.

Probe 480/01.01, Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 0,57 mm.

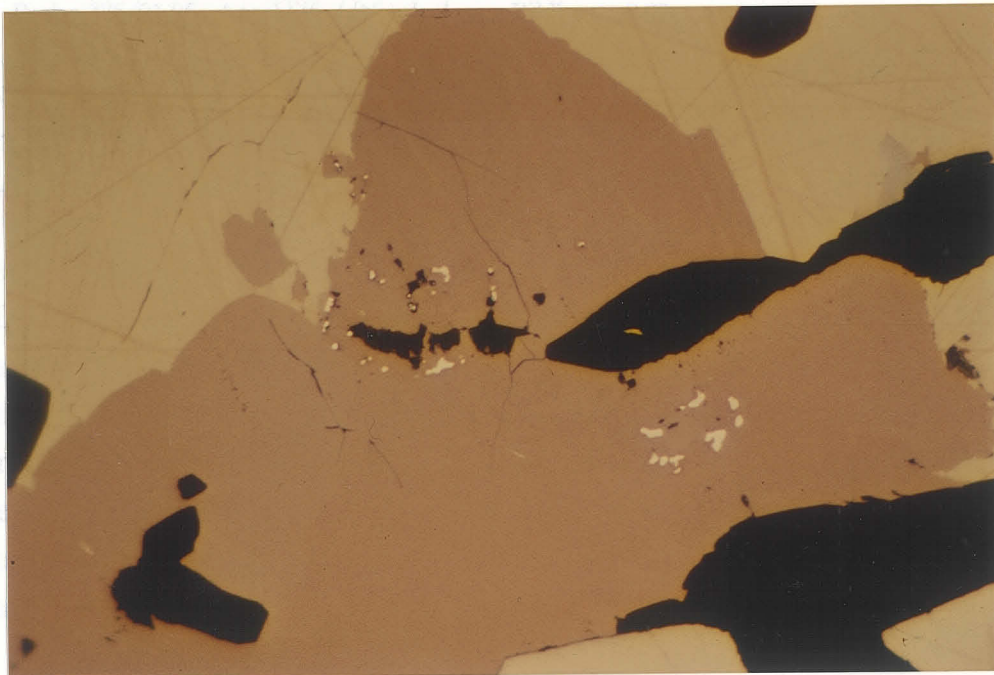


Abb. 40: Kleine Amalgamkörnchen (weiß) bilden Einschlüsse in Magnetkies (tombakbraun), daneben Kupferkies (gelb) und Aktinolith (schwarz).

Probe 375/01.09., Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 0,22 mm

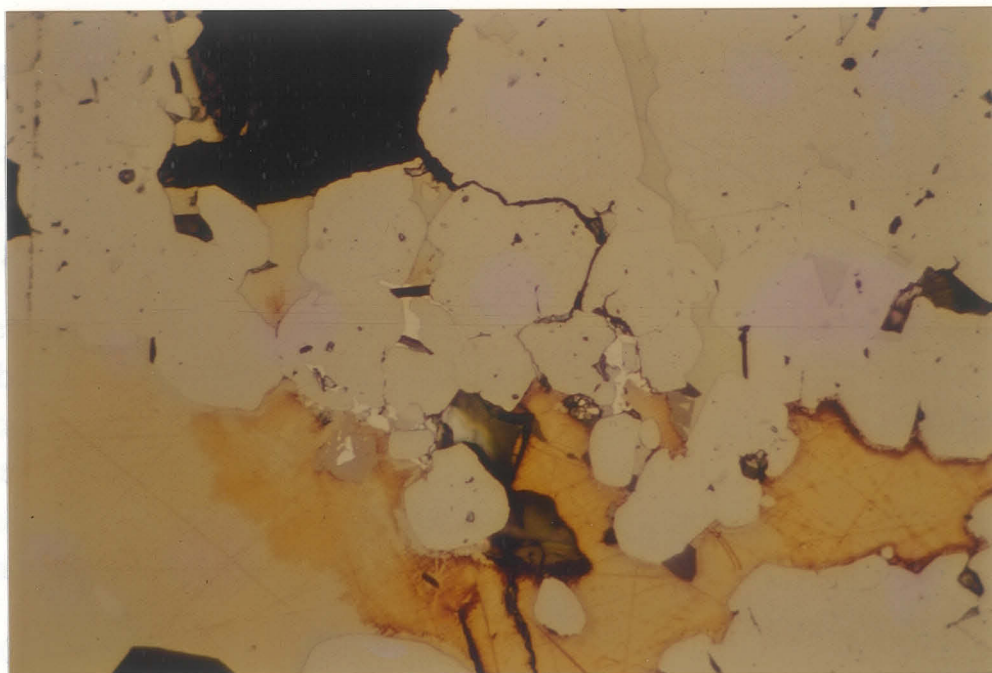


Abb. 41: Amalgamkörner (weiß) an der Grenze Pyrit (gelblichweiß)/Kupferkies (gelb). Das von etwas Magnetkies (tombakbraun) begleitete Amalgam ist auf Rissen und Korngrenzen mit Pyrit verwachsen. Um die Edelmetallkörner herum ist der Kupferkies bräunlich angelaufen (elektrochemische Oberflächenkorrosion). Eine mikrochemische Punktanalyse ergab für das Amalgam eine Zusammensetzung von 65% Ag, 11% Au, 1% Cu und 23% Hg.

Probe 375/01.05., Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 0,22 mm

Zusammensetzung, Verteilung und ihre Bedeutung als Silberträger sei auf Kap. 3.4 verwiesen. In frisch polierten Schliffen fallen größere Amalgamkörner sofort durch ihr hohes RV auf (ca. 70 - 80% in Luft), das nur noch von gediegenem Silber übertroffen wird.

Die Eigenfarbe ist reinweiß, gelegentlich mit einem gelblichen Stich (beruhend auf Au-Gehalten). Die stets isotropen Amalgame zeigen mäßige Lichtätzungseffekte. Die reinweißen Körner laufen in der Regel schneller an als die Au-haltigen. Kleinste, kaum noch mikroskopisch auflösbare Körnchen, sind oft nur durch das Auftreten von großen braunen Anlauffarben, verursacht durch eine oberflächliche, elektrochemische Korrosion zu identifizieren (Abb. 41). Die beobachteten Korngrößen liegen zwischen $< 1 \mu\text{m}$ und ca. $40 \mu\text{m}$ (siehe Abb. 51). Abb. 38 - 41 zeigen einige typische Verwachsungsformen der Amalgame.

Molybdänglanz (MoS_2)

Molybdänglanz ist akzessorisch in vielen Proben der quarzführenden, pyritischen Massiverze anzutreffen. Lokale Anreicherungen oder bestimmte, gesetzmäßige Verteilungen waren nicht feststellbar.

Das Mineral ist normalerweise wegen seiner auffälligen Anisotropie gut erkennbar, doch in Anwesenheit des noch extremeren Mackinawits könnte es eventuell übersehen werden. Molybdänglanz findet sich vornehmlich mit Pyrit und Quarz verwachsen. Die Einzelkörner sind meist plättchenförmig, gradlinig gestreckt oder auch säbelförmig gebogen. Die Körner sind zwischen 10 und 20 μm breit und 100 - 200 μm lang. Bis auf leichte Zerknitterungen ist Molybdänglanz praktisch undeformiert.

Zinnkies ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)

Zinnkies ist das einzige in Joma beobachtete Zinnmineral. Sein Vorkommen (in nur 3 Proben) ist scheinbar ähnlich, wie das des Molybdänglanzes auf die pyritischen Massiverze beschränkt. Die xenomorphen, in Kupferkies oder Zinkblende eingeschlossenen Zinnkieskörner sind nur etwa 10 - 15 μm groß. Sie ähneln Fahlerz, unterscheiden sich jedoch durch eine schwach erkennbare Anisotropie.

Tetraedrit ($\text{Cu}_3(\text{Sb}, \text{Ag})\text{S}_{3,25}$)

Silberreicher Tetraedrit (z.T. Freibergit) ist der einzige bekannte Vertreter der Fahlerzfamilie im Jomaerz. Lediglich in 5 von 282 Anschliffen konnte das Mineral sicher bestimmt werden. Es handelt sich stets um Proben von kupferkies- und zinkblendeführenden, karbonatischen Pyriterzen aus den strat. hangenden Teilen des Lagers. Pro Schliff waren nur wenige, runde, 5 - 30 μm große Körnchen festzustellen. Beobachtete Verwachsungspartner sind Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies (siehe Abb. 31). Die Ergebnisse der Mikrosondenuntersuchung sind in Kap. 3.4.1 Tabelle 17 zu entnehmen.

Pyrargyrit (Ag_3SbS_3)

Rotgültig konnte nur in zwei karbonatreichen Pyriterzproben bestimmt werden. In beiden Fällen handelte es sich um etwa 10 x 5 μm messende xenomorphe Körnchen, die entweder

auf den Korngrenzen zwischen Pyrit und Kupferkies sitzen, oder aber Rißfüllungen in gesprungenen Pyritblasten bilden.

Starke rote Innenreflexe und Anzeichen von Lichtätzung sprachen eindeutig für Rotgültig. Eine mikrochemische Analyse war nur qualitativ möglich. Kräftige Ag- und Sb-Peaks bestätigten das Vorhandensein eines Pyrargyrits.

Silber und Silberglanz (Ag und Ag_2S)

Reines, gediegenes Silber tritt mengenmäßig erheblich hinter den Amalgamen zurück. Nur im Bereich des Tagebaus und der obersten Sohlen konnte gediegenes Silber in winzigen Nestern und auf Klüften beobachtet werden. Die meist unregelmäßig gezackten Körner haben Durchmesser von 10 - 20 μm . In einigen Fällen sind die Silberkörnchen von einer wenige μm dünnen Silberglanzkruste ummantelt.

In einigen leicht angewitterten Pyriterzproben aus dem Niveau der Tagebausohle fanden sich auf Klüften dünne Bestege eines dunkelbraunen, pulvrigen Materials. Nach einer röntgenographischen Analyse erwies sich die erdige Substanz als ein Gemenge von Limonit, Silberglanz und etwas Braunstein ("Silbermulm").

Gediegenes Silber und Silberglanz sind als Produkte einer schwach ausgebildeten, deszendenden Zementation anzusehen.

Elektrum (Au, Ag)

Das nur sporadisch vorkommende Elektrum konnte in einigen Anschliffen von Kupferkies-Pyrit-Erzen nachgewiesen werden. Mikroskopisch ist es von den goldführenden Amalgamen durch einen stärkeren Gelbton zu unterscheiden.

Die länglichen, wenige μm^2 bis 5 x 20 μm messenden Elektrumkörnchen sind immer mit Pyrit, bzw. Pyrit und Kupferkies verwachsen. Vereinzelt füllt das duktile Elektrum feine Sprünge in Pyritkristallen aus.

Wismut und Wismutglanz (Bi und Bi_2S_3)

Diese beiden Wismutminerale stellen eine Rarität im Jomaerz dar. Nur in einer einzigen Kupferkies-Magnetkies-Erzprobe konnte ein rundes Dutzend der etwa 10 μm großen Wis-

mutkörner nachgewiesen werden. Das hohe RV ließ zuerst auf Amalgame schließen, doch die gelbliche Eigenfarbe, verbunden mit einer deutlichen Anisotropie, sprachen für Wismut.

Die Wismutkörner bilden runde Einschlüsse im Kupferkies. Einige Körnchen sind von einer grauen, anisotropen Phase ummantelt, die mikroanalytisch als Wismutglanz identifiziert werden konnte.

Bei den insgesamt sehr niedrigen Bi-Gehalten im Jomaerz ($\varnothing < 5$ ppm) ist das Auftreten von selbständigen Bi-mineralen eine Ausnahmeerscheinung.

3.2.3 Spezielle Mineralogie der Gangartminerale

Bezogen auf das Volumen des kompakten Lagers haben die Gangartminerale (= Σ der nicht opaken Phasen) einen Anteil von 30 bis 35%.

Aufgeschlüsselt nach den einzelnen Haupterztypen ergibt sich folgende, in Tab. 6 wiedergegebene halbquantitative Verteilung der Gangartminerale:

Erztyp		n	modaler Gangartgehalt (in Vol.-%)			Calcit	Quarz	Aktinolith	Albit	Chlorit	Stilpnomelan + Biotit
			$\bar{x}$	Variationsbreite							
A	quarziges Pyriterz	49	25	9,0 - 47,7		+	+++	+	+	-	-
B	karbonatisches Pyriterz	56	34	5,4 - 58,4		+++	+	++	Sp	Sp	-
C	Kupferkies-Pyriterz	39	37	15,2 - 47,8		+++	+	+	Sp	Sp	-
F	Kupferkies-Magnetkies-Erz	36	36	20,0 - 52,1		+++	+	+	Sp	Sp	Sp
G	Magnetitreiches Erz	18	22	6,9 - 43,0		Sp	+++	++	-	+	++

Tab. 6: Halbquantitative Verteilung der Gangartminerale in den wichtigsten Massiverzarten der Lagerstätte Joma

Auffällig ist der sehr hohe Calcitgehalt des Erzkörpers von ca. 25 - 30% und der dazu vergleichsweise niedrige Quarzgehalt von ca. 5 - 10%. Verglichen mit anderen kaledonischen Kieslagerstätten stellt Joma wegen seines extremen Karbonatreichtums eine Ausnahme dar. Rechnet man noch die Calcitmengen der ins Pyriterz eingeschalteten Marmorbänke hinzu, so ergibt sich, daß praktisch 1/3 der Lagerstätte aus Calciumkarbonat besteht.

Calcit

Calcit ist das einzige nachgewiesene Karbonatmineral im Jomaerz. In den Derberzen bildet feinkörniger Calcit entweder Zwickelfüllungen zwischen dicht gepackten Sulfidmassen oder eine zusammenhängende Grundmasse um die Erzaggregate herum.

Vorherrschend sind einfache, richtungslos - gleichkörnige Gefüge, wobei die zwischen 100

und 600 μm großen, xenomorphen Calcitkörner wenig verzahnte, polygonale Pflaster bilden.

Polysynthetischer Zwillingsbau ist ausgesprochen selten. Da Calcitkörner schon auf geringe Druck- und Stressbeanspruchung mit Bildung von Gleitzwillingen (Zwillingslamellierung) reagieren, muß die Rekristallisation stressfrei, nach dem letzten Deformationsereignis erfolgt sein.

Quarz

Quarz tritt im quarzigen Pyriterz (Erztyp A) an Stelle von Calcit auf. Das nur xenomorph vorkommende Mineral bildet gelegentlich kleine Linsen oder bis einige cm dicke Lagen. Die Körner sind miteinander verzahnt und löschen undulös aus. Häufig enthält Quarz feine Einschlüsse von Titanit und Rutil.

Sämtliche anderen im Jomaerz beobachteten Gangartminerale stellen mechanische Beimengungen (Detritus) dar. Sie stammen von den umgebenden Nebengesteinen ab, in denen sie gesteinsbildend auftreten.

3.2.4 Grobgefüge

Nach der Beschreibung der einzelnen Erztypen in Kap. 3.2.1, soll an dieser Stelle zusammenfassend auf die interessantesten Gefügeformen eingegangen werden, wie sie in der Grube anstehend oder am Handstück beobachtet werden können. Eine Zusammenstellung von 12 typischen Gefügebildern im Handstückformat zeigt Abb. 42.

Makroskopisch lassen sich die Erze nach den vorherrschenden Gefügebildern in 5 Gruppen unterteilen:

- a) ungeschichtete, dichte bis körnige Derberze
- b) fein- bis grobgeschichtete Lagenerze und Banderze
- c) schlierige bis streifige Derberze
- d) Durchbewegterze
- e) Brekzienzerze

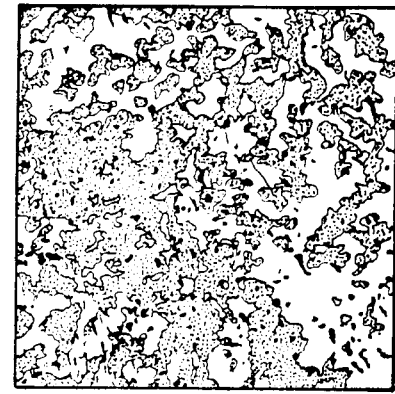
Welche Gefügeform ein Erzpaket im einzelnen zeigt hängt sowohl von seiner Zusammensetzung, als auch von seiner Lage zu tektonischen Elementen ab. Zur genetischen Interpretation wird versucht die primär sedimentären Strukturen von den metamorphen Strukturen zu unterscheiden.

Zu den völlig derben, ungeschichteten Erzen lassen sich diesbezüglich keine Aussagen machen. Bei genauer Betrachtung zeigen auch die völlig massigen Erze eine feine Mineralbänderung parallel zur ursprünglichen Begrenzung des Lagers. In Bereichen großer Mächtigkeiten beschränkten sich die gebänderten Partien auf die Nähe der hangenden und liegenden Lagerbegrenzungen.

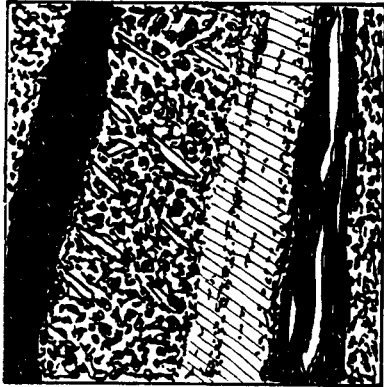
Das ausgeprägte Parallelgefüge der überwiegend pyritischen Lagenerze und der "Banderze" ist mit Sicherheit eine Folge des primären Sedimentationsrhythmus (siehe Abb. 9a). Argumente hierfür sind die konstante Mächtigkeit und die Verfolgbarkeit von Einzellagen über Distanzen von mehreren Metern. Der rhythmisch-lagenhafte Wechsel von Sulfid- und Quarz/Silikat-Schichten im "Banderz" z. T. mit erhaltenen, gravitativen "Einsinkungsstrukturen" von Sulfiden in die noch weichen Sedimente (Geopetalgefüge), kann nur sedimentär erklärt werden.

Schwieriger ist die Deutung der streifig-schlierigen Erze, die neben Pyrit erhöhte Anteile an Weichsulfiden und karbonatischer Gangart aufweisen. Hier kann die parallel bis subparallele Orientierung der Streifen auch eine Folge von dynamometamorphen Einwirkung sein, zumal die Zusammensetzung der Schlieren nur im cm-Bereich konstant ist. Solche Bildungen könnten auf einer sog. "Auswalzungsauslese" beruhen, mit der RAMDOHR (S. 189 in KRAUME, 1955) auch die Streifung des Rammelsberger Melierterzes erklärt. Die Deutung im Einzelfall ist jedoch schwierig, zumal die durchgehende S1-Schieferung generell roh parallel der sedimentären Schichtung (S0) liegt.

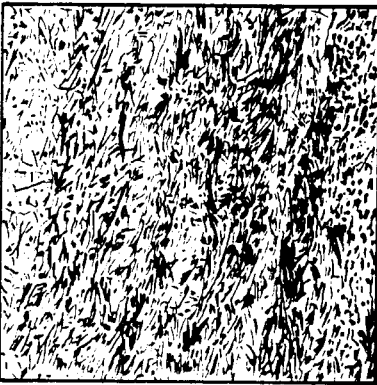
Sehr viel formenreicher und komplizierter sind die Grobstrukturen der vorherrschend von Weichsulfiden aufgebauten Erze. Typische Gefügebilder zeigen die Abb. 9b, 15, 16 und 43. Das ursprünglich parallele Lagengefüge ist weitgehend aufgehoben und nur noch in



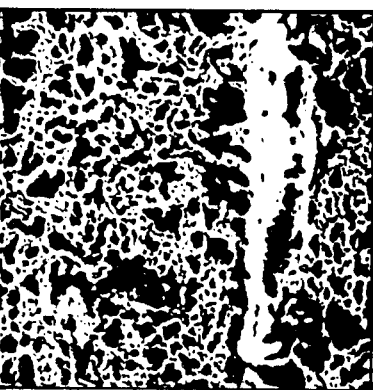
a) 375/13.02.



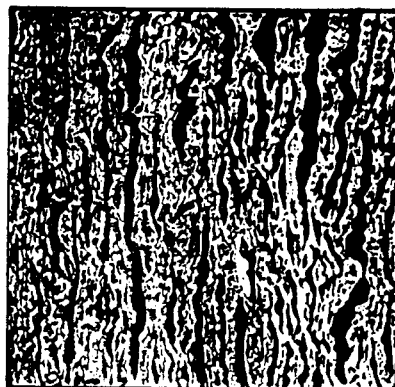
b) 387/13.04.



c) 480/01.01



d) 508/11.11.



e) 416/13.07



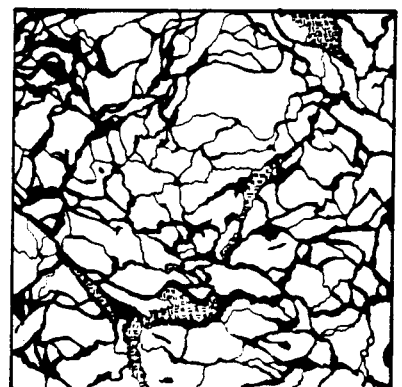
f) 387/05.01.



g) 362/02.01.



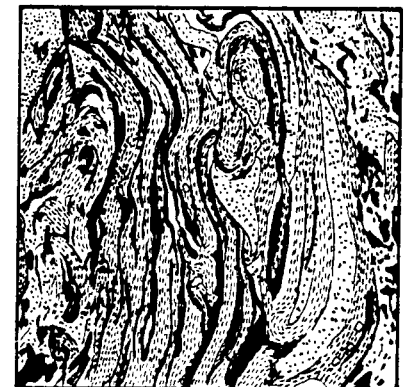
h) 480/J01



i) 416/11.02.



j) 387/11.14.



k) 387/11.13



l) 375/04.02.

Abb. 42: Makroskopische Gefüge ausgewählter Massiverzproben (Erläuterung siehe folgende Seite)

Erläuterungen zu Abb. 42

Makroskopische Gefüge ausgewählter Massiverzproben der Lagerstätte Joma (die Länge der Bildkante beträgt in allen Beispielen 7 cm)

- a) Probe 375/13.02. (Erztyp A₂)
Massives "klastisches", quarzreiches Pyriterz. (Pyrit = schwarz; Quarz = weiß)
- b) Probe 387/13.04. (Erztyp B₂)
Massives, aktinolithreiches, karbonatführendes Pyriterz. (Pyrit = weiß; Gangart = schwarz)
- c) Probe 480/01.01. (Erztyp B₄)
Massives, karbonatisches Pyriterz mit einer massiven Zinkblendelage. (Pyrit = schwarz; Zinkblende = schraffiert)
- d) Probe 508/11.11. (Erztyp F₁)
Massives Kupferkies-Magnetkies-Erz (Durchbewegterz-Normaltyp). (Magnetkies = weiß; Kupferkies = punktiert; Gangart = schwarz)
- e) Probe 416/13.07. (Erztyp A₂)
Schlieriges, quarzreiches Pyriterz. (Pyrit = schwarz; Quarz = weiß)
- f) Probe 387/05.01. (Erztyp B₃)
Aktinolithführendes, karbonatreiches Pyrit-Lagenerz. (Pyrit = weiß; Gangart = schwarz)
- g) Probe 362/02.01. (Erztyp B₃)
Karbonatreiches Pyrit-Lagenerz (Pyrit = weiß; Karbonat = schwarz)
- h) Probe 480/J01. (Erztyp F₂)
Kupferkies-Magnetkies-Erz (Brekzienerz). (Magnetkies = weiß; Kupferkies = punktiert; Gangart = schwarz)
- i) Probe 416/11.02. (Erztyp A₃)
Pyrit-Brekzienerz mit Kupferkies verheilt: (Pyrit = weiß; Kupferkies = schwarz)
- j) Probe 387/11.14. (Erztyp G₁)
Massives Pyrit-Magnetit-Lagenerz mit Stilpnomelangängchen. (Pyrit = weiß; Magnetit = Kreuzsignatur; Stilpnomelan = schwarz)
- k) Probe 387/11.13. (Erztyp C₄)
Schlieriges, durchbewegtes Kupferkies-Pyriterz. (Pyrit = gestrichelt; Kupferkies, punktiert; Gangart = schwarz)
- l) Probe 375/04.02. (Erztyp F₂)
Kupferkiesreiches Durchbewegterz. (Kupferkies = weiß; Chloritschiefer = schwarz)

Fragmenten erkennbar. Sämtliche anderen Strukturen und Texturen sind Produkte der metamorphen Durchbewegung.

Das nur in tektonisch wenig beanspruchten Lagerteilen anzutreffende, normale Durchbewegterz (Erztyp F₁) ist vorwiegend richtungslos-körnig ausgebildet und praktisch frei von Fremdeinschlüssen (Abb. 15). Seine Bildung erfolgte praktisch in situ.

Die Hauptmenge der Reicherze zeigt besonders im Bereich größerer Mächtigkeiten (> 0,5 - 1 m) ein ausgeprägtes Brekziengefüge. Die in Tab. 4 aufgelisteten Fremdeinschlüsse sind in den Scheiteln der F1-Großfaltung praktisch richtungslos angeordnet. In den Faltenschenkeln sind die Einschlüsse häufig ausgelängt und subparallel, einer Fluidaltextur nicht unähnlich, längs der Begrenzung eingeregelt.

Boudinagen unterschiedlicher Entwicklungsstadien treten sehr häufig dort in Erscheinung, wo sprödere Biotit-Chlorit-Schieferlagen in plastische Erzarten eingeschaltet sind. Die 0,2 bis 2 m großen Boudins sind oft in sich zerrüttet und in en échelon versetzt. Die zerbrochenen Schieferschollen sind vielfach durchsetzt von senkrechten Zerrfugen, die von kupferkiesreichen Mobilisaten ausgefüllt sind. Abb. 13 zeigt hierfür ein Beispiel. Bei stärkeren Bewegungen können die Einzelfragmente oft über 10er m weit verfrachtet worden sein. Die Schieferxenolithe haben häufig die Form s-förmig gebogener Linsen. Nicht selten deuten wirbelartig rotierte und gestauchte Bruchstücke auf eine rollende Beanspruchung hin (Abb. 43).

Pyritderberzknollen in sehr wechselnder Größe sind überall im Durchbewegterz verbreitet. Hierbei handelt es sich nicht um sedimentäre Konkretionen, sondern um abgerundete, verfrachtete Stücke von fragmentierten Pyritierzlagen oder -linsen.

3.2.5 Feingefüge

Viele der im vorigen Kapitel beschriebenen Strukturen und Texturen sind auch im mikroskopischen Maßstab zu beobachten. Die Feingefüge der Erze sind außerordentlich vielgestaltig. An dieser Stelle soll speziell auf die Erscheinungen eingegangen werden, die als genetisch wichtig eingeschätzt wurden.

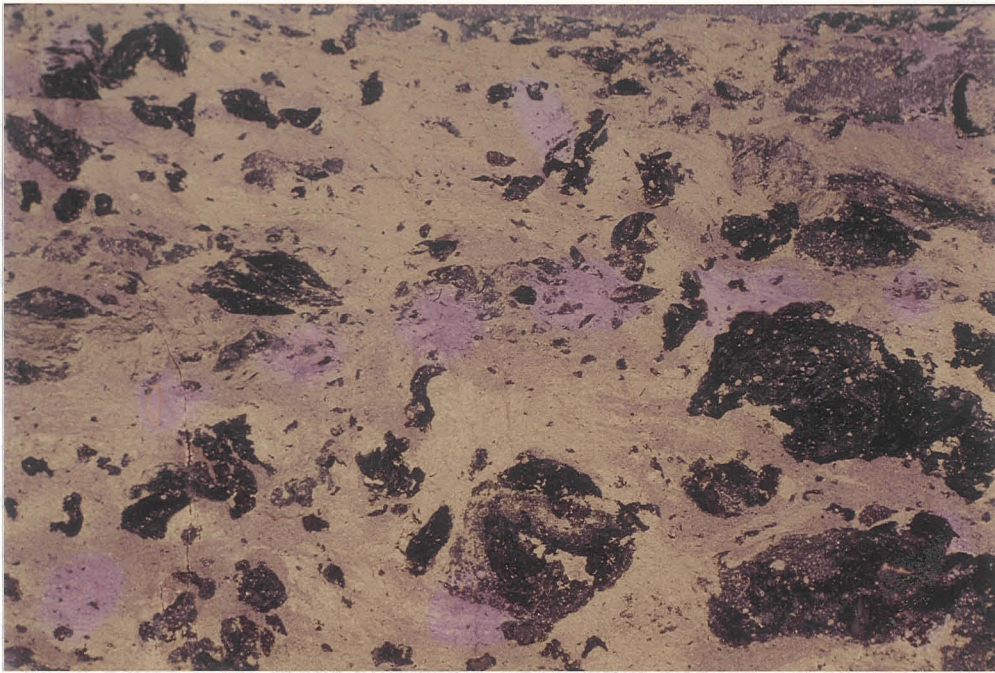


Abb. 43: Kupferkies-Magnetkies-Brekzienerz.

Die Weichsulfidmatrix schließt in diesem Beispiel ca. 30 - 40% Fremdschutt ein. Es handelt sich fast ausschließlich um Material ehemaliger Biotit-FeMg-Chlorit-Schieferlagen, die während der Durchbewegung zerschert, gestaucht und z.T. rotiert worden sind.

Probe 387/11.Y., angeschliffenes Handstück, lange Bildkante ca. 10 cm

Reste sedimentärer Gefüge

Wichtigste Vertreter der "Altbestände" sind die Verwachsungen von Pyrit I und Magnetit I.

Wie bereits in Kap. 3.2.2.2 beschrieben, haben diese Minerale durch die panzernde Wirkung der umgebenden Quarzmatrix die Metamorphose fast unbeschadet überstanden und ihre primäre Ausbildung erhalten. Vielfach konnten Kolloidalstrukturen nachgewiesen werden. Folgende Gefügeformen ließen sich unterscheiden:

- Traubige, feinkristalline Pyritmassen ($< 5 \mu\text{m}$) sind innig mit Kupferkies und Magnetkies verwachsen (z.T. durchstäubungsartig eingelagert). Solche Bilder können als kristallin gewordene, gemischte Gele interpretiert werden.
- Schalig-nierige Fragmente von Krusten zeigen feine, regelmäßige Wechsellagerungsstrukturen von Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Quarz (Abb. 27). Solche Formen sind als rhythmische Fällungen im sedimentären Milieu erklärbar.

- Knollenförmige Pyritkonkretionen mit oft ausgeprägtem, kugeligem Schalenbau sind nur selten vollständig erhalten. Oft sind isolierte Bruchstücke solcher Gebilde identifizierbar. Intakte Knollen haben nicht selten einen geschlossenen Kern von Kupferkies oder auch Zinkblende. Abb. 44 zeigt hierfür ein schönes Beispiel. Radialstrahlig angeordnete Sprünge könnten eventuell Schrumpfrisse sein, die sich während des Diagenesestadiums gebildet haben.
- Framboidale Pyritaggregate haben ihre Hauptverbreitung in den quarzreichen Bänderzen. Die kugelförmigen, oft aus ineinandergeschachtelten Ringen aufgebauten Knöllchen liegen meist isoliert in der Quarzgrundmasse (Abb. 45). Framboidaltexturen sind typisch für kolloidale Fällungen.

Die von SCHNEIDERHÖHN vertretene Theorie, es handele sich hier um sog. "vererzte Bakterien" kann heute nicht mehr allgemein angewandt werden, da solche Gefüge auch in völlig abiotischem Milieu auftreten können.

Sämtliche, hier beschriebenen Gefüge sprechen für eine Erzbildung im sedimentären Milieu, also unter niedrigen Temperaturbedingungen.

Metamorphe Gefüge

Deformation und Rekristallisation unter grünschieferfaziellen Bedingungen zerstörten, bis auf die oben beschriebenen Relikte, das ursprüngliche, sedimentäre Mineralgefüge und schufen ein neues, metamorph umgeprägtes Gefügebild.

- Sammelkristallisation verbunden mit einem Selbstreinigungseffekt führte zu einer generellen Kornvergrößerung. Ursprünglich innig gemengte, ungleiche Phasen trennten sich voneinander und wuchsen mit ihresgleichen zusammen. Es entstand ein einfaches, kaum verschränktes Korngefüge.

Sehr grobe Erzpartien (Ø 0,5 - 2 mm Korngröße), mit "ausgereiftem" Durchbewegungsgefüge treten speziell dort auf, wo Erz einer ganz bestimmten Zusammensetzung in ruhigem Milieu ungestört kristallisieren konnte. Die Auswertung von 20 Modalanalysen grobkörniger Proben ergab folgendes "ideales" Mischungsverhältnis:

	Weichsulfide	Gangart
Pyrit	(Σ Cuk, Mk, Znb)	(Calcit)
30 - 50%	25 - 30%	30 - 40%

- Kornregelungen sind das Produkt syntektonischer Deformation. Da die im Jomaerz auftretenden Sulfide naturgemäß isometrische Kristallformen aufweisen, neigt das Erz zur Bildung scheinbar richtungslos-körniger Texturen. Lediglich der vorwiegend tafelig entwickelte Magnetkies ist gelegentlich parallel der Schieferung eingeregelt.

Viel bessere Korneinregelungen zeigen blättrig oder säulig-nadelig ausgebildete Gangartminerale wie Chlorit, Glimmer oder ganz besonders Aktinolith. Aus ihrer Anordnung läßt sich ein Teil der Beanspruchungsgeschichte des Erzkörpers rekonstruieren.

- Idioblasten und Xenoblasten bilden Neusprossungen, die während der Durchbewegungsmetamorphose aus dem Altbestand heraus wuchsen.

Die beobachteten Erzminerale können nach dem Vermögen ihre Eigengestalt gegenüber anderen durchzusetzen in eine Idioblastie-Reihe eingeordnet werden. In abnehmender Reihenfolge der Idiomorphie ergibt sich für Joma folgende Liste:

Arsenkies, Kobaltglanz, Pyrit, Ilmenit, Titanit, Magnetit, Magnetkies

Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz sowie Calcit und Quarz kommen nur als Xenoblasten vor. Sie bilden gemeinsam isometrische Kornpflaster, die die Porphyroblasten einschließen.

Poikiloblasten bilden vor allem Pyrit, Ilmenit und Magnetit, die wegen ihrer "hohen Formenergie" die anderen Minerale der Paragenese umwachsen und als Füllsel siebartig einschließen. Die daraus resultierenden Siebstrukturen sind verbreitet.

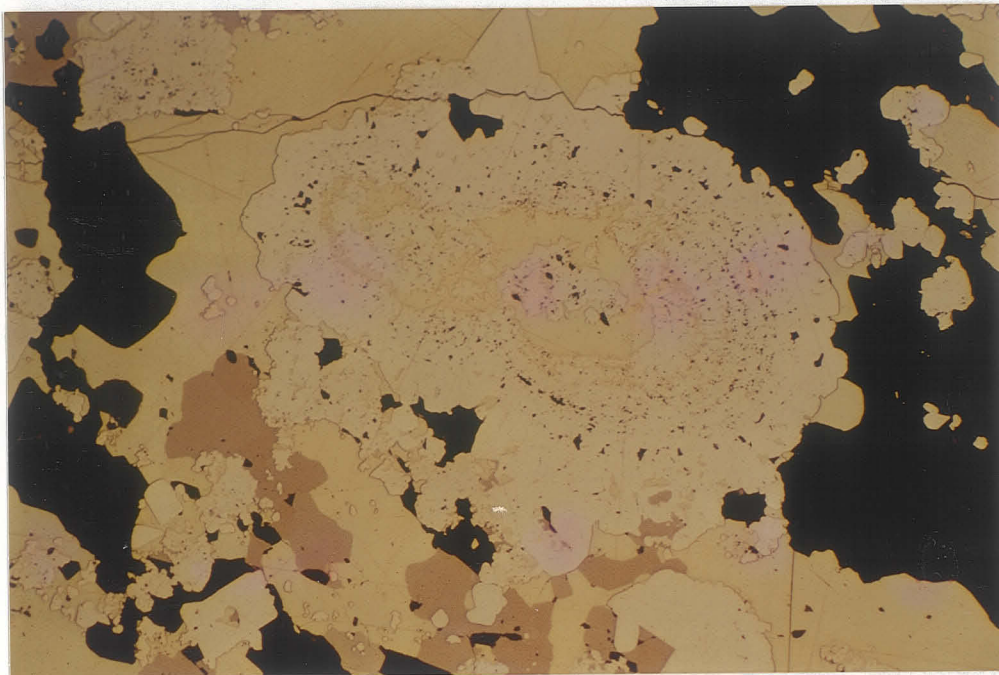


Abb. 44: Knollenartige Konkretion aus Pyrit (gelblichweiß, fein mit Quarz durchstäubt) und Kupferkies (sattgelb). Die umgebene Matrix besteht aus Kupferkies, Magnetkies (tombakbraun) und Quarz (schwarz).

Probe 387/01.05., Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 1,12 mm

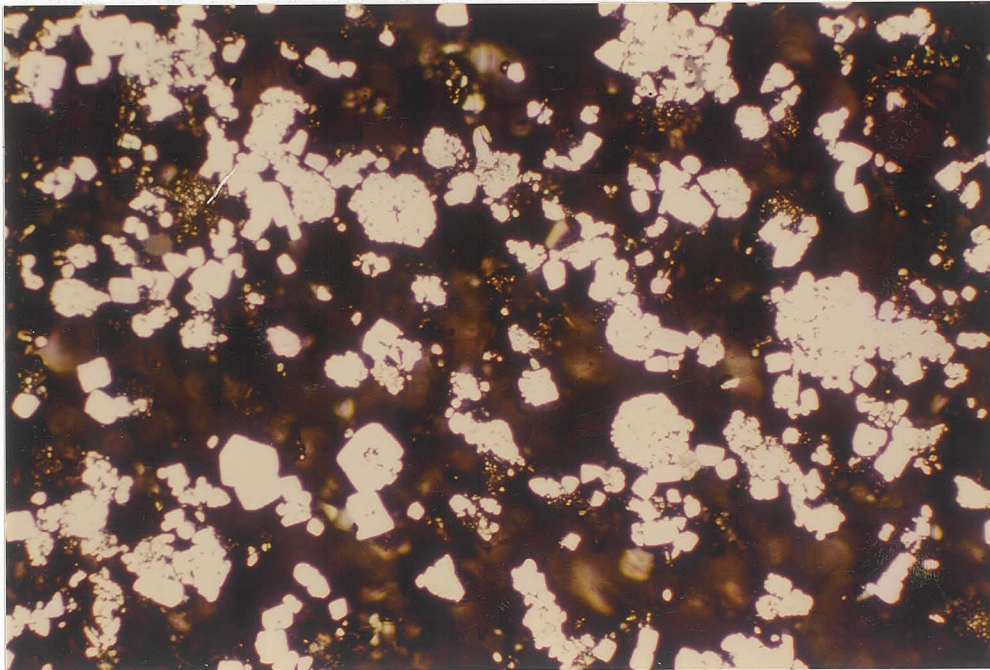


Abb. 45: Pyritimprägation in "chertartigem" Quarzit. In der Quarzmatrix haben die Pyrite z.T. ihre sedimentären Gefügemerkmale behalten. Hier framboidal ausgebildeter Pyrit I, der aus ehemaligen, wasserreichen Gelen auskristallisiert ist und die Metamorphose überdauert hat.

Probe JTB/03.03, Anschliff, //Nicols, lange Bildseite 0,57 mm

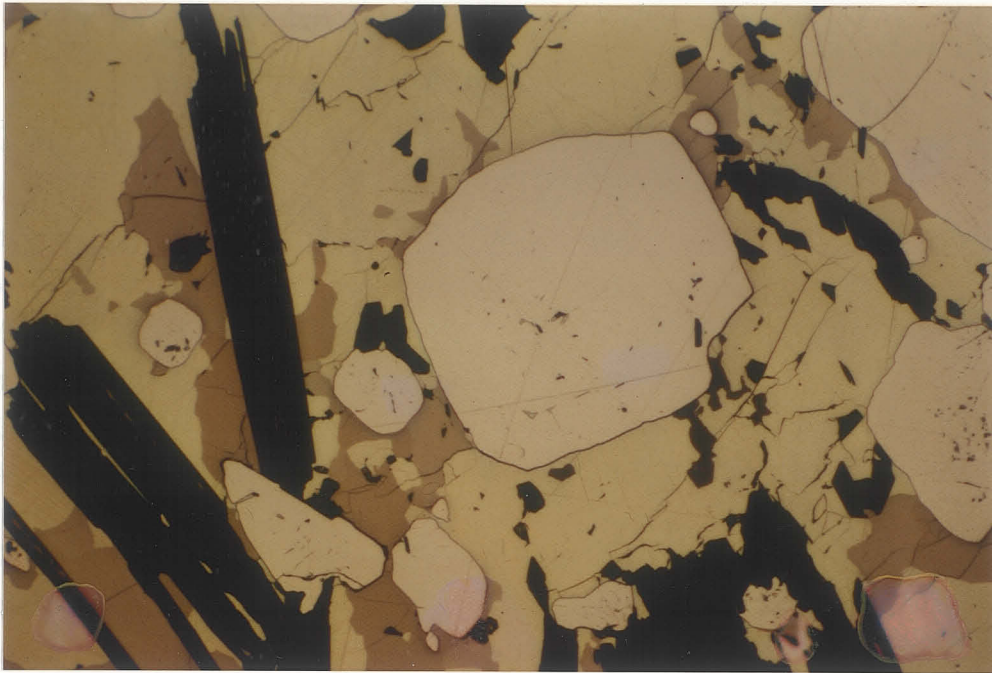


Abb. 46: Durchbewegterz mit idealem Kristalloblastischen Gefüge. Gerundete Pyrit II-Porphyroblasten (gelblichweiß) und st engelige Aktinolithkristalle (schwarz) sind regellos in einer xenoblastisches Kupferkies (gelb) - Magnetkies (tombakbraun) - Grundmasse gesproßt.

Probe 375/03.06., Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 1,12 mm

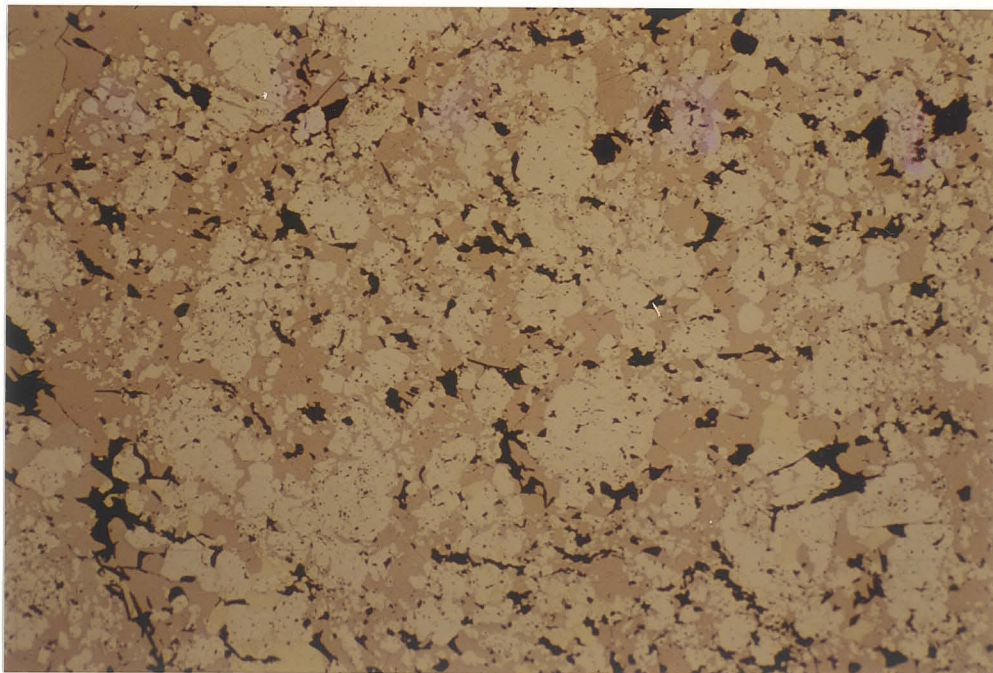


Abb. 47: Brekziertes Pyriterz (Einschluß aus dem Durchbewegterz). Die katoklastisch zerbrochenen Pyritaggregate (gelblichweiß) sind von später infiltriertem Magnetkies (tombakbraun) verbacken worden. Die Gangart (schwarz) ist hier Quarz.

Probe Bh 469/5,60 m, Anschliff, //Nicols, lange Bildkante 1,12 mm

- Kataklase zeigen vor allem die spröden Minerale wie Pyrit, Magnetit und Aktinolith. Bruchhafte Deformationen sind im Kleingefüge kaum von Bedeutung. Auch die makroskopisch markanten Pyritbrekzienerze zeigen mikroskopisch kaum Bruchbildungen. Mikrobrekzien mit eckig-scharfkantigen Fragmenten oder feine Mylonite fehlen vollständig. Nach diesen Befunden muß einer älteren Phase bruchhafter Verformung eine jüngere, relativ ruhige, stressarme Rekristallisationsphase gefolgt sein. Durch das Zusammenwachsen der Bruchstücke wurden die feinen Kataklasestrukturen fast vollständig verwischt.

Da die Brekzienbildung aufgrund der Verbandsverhältnisse der D1-Periode zu zuordnen ist, muß die metamorphe Rekristallisation später ihr Maximum erreicht haben. Wahrscheinlich war das der Fall während oder "kurz nach" der D2-Periode.

- Wirkliche Verdrängungsgefüge im Sinne eines Stoffaustausches konnten nicht beobachtet werden. Strukturen die auf den ersten Blick damit eine gewisse Ähnlichkeiten zeigten, erwiesen sich entweder als mechanische Bildungen oder waren nicht eindeutig interpretierbar.
- Entmischungen waren nur im Kupferkies festzustellen. Cubanit und Mackinawit bildeten sich hier retrograd beim Zerfall eines eisenreichen Hochtemperaturkupferkieses.

3.3 Geochemie des Erzkörpers

3.3.1 Mineralchemismus der Erzkomponenten

Die Minerale Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies und Kobaltglanz sowie die Silberminerale (siehe Kap. 3.4.1) wurden mikroanalytisch auf Haupt- und Nebenelemente untersucht. Die Messungen erfolgen an einem Rasterelektronenmikroskop (REM) mit energiedispersivem Meßsystem (ORTEC) (Modell REM Joel Typ SM-U3) im Institut für nichtmetallische Werkstoffe der TU Clausthal.*

Die gemessenen Intensitäten von Probe und Mineralstandard wurden mittels eines Rechenprogramms einer Ordnungszahlkorrektur unterzogen und in Gew.-% umgerechnet.

Die Bestimmung der Spurenelemente erfolgte durch chemische Analysen (AAS) von mechanisch gewonnenen Mineralkonzentraten. Die angegebenen Gehalte sind immer nur als Annäherungswerte zu verstehen, da es nicht möglich ist vollkommen reine Mineralfraktionen herzustellen.

Pyrit

Mikroanalytische Untersuchungen an Pyriten zeigten keine brauchbaren Ergebnisse. Ein FeS-Überschuß im Pyrit I war wegen feinster Einschlüsse nicht bestimmbar. Die anderen Pyritarten zeigten etwa die Normalzusammensetzung von 46,6% Fe und 53,4% S. Die Spurenelementgehalte lagen unter der Nachweisgrenze (0,1%).

Die chemischen Analysen herauspräparierter Pyritkristalle aus 3 Proben (2 Pyriterze, 1 Kupferkies-Magnetkies-Erz) ergaben folgenden Spurenelementdurchschnitt:

41 ppm Ni, 410 ppm Co, 440 ppm Mn, 190 ppm Se, < 5 ppm Ag

* Hierfür und für die Betreuung an der Mikrosonde danke ich Herrn Dipl.-Ing. R. Görke herzlich.

Das Co/Ni-Verhältnis beträgt etwa 10. In der gleichen Größenordnung liegen die Quotienten von Stekenjokk: 7 - 30 (JUVE, 1974), LOKKEN: ≈ 11 (HEGEMANN, 1943) und Rammelsberg: 5 - 7 (KRAUME, 1955).

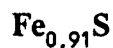
Untersuchungen von HEGEMANN (1943), FLEISCHER (1955) und HAWLEY & NICHOL (1961) haben gezeigt, daß dieses Verhältnis nur bedingt für genetische Interpretationen geeignet ist. Nach FLEISCHER (1955) zeigen hydrothermal gebildete Pyrite generell Kobaltvormacht. Das ursprüngliche Co/Ni-Verhältnis wird durch die Metamorphose nachhaltig beeinflusst. Co wird bevorzugt in Pyritporphyroblasten eingebaut. So zeigen Pyritkristalle von Jakobsbakken/Sulitjelma (in Amphibolitfazies) 11 - 3280 ppm Co und 0 - 211 ppm Ni (GEHRISCH & MAUCHER, 1975).

Die Mn-Gehalte des Jomapyrits liegen vergleichsweise hoch. Die Mn-Werte der oben erwähnten Lagerstätten schwanken zwischen 20 und 200 ppm.

Außergewöhnlich hoch sind die Se-Gehalte von knapp 200 ppm. Se wird anstelle von S in den Sulfiden eingebaut. Bei diesem Ersatz wird Kupferkies gegenüber Pyrit bevorzugt (TISCHENDORF, 1966). Die Pyrite anderer norwegischer Kieslagerstätten haben Se-Werte zwischen 5 und 30 ppm (CARSTENS, 1942).

Magnetkies

Die mikroanalytisch bestimmte Zusammensetzung einiger Magnetkiese ist Tab. 7 zu entnehmen. Gegenüber dem theoretischen Wert von 63,3 Gew.-% Fe und 36,4 Gew.-% S (RÖSLER & LANGE, 1976) zeigen die Proben von Joma einen, für natürliche Magnetkiese nur geringen Fe-Unterschuß. Die aus 5 Analysen berechnete Strukturformel lautet etwa:



Wie bei dem geringen Fe-Defizit zu vermuten war, erwies sich der Joma-Magnetkies als paramagnetisch.

Diffraktometeruntersuchungen an einigen Magnetkiesproben zeigten, daß in Joma vorwiegend eine hexagonale Varietät auftritt. Ein Vergleich der stärksten Röntgenreflexe mit den Literaturwerten ergab eine starke Ähnlichkeit mit dem hexagonalen 5 C-Strukturtyp (Tab. 8).

Element	a	b	c	d	e	$\bar{x}$	s*
Fe	60,4	61,0	60,0	60,1	59,7	60,3	63,6
S	38,4	37,9	39,2	38,5	39,5	38,7	36,4
Cu	0,1	0,7	-	-	0,1	0,1	-
Zn	1,1	0,3	-	0,6	-	0,4	-
As	-	-	0,8	0,7	0,8	0,4	-

Tab. 7: Mikroanalysen von Magnetkiesen (Gew.-%)

a - c) Probe Bh 469/5,60 m Matrix mit Kupferkies

d) Probe 375/01.08. a. mit Zinkblende und Pyrit verwachsen

e) Probe 375/01.06. Matrix mit Kupferkies

$\bar{x}$ Durchschnitt a - e

s* Theoretischer FeS-Wert (RÖSLER & LANGE, 1976)

Monokliner Magnetkies kommt in Jomaerz nur untergeordnet vor. Wie unter 3.2.2.2 beschrieben, bildet er flammenförmige Einlagerungen ("Zerfallslamellen") in hexagonalen Wirtskörpern. Versuche, die Zusammensetzung von Magnetkies als Geothermometer zu verwenden, brachten keine brauchbaren Resultate (SCOTT, 1973). Generell ist der hexagonale Magnetkies bei höheren Temperaturen (1190°C - 308°C) gebildet worden, als der Monokline (< 254°C) (RIBBE, 1982).

Die heute beobachteten, hexagonalen Magnetkiese sind das Produkt einer Rekristallisation am Ende der zweiten Deformationsperiode. Die erzmikroskopischen Befunde belegen diese Aussage. Die monoklinen Zerfallslamellen könnten als retrograde Bildung während der langsamen Abkühlung entstanden sein.

Die chemische Analyse magnetisch separierter Magnetkieskörner (Probe 375/18.02.) ergab folgende Spurenelementgehalte:

30 ppm Ni, 610 ppm Co, 560 ppm Mn, 50 ppm Mo

20 ppm Se, 3 ppm As, 20 ppm Ag, < 10 ppm Cd

Diese Zahlen liegen, verglichen mit Werten anderer kaledonischer Kieserze etwa im Mittelfeld. Lediglich Se erwies sich als überdurchschnittlich angereichert. Die Ag-Gehalte dürften im wesentlichen auf fein verwachsenen Amalgamkörnchen beruhen.

Linie (hkl)	a		b		c	d	e
	d [Å]	I _r	d [Å]	I _r	d [Å]	d [Å]	d [Å]
(200)	2,9849	42	2,9848	40	2,984	2,987	2,980
(205)	2,6471	42	2,6489	43	2,647	2,653	2,640
(2012)	2,0685	100	2,0684	86	2,067	2,072	2,064
(220)	1,7237	33	1,7236	31	1,723	1,724	1,720

Tab. 8: Vergleich der d-Werte von Joma-Magnetkiesen mit Literaturwerten

- a) Probe Joma 375/18.03. Magnetkiesmobilität am Kontakt Erzkörper/Chloritschiefer
- b) Probe Joma 387/05.05. Magnetkies aus massiven Lagererz (Erztyp E)
- c) Magnetkies, hexagonal, Strukturtyp 5C (Fe₉S₁₀); Yanohara Mine, Japan
- d) Magnetkies, hexagonal, Strukturtyp 6C (Fe₁₁S₁₂); Makimine Mine, Japan
- e) Magnetkies, monoklin, Strukturtyp 4C (Fe₇S₈); Mosaboni, Indien
- c - d nach MORIMOTO (1975), I_r = relative Intensität

Kupferkies

Der Chemismus des Kupferkieses zeigte keine nennenswerten Abweichungen von den theoretischen Werten. Die durchschnittlichen Spurenelementgehalte aus 3 Kupferkiesproben sind unten aufgelistet (Tab. 9).

Auch hier liegen die Se-Werte sehr hoch. Die As-Gehalte dürften auf Arsenkiesverwachsungen beruhen, Ag und Hg- sind auf Amalgameinschüsse zurückzuführen.

Probe	Ni	Co	Mn	Mo	As	Sb	Bi	Ag	Au	Hg
a	10	140	490	73	110	5	5	60	n.b.	12
b	10	230	310	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	20	n.b.	10
c	34	120	340	90	100	3	5	130	0,8	65
Fortsetzung	Cd	Sn	Se	Te	In	Ge	Ga	Tl	Sr	Ba
a	60	10	105	1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
b	55	5	n.b.	n.b.	4,0	0,8	0,5	2,0	n.b.	n.b.
c	63	4	160	0,9	2,7	1,2	0,8	0,9	8	5

Tab. 9: Spurenelemente in Kupferkiesen

- a) grobkörniges Kupferkiesmobilisat (Probe 375/18.01.)
- b) Kupferkieskörner aus Durchbewegterz, manuell herauspräpariert (Probe J.01.)
- c) Kupferkonzentrat Aufbereitungsanlage Joma vom 08.03.1983

Zinkblende

Die chemische Zusammensetzung der Zinkblenden im Jomaerz ist aus Tab. 10 zu ersehen. Die Schwankungen der Fe-Gehalte von 6,4 bis 10,0 Gew.-% zeigten eine Abhängigkeit von der Paragenese. Mit Magnetkies und Pyrit verwachsene Blenden haben generell einen höheren Fe-Gehalt als solche, die von Pyrit oder Gangart begleitet werden.

Aus dem Verteilungsdiagramm (Abb. 48) ist ein bimodaler Trend der FeS-Gehalte abzusehen. Die Ursache hierfür war nicht eindeutig bestimmbar. Vermutlich besteht hier ein Zusammenhang mit den beiden Metamorphoseereignissen (BARTON & SKINNER, 1979).

Element	a	b	c	d	e	f	g
Zn	56,6	59,8	58,1	59,6	55,3	51,3	58,5
Fe	9,7	6,4	8,7	8,4	8,8	10,0	8,1
S	32,9	33,2	33,3	32,0	35,9	38,7	33,3
Cu	0,6	Sp	-	Sp	-	Sp	-

Tab. 10: Mikroanalysen von Zinkblenden (Gew.-%)

- a) Probe Bh 469/5,60 m verwachsen mit Magnetkies und Kupferkies n = 6
- b) Probe JTB/03.02. Einschluß in Pyritblast, in Quarzmatrix n = 5
- c) Probe 375/01.06. verwachsen mit Magnetkies n = 3
- d) Probe JTB/01.08 a. verwachsen mit Pyrit n = 4
- e) Probe 375/01.10. verwachsen mit Kupferkies n = 2
- f) Probe 387/01.04. verwachsen mit Pyrit und Magnetkies n = 7
- g) Probe 416/14.01. verwachsen mit Pyrit und Calcit n = 4

Wie neuere Untersuchungen von SCOTT & BARNES (1971), SCOTT (1973) und HUTCHINSON & SCOTT (1981) gezeigt haben, ist Zinkblende, unter Berücksichtigung gewisser Einschränkungen sehr gut als Geobarometer geeignet. Der FeS-Einbau in ZnS ist im Bereich 704 - 404°C annähernd temperaturunabhängig. Bei niedrigeren Temperaturen verschieben sich die Isobaren zu kleineren FeS-Gehalten hin. Es würden also höhere Drücke bestimmt, als in Wirklichkeit geherrscht haben. Einen anderen Störfaktor stellt Kupfer dar, das besonders bei höheren Temperaturen als feste Lösung vom ZnS-Kristall aufgenommen wird (HUTCHINSON & SCOTT, 1981). Geobarometrische Untersuchungen sollten daher möglichst nur an ZnS-Körnern durchgeführt werden, die isoliert in Pyritporphyroblasten eingeschlossen sind. Da sie normalerweise das max. Durchbewegungsereignis

repräsentieren. Der annähernd stöchiometrische Pyrit ist hinreichend inert. Ein eventueller Fe-Austausch zwischen beiden Mineralen erscheint daher unwahrscheinlich. An der schwedischen Nachbarlagerstätte Stekenjokk haben SUNDBLAD et al. (1984) diese Methode erfolgreich angewendet. Analog hierzu wurde den FeS-Werten in Abb. 48 die von HUTCHINSON & SCOTT (1981) ermittelte Druckskala (in Kilobar) zugeordnet. Wegen der nur sehr wenig geeigneten Werte, soll die resultierende Druckabschätzung mit Vorbehalt betrachtet werden. Der erste Peak bei 14 - 15 Mol-% FeS entspräche einem Druck von etwa 5 Kbar. Ähnliche Resultate zeigten schwedische Vorkommen, die nach ihrem Metamorphosegrad dem Grenzbereich zwischen Chloritzzone und Biotitzzone zuzuordnen sind. Für die Grünschieferfazies in diesem Gebiet scheinen demnach mittlere Drücke die Regel zu sein.

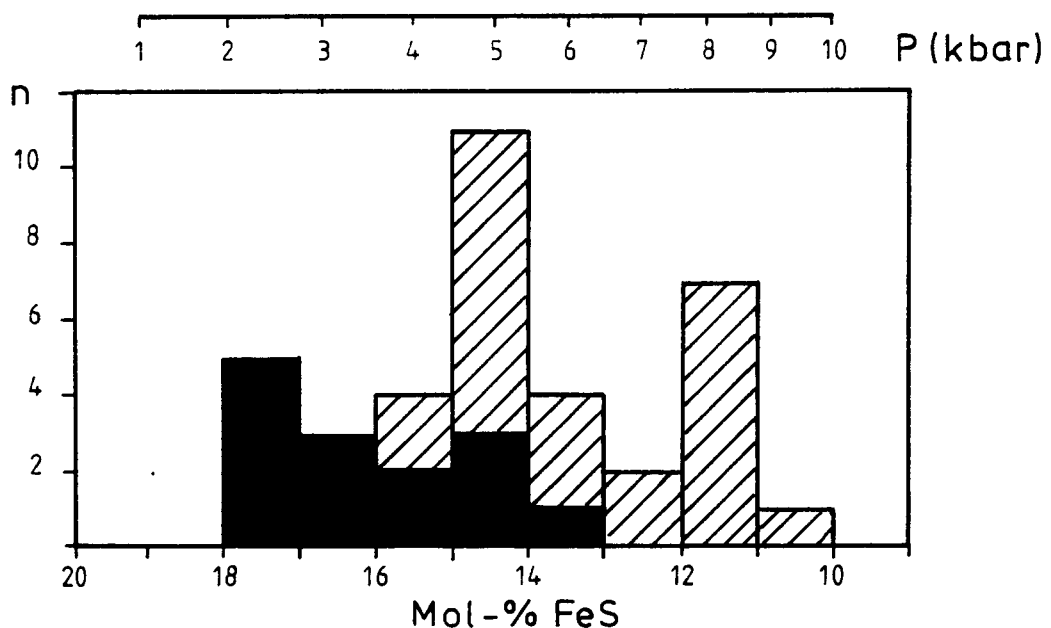


Abb. 48: Verteilung der auf Mol-% FeS umgerechneten Fe-Gehalte von 36 Zinkblende-proben.

Die Druckskala (in Kilobar) wurde von HUTCHINSON & SCOTT (1981) übernommen. Schwarz = ZnS mit Magnetkies ± Pyrit verwachsen, schraffiert = ZnS vornehmlich in Pyrit eingeschlossen.

Die Cd-Gehalte der Zinkblenden (siehe Tab 11) schwanken zwischen 0,17 und 0,28 Gew.-%, der Durchschnitt liegt bei etwa 0,25 Gew.-%. Verglichen mit anderen Kieserz-vorkommen ist der Wert relativ hoch. Nach CRAIG et al. (1984) seien folgende Vergleichswerte genannt:

Element	a	b	c	d	e	f
Zn	51,5	44,5	48,1	54,5	39,8	42,6
Fe	11,0	15,3	9,0	10,0	18,4	11,6
Cu	0,27	0,35	0,10	0,02	0,40	2,70
S	33,3	34,8	n.b.	33,5	35,8	n.b.
Pb	600	7300	1600	670	n.b.	40
Mn	550	500	510	1100	1200	700
Cd	2800	1700	2300	2100	2400	2000
Hg	42	17	23	43	n.b.	187
As	130	170	n.b.	26	n.b.	100
Sb	4	3	n.b.	n.b.	n.b.	5
Bi	5	5	n.b.	n.b.	n.b.	5
Ag	30	80	20	10	n.b.	30
Ni	3	5	n.b.	n.b.	n.b.	5
Co	20	10	10	10	n.b.	30
Sn	30	20	10	20	n.b.	10
Mo	25	23	23	17	n.b.	6
Se	90	60	50	n.b.	n.b.	80
Te	<1	<1	<1	n.b.	n.b.	<1
In	10	n.b.	2,6	0,7	n.b.	8
Ga	3	n.b.	45	5,5	n.b.	18
Ge	6	n.b.	0,5	0,4	n.b.	2
Tl	4	n.b.	4,5	0,7	n.b.	3

Tab. 11: Chemische Zusammensetzungen von angereicherten Zinkblenden

- a) Zinkkonzentrat, Aufbereitung Joma vom 8.3.83
- b) Probe JTB/0.11. ZnS-Schliere in karb. Pyriterz
- c) Probe 416/14.03. ZnS-Lage in karb. Pyriterz
- d) Probe 387/01.10. ZnS-Lage in quarzigem Pyriterz
- e) Probe 387/06.04. ZnS-reiches karb. Pyriterz
- f) Probe 387/19.08. ZnS-Mobilisat am Erzkontakt

Skorovas 0,13%; Løkken 0,18%; Tverrfjell 0,18%; Røros 0,10 - 0,11% und Sulitjelma 0,19% Cd angegeben.

Erwartungsgemäß zeigen Zn und Cd einen fast idealen Korrelationskoeffizienten ($r = +0,99$).

Die Mn-Gehalte liegen mit 0,05 - 0,12 Gew.-% ($\bar{x}$ 0,08%) im oberen Mittelfeld der Vergleichswerte. Für den Einbau von Mn in ZnS gelten etwa die gleichen Bedingungen wie für Fe. Die wenigen, verfügbaren Hg-Werte von ZnS-Konzentraten zeigen eine weite Spanne von 17 - 187 ppm. Wegen der Flüchtigkeit des Hg ist eine gewisse Unterbestimmung nicht auszuschließen. Vergleichszahlen anderer norwegischer Kieserze standen nicht zur Verfügung. Die Zinkblende von Rammelsberg hat z. B. ca. 150 ppm Hg (KRAUME, 1955). Damit ist Zinkblende der wichtigste Hg-Träger im Jomaerz.

Arsenkies

Der mikroanalytisch ermittelte Chemismus einiger Arsenkieskörner ist in Tab. 12 zusammengefaßt. Im Vergleich zu stöchiometrischem FeAsS (Tab. 12i) zeigen die Jomaproben einen deutlichen As-Unterschuß. Mit 0,5% Co und $< 0,1\%$ Ni liegen beide Elemente insgesamt nicht besonders hoch. Das Verhältnis entspricht etwa der, in Joma allgemein festgestellten Co-Dominanz gegenüber Ni. Um die Arsenkieszusammensetzung (As-Gehalte) als Geothermometer benutzen zu können, dürfen nur solche Körner gemessen werden, die mit Pyrit und Magnetkies verwachsen sind. (SUNDBLAD et al., 1984). Außerdem sollte die Summe der Spurenelemente $< 0,2\%$ sein. Andernfalls würden zu hohe Metamorphosetemperaturen bestimmt werden. Aufgrund zu weniger, für eine Temperaturbestimmung geeigneter Meßwerte, kann diesbezüglich keine Aussage gemacht werden.

Element	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Fe	39,2	35,6	36,8	36,0	36,0	36,8	36,2	35,8	34,3
As	38,6	41,0	37,9	39,8	40,1	36,7	36,9	37,8	46,0
S	21,5	23,3	24,8	24,0	23,9	24,6	25,3	25,7	19,7
Co	0,4	0,1	0,2	0,1	0,1	1,6	1,2	0,6	-
Ni	0,1	-	0,1	-	Sp	0,1	-	-	-
Sb	Sp	Sp	0,1	-	-	-	-	-	-
Cu	Sp	-	-	-	-	-	0,2	Sp	-

Tab. 12: Mikroanalysen von Arsenkiesen (Gew.-%)

- a) Probe JTB/01.08 a., Verwachsung mit Magnetkies ± Pyrit
- b - e) Probe JTB/03.02., Einschluß in Pyritblast in Quarzmatrix
- f - g) Probe 387/01.04., Idioblasten in Kupferkies-Magnetkies-Matrix
- h) Probe 416/11.01., Idioblasten in Zinkblende
- i) Literaturwerte für stöchiometrischen FeAsS (BETECHTIN, 1977)

Kobaltglanz

Mikroanalytisch wurden 5 Kobaltglanzkörner untersucht. Es ergab sich folgende, ziemlich konstante Zusammensetzung:

	Fe	Co	Ni	As	S	Cu	Sb	Zn
Kobaltglanz Joma (n=5)	6,7	32,1	1,0	36,9	23,0	0,3	-	Sp
stöchiometr. Wert*	-	35,5	-	45,2	19,3	-	-	-
Schwankungs- breiten* natürl. Kobaltglanze	6-16	26-34	-3	24-48	18-21	Sp	Sp	-

*) aus BETECHTIN (1977)

Analog zu den Arsenkiesen zeigt auch der Kobaltglanz einen Arsenunterschuß. Eine Zonierung der Elementverteilung war nicht festzustellen.

Kobaltglanz ist der wichtigste Co-Träger im Jomaerz. Es stellt sich die Frage, warum in den gleichen Erzarten, offenbar gleichzeitig gesproßter, Co-armer Arsenkies neben Kobaltglanz auftritt? Die zu erwartenden Zwischenglieder Danait (6 - 9% Co) und Glaukodot (16 - 25% Co) konnten nirgends nachgewiesen werden.

3.3.2 Chemismus der Gangartminerale

Da Quarz keinerlei chemische Variationen zeigt, beschränkt sich dieses Kapitel allein auf die Zusammensetzung der Karbonate. Die silikatischen Gangarten unterscheiden sich nicht von Silikaten im Nebengestein. Es sei daher auf Kap. 4.2.3 verwiesen.

Wie bereits mehrfach erwähnt ist Calcit das einzige Karbonat im Jomaerz. Für 6 mikroanalytisch untersuchte Karbonatproben kann folgende durchschnittliche Zusammensetzung (in Oxid Gew.-%) genannt werden:

$$58,9 - 60,0 \text{ CaO}, 0,1 - 0,5 \text{ MgO} < 0,1 \text{ FeO}, < 0,1 \text{ MnO}$$

Die daraus berechnete Strukturformel lautet:



Die im Erz festgestellten Ba- und Sr-Gehalte dürften größtenteils an den Calcit gebunden sein. Die höchsten Werte wurden daher in den karbonatreichen Pyriterzen gemessen. Für das Lagererz können folgende Zahlen genannt werden:

Sr: 10 - 680 ppm, Ø 300 ppm

Ba: < 5 - 30 ppm, Ø 10 ppm

3 ausgewählte Karbonatproben wurden im Labor der BGR in Hannover mit ICP auf ihre Gehalte an Seltenen Erden - Elemente (SEE) untersucht. Die Analysenwerte sind in Tab. 13 aufgeführt. Die auf Chondrit-Standard normierten Werte sind in Abb. 49 als Verteilungskurven gegen die Ordnungszahl aufgetragen. Zum Vergleich sind die Kurven für

Element	a	b	c
Y	4,2	7,5	8,2
La	0,66	0,53	1,0
Ce	0,92	0,65	1,6
Pr	0,45	0,39	0,55
Nd	1,0	0,75	1,5
Sm	0,46	0,50	0,72
Eu	0,55	0,53	0,6
Gd	0,84	1,0	1,1
Tb	0,44	0,52	0,52
Dy	0,84	1,5	1,3
Ho	0,50	0,65	0,61
Er	0,83	1,3	1,1
Tm	0,36	0,44	0,40
Yb	0,65	1,2	0,92
Lu	0,37	0,45	0,43

	a	b	c
La - Lu	8,87	10,41	12,35
La - Eu	0,4	0,2	0,4
Gd - Lu,Y			
La/Nd	0,7	0,7	0,7
Pr/Sm	0,9	0,8	0,8

- a) 495/05.06. Marmorlage am Kontakt zwischen Pyrit-
erz und massigem Grünstein
- b) 387/07.01. Calcit aus Grünschiefer (Mobilisat)
- c) 387/06.15. Karbonatschlieren im massiven, karbonat-
ischen Pyrit-erz

Tab. 13: Seltenerd-Elemente in Karbonatproben der Lagerstätte Joma

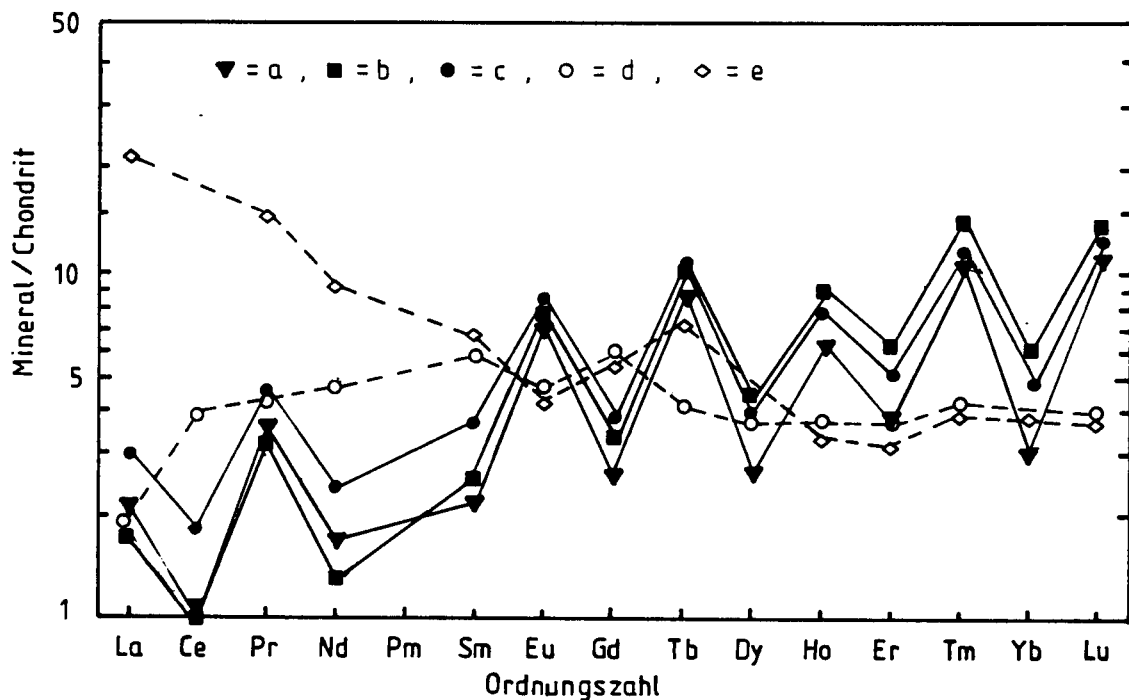


Abb. 49: Verteilung der SEE in den Karbonaten (auf Chondrit- normiert)

- d) hydrothermaler Calcit / Ost-Missouri (HENDERSON, 1984)
- e) sedimentärer Calcit / Durchschnittswert/Nordamerika (HENDERSON, 1984)

hydrothermale- und sedimentäre Calcite mit eingetragen. Desweiteren ist die durchschnittliche SEE-Verteilung des Joma-Grünstein nach PEARCE & GALE, 1977) aufgeführt. Im Gegensatz zum Grünstein zeigen die Joma-Karbonate eine relative Anreicherung der schweren SEE. Nach HENDERSON (1984) und MÖLLER (1986) sind die Karbonatkomplexe der schweren SEE in hydrothermalen Lösungen stabiler als die der leichten Vertreter und somit sehr mobil. Gemeinsam mit Ca ging besonders ein Teil der schweren SEE mit in Lösung, und wurde nach Zerstörung der Karbonatkomplexe zusammen mit Calcit ausgeschieden. Allerdings sind die Gesamtgehalte der SEE für hydrothermale Bildungen relativ gering (MÖLLER, 1986).

3.3.3 Verteilung der Elemente in den Erzarten

Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der wichtigsten Erzarten ist in Tab. 14 zusammengestellt. Über den Chemismus ausgewählter Einzelproben gibt die nachfolgende Tab. 15 Auskunft. Weitere Erzanalysen sind im Anhang als Anlagen 4 - 7 zu finden.

Im Folgenden werden die untersuchten Elemente bezüglich ihrer Gehalte, Verteilung und möglichen Trägerminerale abgehandelt. Wo es sinnvoll erschien wurden Vergleichswerte von anderen Kieserzen mit aufgeführt.

Die Hauptelemente Fe, Cu, Zn und S bilden als Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende praktisch vollständig die "Sulfidmasse". Sämtliche anderen Grundstoffe haben nur Spurenelementcharakter.

Pb: Mit durchschnittlich 0,05 - 0,1% ist Pb das häufigste Nebenelement in den Erzen. Um seine Verteilung deutlich zu machen wurden die Pb-Werte (in ppm) logarithmisch gegen die auf 100 normierten Cu + Zn- Gehalte aufgetragen. Abb. 50 zeigt, daß die hohen Pb-Werte fast ausschließlich an die Zn-reichen Pyriterze geknüpft sind. Die Kupferkies-Magnetkies-Erze sind relativ Pb-arm. Eine Mittelstellung nehmen die Kupferkies-Pyriterze ein. Das Diagramm unterstreicht die enge genetische Verknüpfung von Pb und Zn.

Niedrige Pb-Werte sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. Bleikvassli), charakteristisch für die gesamte kaledonische Erzprovinz.

	Massive Pyriterze (Erztypen A + B)				Massive Kupferkies-Pyrit-Erze + massive Magnetkies-Pyrit-Erze (Erztypen C + D)				Kupferkies-Magnetkies-Erze + massive Magnetkies-Erze (Erztypen E + F)			
	n	$\bar{x}$	s	Variationsbr.	n	$\bar{x}$	s	Variationsbr.	n	$\bar{x}$	s	Variationsbr.
Fe	34	31,3	5,9	23,9 - 41,1	17	32,6	6,8	17,1 - 42,2	17	35,0	7,1	28,2 - 50,9
Cu	34	0,9	1,2	0,1 - 5,6	17	5,3	3,0	1,5 - 13,0	17	10,2	6,3	1,1 - 19,1
Zn	34	3,7	4,8	0,1 - 24,6	17	1,7	1,5	0,2 - 4,6	17	0,8	0,7	<0,1 - 2,4
Pb	34	0,1	0,4	0,01 - 2,3	17	0,04	0,04	<0,01 - 0,15	17	<0,01	<0,01	<0,01 - 0,01
Mn	34	670	280	290 - 1200	17	500	300	200 - 1150	17	500	200	50 - 880
Ag	34	25	22	<10 - 90	17	60	60	<10 - 240	17	50	40	10 - 170
Cd	34	210	220	10 - 930	17	100	90	10 - 290	17	50	40	<10 - 130
Co	34	132	200	20 - 1130	16	400	200	70 - 850	17	600	400	120 - 1550
Mo	16	200	500	25 - 2080	9	100	100	50 - 300	8	60	10	40 - 75
Sn	8	6	-	2 - 15	6	4,5	-	1 - 10,5	5	2	-	1 - 3,5
Sr	4	-	-	5 - 680	5	-	-	20 - 390	8	-	-	5 - 370
Ba	4	-	-	<5 - 20	5	-	-	10 - 30	8	-	-	10 - 20

Tab. 14: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der wichtigsten massiven Erzarten der Lagerstätte Joma (in Gew.-%: Fe - Pb ; in ppm: Mn - Ba)

Element	a	b	c	d	e	f	g	h
Fe	37,6	38,8	23,9	25,6	30,2	28,3	39,5	37,9
Cu	3,31	5,57	0,16	0,84	1,75	9,98	12,80	6,8
Zn	1,89	0,35	3,88	4,55	3,84	0,33	0,31	2,3
Pb	0,01	0,01	0,12	0,03	0,11	0,01	0,01	0,03
S	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	23,2*	n.b.	27,5*	24,6*
Mn	450	290	960	1200	540	290	360	880
Cd	150	20	230	230	230	20	30	120
Mo	70	95	n.b.	n.b.	90	n.b.	n.b.	65
Sn	7	15	17	n.b.	28	11	4	3
Ni	n.b.	-	-	-	40	-	30	50
Co	70	220	40	40	410	600	770	120
Ag	140	30	30	15	80	30	70	170
Au **	1,1	0,8	0,5	n.b.	n.b.	n.b.	0,7	1,3
Hg	12	50	30	n.b.	20	n.b.	12	46
As	100	80	400	300	250*	310	20*	3000*
Sb	<5	<5	<5	<5	2,5*	<5	0,1*	2,7*
Bi	<5	<5	<5	10	11	<5	2,5	5
Se	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	240*	n.b.	350*	53*
Te	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	1,1*	n.b.	0,6*	0,4*
Ga	n.b.	0,8	<5	n.b.	3,8	n.b.	1,3	<5
Ge	n.b.	1,6	<5	n.b.	1,4	n.b.	1,8	<5
In	n.b.	0,7	<5	n.b.	0,9	n.b.	1,5	<5
Tl	n.b.	0,9	10	n.b.	5,0	n.b.	0,9	10
Sr	130	n.b.	75	300	370	50	20	140
Ba	20	n.b.	10	15	10	30	20	20

Tab. 15: Chemische Zusammensetzung ausgewählter Sulfiderzproben von Joma

- a) Probe JTB/01.07. Quarzführendes Pyriterz (Erztyp A)
- b) Probe 362/03.10. Dichtes Pyriterz (Erztyp A)
- c) Probe JTB/02.01. Karbonatisches Pyriterz (Erztyp B)
- d) Probe 387/06.05. Karbonatführendes Pyriterz (Erztyp B)
- e) Probe 495/05.12. Karbonatführendes Pyriterz (Erztyp B)
- f) Probe 275/01.09. Kupferkies-Pyriterz (Erztyp C)
- g) Probe 480/J01. Kupferkies-Magnetkies-Erz (Erztyp F)
- h) Probe 387/01.04. Kupferkies-Magnetkies-Erz (Erztyp F)

* XRAL, Kanada

** Die Au-Bestimmungen wurden im Institut für Aufbereitung der TU-Claustal durchgeführt. Frau Dipl.-Min. E. HARTELT sei dafür herzlich gedankt.

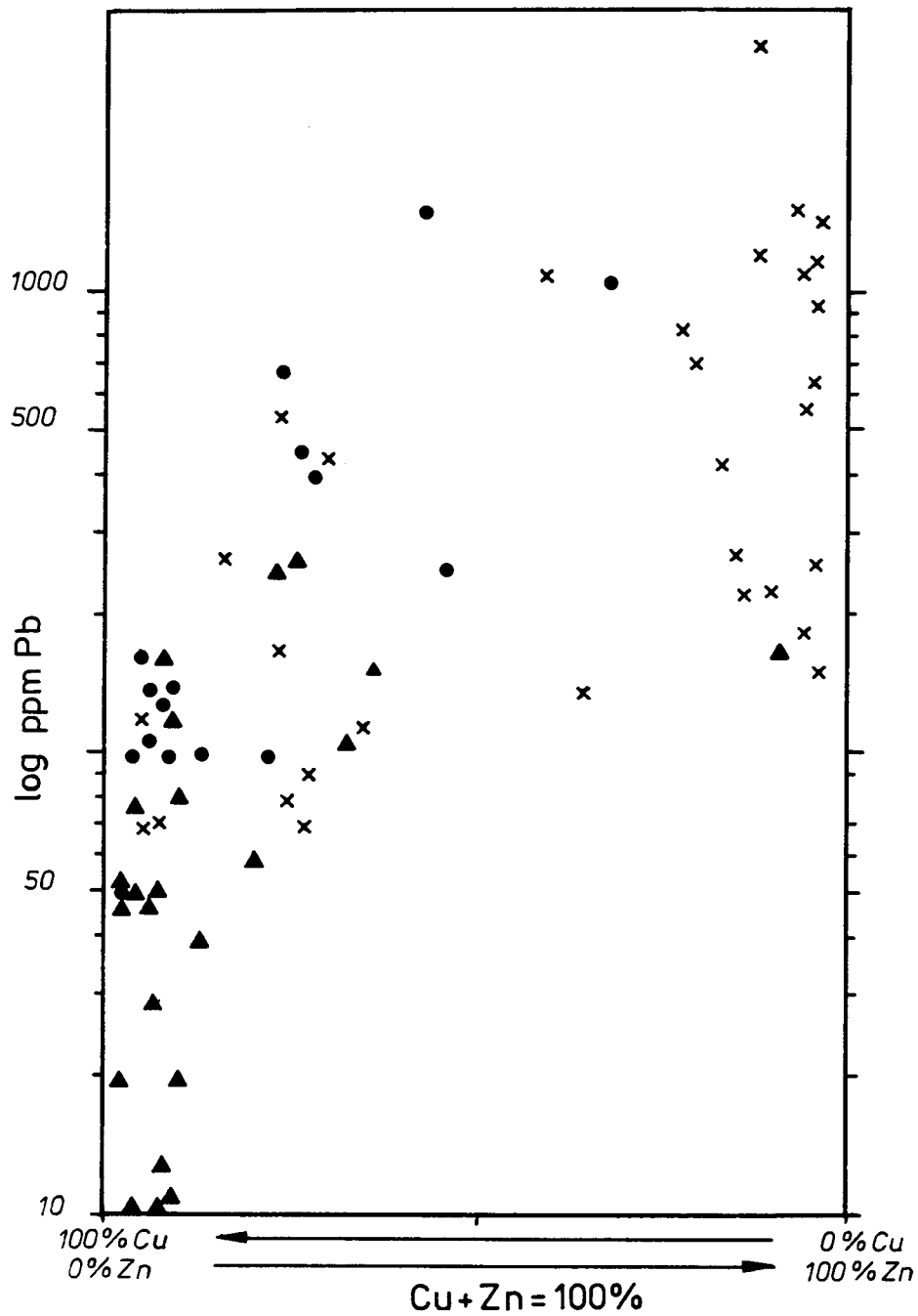


Abb. 50: Verteilung von Pb in den massiven Erzarten von Joma, die Pb-Werte sind gegen die auf 100 normierten Cu + Zn-Gehalte aufgetragen.

- | | | |
|---|---|-----------|
| x | Massive Pyriterze (Erztyp A + B) | $r = 0,3$ |
| ● | Kupferkies-Pyriterze (Erztyp C + D) | $r = 0,7$ |
| ▲ | Kupferkies-Magnetkies-Erze (Erztyp E + F) | $r = 0,4$ |

(r = Korrelationskoeffizient von Zn/Pb)

- Ag:** siehe Kap. 3.4
- Au:** Die Goldgehalte im Erzkörper dürften sich auf 0,1 - 0,3 ppm belaufen. Die 5 analysierten, in der Regel Ag-reichen Proben zeigten zwischen 0,5 und 1,3 ppm Au. Eine Korrelation beider Elemente ist zu erwarten, da Amalgame und Elektrum die einzigen gefundenen Au-Träger sind (Vergleichswerte siehe Tab. 18b).
- Cd:** Zinkblende ist mit durchschnittlich 0,25% Cd erwartungsgemäß der einzige Träger dieses Elements in Joma. Der Korrelationskoeffizient Zn/Cd beträgt 0,99. Von etwa 200 ppm in den Pyriterzen sinken die Cd-Werte auf etwa 50 ppm in den Kupferreicherzen (nähere Angaben siehe unter Zinkblende).
- Hg:** Wegen analytischer Schwierigkeiten kann den Hg-Werten nur mit Einschränkungen vertraut werden. Eine eventuelle Unterbestimmung ist nicht auszuschließen. Die ermittelten Werte liegen zwischen 0,5 und 80 ppm. In den kupferreichen Erzen ist scheinbar mehr Hg enthalten als in den Zn-reichen Pyriterzen. Das ist verwunderlich da Zinkblende mit durchschnittlich 40 - 50 ppm Hg noch vor den Amalgamen der wichtigste Träger dieses Elements ist. Im Fahlerz waren keine Ag-Gehalte nachweisbar. Das Verhältnis $(\text{Hg:Zn}) \cdot 10^4$ beträgt nach KRAUME (1955) für den Rammelsberg 2,4. Für Joma errechnet sich ein Wert von 2,7. Skouriotissa zeigt nach den von KORTAN (1970) veröffentlichten Werten einen Quotienten von 7,6.
- Sn:** Die Gehalte schwanken zwischen 1 und 34 ppm. Einziges Sn-Mineral ist der in Spuren gefundene Zinnkies. Wegen der Gitterverwandschaft sind Kupferkies (Ø 5 - 10 ppm) und Zinkblende (Ø 30 ppm) wichtigste Sn-Träger. Die höheren Sn-Gehalte scheinen sich auf die zinkblendereichen Pyriterze zu konzentrieren. Sn-Gehalte sind Indifikationen für mittlere bis höhere Bildungstemperaturen (FLEISCHER, 1955). Ähnliche Sn-Durchschnittswerte zeigen Rammelsberg (50 ppm) Stekenjokk (10 ppm) und Skouriotissa/Zypern (20 ppm) (KRAUME, 1955; JUVE, 1974 und KORTAN, 1970).
- Mo:** Die durchschnittlichen Gehalte nehmen von 200 ppm im Pyriterz, über 100 ppm im Kupferkies-Pyriterz auf 50 ppm im Kupferkies-Magnetkies-Erz zur Basis des Erzkörpers hin ab. Einziges Trägermineral scheint Molybdänglanz zu sein. Im Kupferkies konnten durchschnittlich 10 ppm, und in der Zinkblende 20 ppm Mo nachgewiesen

werden. Für norwegische Kieserze sind die Mo-Gehalte relativ hoch. Sie entsprechen etwa den Werten von Skouriotissa, die nach KORTAN (1970) zwischen 100 und 260 ppm liegen.

Mn: Die durchschnittlichen Mn-Werte liegen zwischen 500 - 700 ppm. Ein markanter Verteilungstrend konnte nicht festgestellt werden. Wichtige Manganträger sind neben den Karbonaten (Ø 200 ppm Mn), Pyrit (Ø 400 ppm), Magnetkies (Ø ≈ 500 ppm), Kupferkies (Ø 350 ppm) und Zinkblende (Ø 500 ppm). Verglichen mit anderen karbonatreichen Lagerstätten ist Joma eher manganarm, was besonders durch die niedrigen Mn-Gehalte des Calcits zum Ausdruck kommt. Für den Rammelsberg gibt KRAUME (1955) einen Durchschnitt von 1,3% Mn an.

Im Gegensatz dazu sind die Eisensulfide und der Kupferkies als relativ Mn-reich einzustufen. Die Gehalte der Zinkblende liegen durchschnittlich hoch (CRAIG et al., 1984). Nach FLEISCHER (1955) steigen die Mn-Gehalte gemeinsam mit dem Einbau von Fe ins Zinkblendegitter an. Aussagen zur Genese lassen sich nicht ableiten. Ein "Manganhalo" in den Nebengesteinen, wie z. B. von Meggen beschrieben (EHRENBURG, 1954) existiert nicht. Die Grünschiefer (Ø = 0,14% MnO) und die Chloritschiefer (Ø = 0,12% MnO) liegen im Umfeld der Lagerstätte unter den Durchschnittswerten tholeiitischer Basalte (Ø = 0,18% MnO nach WEDEPOHL, 1969).

Co: Wie schon der Mineralchemismus erwarten läßt, zeigen auch die Erze eine deutliche Vormacht von Co gegenüber Ni. Die Kupferkies-Magnetkies-Erze enthalten mit Ø 600 ppm etwa viermal so viel Co wie die Pyriterze mit Ø 130 ppm. Das entspricht der von CARSTENS (1942) in Løkken gemachten Beobachtung, daß Co (und Se) proportional zum Cu-Gehalt ansteigt. In Løkken zeigte der "eksportkis" 900 ppm Co und 50 ppm Ni. Pyrit trat dort scheinbar als einziger Träger dieses Elements auf.

In Joma dürften die hohen Co-Gehalte der Kupfererze auf das Vorkommen von Kobaltglanz zurückzuführen sein. Ähnliche Co/Ni-Verhältnisse des Gesamterzes berichtet KORTAN (1970) von Skouriotissa (330 ppm Co und 30 ppm Ni). Für das durchschnittliche Fördererz des Rammelsberges gibt KRAUME (1955) 150 ppm Co und 20 ppm Ni an. Ähnliche Werte gelten für Meggen (EHRENBURG, 1954).

Ni: Leider standen nicht ausreichend Ni-Analysen zur Verfügung, um nähere Aussagen zur Verteilung dieses Elements zu machen. Die wenigen Werte lassen einen Durchschnitt von < 40 ppm Ni erwarten. Nickelminerale wurden nicht beobachtet.

As: Mit durchschnittlich etwa 500 ppm As (20 - 3000 ppm) liegen die Jomaerze etwa im Durchschnitt vergleichbarer Kieseze. So gibt JUVE (1974) für Stekenjokk 100 - 1000 ppm an, KRAUME (1955) für den Rammelsberg 500 ppm und KORTAN (1970) nennt für kupferreiches Pyriterz von Skouriotissa 200 ppm As. Arsenkies und untergeordnet Kobalddglanz wurden als As-Träger identifiziert.

Sb: Durchschnittlich hohen As Werten stehen außerordentlich niedrige Sb-Gehalte gegenüber. Keine der untersuchten Proben zeigte mehr als 5 ppm Sb.

Das Fördererz des Rammelsberges hat etwa 800 ppm Sb (KRAUME, 1955), Meggen durchschnittlich 20 ppm (EHRENBURG, 1954), Stekenjokk etwa 50 ppm (JUVE, 1974) und Skouriotissa 30 - 100 ppm Sb (KORTAN, 1970). Erstaunlicherweise sind trotzdem in Spuren Sb-Minerale zu finden (Tetraedrit, Pyargyrit)!

Bi: Die Bi-Gehalte liegen in der selben Größenordnung wie die Sb-Gehalte. Der Durchschnittswert für das Jomaerz liegt sicherlich unter 5 ppm. Das Vorkommen von gediegenem Wismut und Wismutglanz zeigt, daß die Konzentrationen lokal zur Bildung eigenständiger Bi-Phasen ausgereicht haben.

Die Lagerstätte Stekenjokk zeigt in den Kupfererzen Gehalte von 50 - 100 ppm (JUVE, 1974), im Rammelsberg treten im Mittel 70 ppm auf (KRAUME, 1955). Die zyprischen Kieseze können bis 400 ppm Bi aufweisen (WOLFF, 1964).

Se: Se ist das einzige der untersuchten Spurenelemente, das im Jomaerz außergewöhnlich stark angereichert ist. Wegen der nur sehr beschränkten Analysenmöglichkeiten mußte auf eine weitere Untersuchung dieses Phänomens verzichtet werden. Die 5 analysierten Erzproben zeigten zwischen 50 und 350 ppm Se. Wesentliche Se-Träger sind Pyrit (Ø 200 ppm), gefolgt von Kupferkies mit 100 - 150 ppm und Zinkblende mit 80 - 100 ppm Se. Eigenständige Se-Minerale wurden bislang nicht entdeckt.

Die Pyriterze der Nachbarlagerstätte Stekenjokk enthalten nach JUVE (1974) nur ca. 20 - 90 ppm Se. Hier gibt es mit Clausthalit (PbSe) ein selbständiges Mineral. Die

Rammelsberger Zinkblende weist nach TISCHENDORF (1966) 18 - 20 ppm Se auf. Die Pyriterze von Løkken zeigen Werte < 10 ppm (CARSTENS, 1942). In den Sulfiden wird Se als Ersatz für S eingebaut. Dieser Austausch erfolgt bevorzugt bei höheren Bildungstemperaturen (meso-katathermale Bedingungen). Rein sedimentär gebildete Pyrite binden nur geringe Mengen Se (FLEISCHER, 1955).

- Te:** Te ist mit Gehalten von etwa 1 ppm gerade noch nachweisbar. Im Kupferkonzentrat wurden 0,9 ppm festgestellt, im Zinkkonzentrat 0,7 ppm Te. Sowohl in Stekenjokk (JUVE, 1974), als auch in der benachbarten Borvasselv-Vererzung (HORBACH, 1988) konnten Telluridminerale (Pb-Ag-Bi-Te-Verbindungen) in Spuren nachgewiesen werden. Telluridvorkommen werden auch von Sulitjelma (MALVIK et al., 1984) und vom Grimsdalen b. Follidal (PEDERSEN, 1979) berichtet.
- Ga:** Gallium ist ein typisches Spurenelement in Kupferkies und Zinkblende, das besonders unter niedrig thermaler Bedingungen diadoch eingebaut wird. Die Joma-Zinkblenden zeigen Werte zwischen 5 und 50 ppm Ga, im Kupferkies konnten nur Gehalte < 1 ppm bestimmt werden. Diese Werte liegen im Durchschnitt vergleichbarer Kieserze.
- In:** Eine ähnliche geochemische Affinität zeigt Indium. In Zinkblendeproben wurden zwischen < 1 - 10 ppm In gemessen, Kupferkies enthielt 0,5 - 5 ppm In. Stärkere In-Anreicherungen treten bevorzugt im höher thermalen Milieu auf. Damit ist das häufig inverse Verhalten von In gegenüber Ga + Ge zu erklären (FLEISCHER, 1955). Verglichen mit anderen Kieserzen sind die In-Gehalte in Joma relativ niedrig. Der Rammelsberg hat Ø 20 ppm In (KRAUME, 1955).
- Ge:** Die Germaniumwerte liegen im Jomaerz unter 2 ppm. Zinkblende hat Gehalte von 0,4 - 6 ppm. In kupferkies-reichen Erzen wurden 1 - 1,8 ppm Ge ermittelt. Damit liegen die Ge-Werte in Joma ähnlich niedrig wie in anderen norwegischen Kiesvorkommen. Für den Rammelsberg nennt KRAUME (1955) Ø 4 ppm Ge.

Tl: Thallium ist ebenfalls ein sehr seltenes Spurenelement im Jomaerz. Die Durchschnittswerte liegen bei 1 ppm. Wichtige Tl-Träger scheinen neben Pyrit ($\approx 1,5$ ppm), Zinkblende (0,7 - 4,5 ppm) und Kupferkies (2 ppm) zu sein. Der Rammelsberg (KRAUME, 1955) hat z. B. $\varnothing$ 10 ppm Tl und Meggen (EHRENBURG, 1954) sogar $\varnothing$ 50 ppm Tl.

3.4 Zur Mineralogie und Geochemie des Silbers

Ein wichtiges Teilziel dieser Arbeit war die Klärung der Mineralogie und Verteilung der Silberträger im Jomaerz. Dieser Aspekt ist insofern von großer Bedeutung, weil Ag nach Zn und Cu das dritt wichtigste Wertmetall der Lagerstätte darstellt. Bei der bisherigen Aufbereitungsmethodik konnte nur ein Teil des Ag ausgebracht werden. Bei einem durchschnittlichen Ag-Gehalt von 17 - 20 ppm im Roherz enthalten die Abgänge immer noch etwa 10 ppm Ag.

3.4.1 Mineralchemismus der Silberträger

Im Jomaerz konnten 6 selbständige Ag-Mineralen bestimmt werden. Die erzmikroskopischen Einzelbeschreibungen der Minerale sind unter 3.2.2.2 zu finden.

Nach der Häufigkeit ihres Auftretens geordnet sind zu nennen:

- Amalgame (Ag, Hg) > (Ag, Au, Hg)	+++
- gediegen Silber	++
- Elektrum	+
- Fahlerz (Tetraedrit-Freibergit)	+
- Rotgültigerz (Pyrargyrit)	Sp.
- Silberglanz	Sp.

Amalgame (siehe auch Abb. 38 - 41)

Diese Mineralgruppe stellte sich als der wichtigste Ag-Träger der Lagerstätte heraus. Nach den erzmikroskopischen Befunden haben die Amalgame ihre größte Verbreitung in den Kupferkies-Pyriterzen (Erztyp C), gefolgt von den Kupferkies-Magnetkies-Erzen (Erztyp F) und den karbonatischen Pyriterzen (Erztyp B).

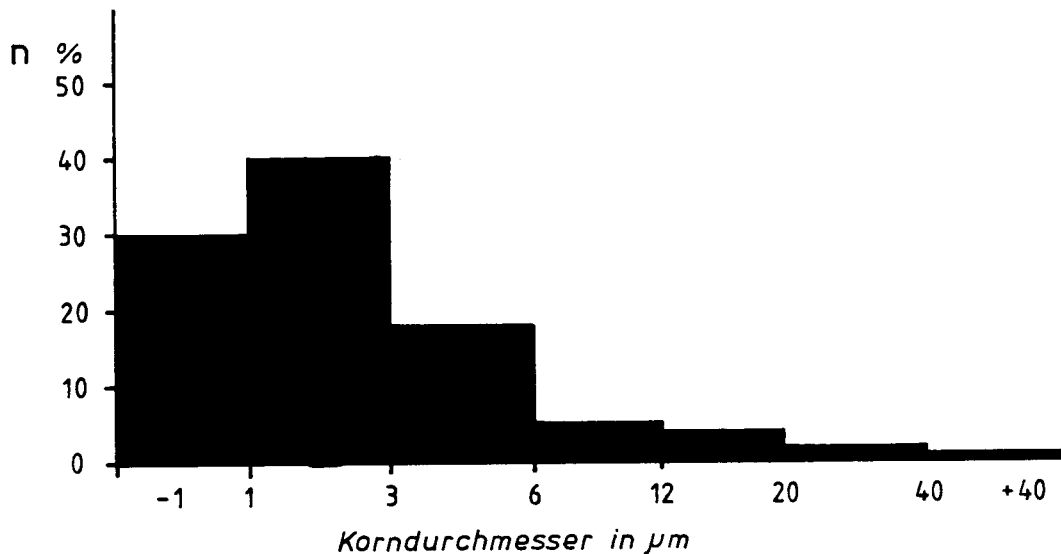


Abb. 51: Korngrößenverteilung von Amalgamen im Jomaerz (mikroskopisch ermittelt aus 12 Anschliffen)

Die Korngrößen schwanken zwischen $< 1 - 50 \text{ ppm}$. Die mikroskopisch ermittelte Korngrößenverteilung zeigt Abb. 51. Häufigster Verwachsungspartner der Amalgamkörner ist Magnetkies, gefolgt von Kupferkies, Pyrit und Zinkblende.

Der Mineralchemismus konnte nur an den größeren Körnern quantitativ untersucht werden. Tab. 16 und Abb. 52 fassen die Ergebnisse der Mikroanalyse zusammen.

Die Amalgame zeigen eine stark schwankende Zusammensetzung (Ag: 46 - 66%; Au: 0,3 - 35%; Hg: 17 - 51%; Cu: 0,1 - 2,1%). Welche Mischungsreihen hier im einzelnen vorliegen konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden. Die Au-armen Amalgamen sind von der Zusammensetzung her Kongsbergiten (Ag, Hg) ähnlich.

Auffällig ist eine annähernd systematische Verteilung der Amalgamarten. Die größeren, Au-führenden Körner sind fast immer mit Kupferkies $\pm$ Magnetkies und Pyrit verwachsen. Die durchwegs feinkörnigen ($< 5 \mu\text{m}$), reinen Ag-Amalgame kommen dagegen hauptsächlich als Einschlüsse im Magnetkies vor.

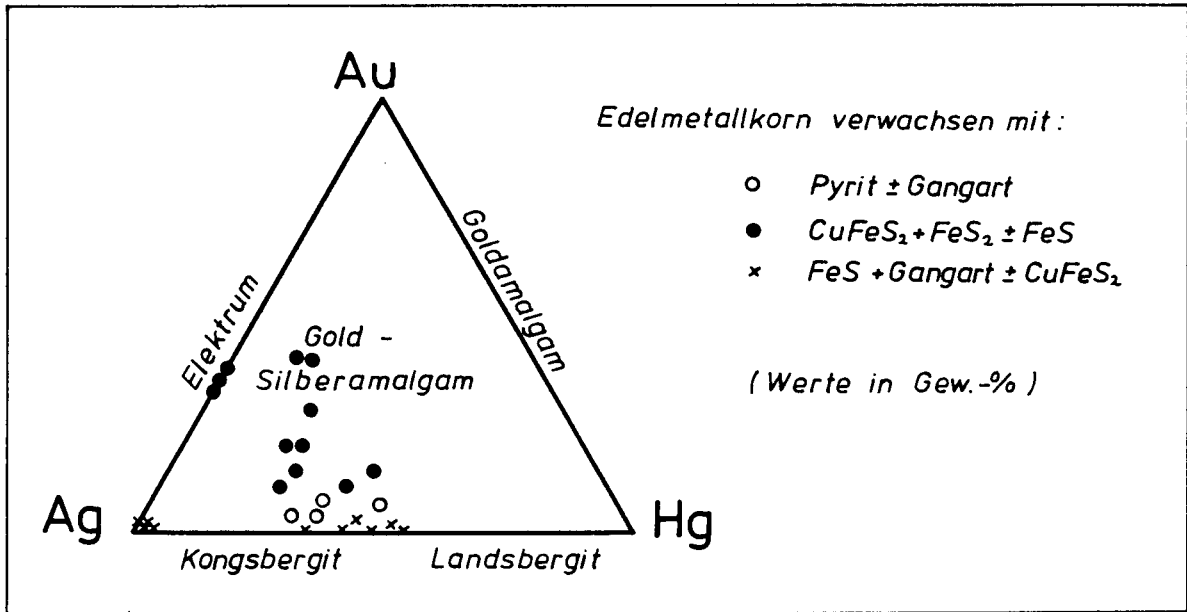


Abb. 52: Mikroanalysen von Edelmetallkörnern im Jomaerz (REM) dargestellt im Au-Ag-Hg-Dreiecksdiagramm.

Probe	Zahl der Messungen	Durchschnittsgehalte in Gew.-%				Verhältnisse der Edelmetalle		
		Ag	Au	Hg	Cu	Ag : Hg	Ag : Au	Hg : Au
a.)	(3)	57,4	7,9	34,4	0,3	1,6	7,3	4,4
b.)	(3)	65,8	10,5	23,6	0,1	2,8	6,3	2,2
c.)	(2)	56,1	21,1	21,8	1,0	2,6	2,7	1,0
d.)	(2)	65,5	4,8	29,4	0,2	2,2	13,6	6,1
e.)	(3)	48,3	0,3	50,6	0,8	0,9	161	168
f.)	(4)	45,8	35,4	16,7	2,1	2,7	1,3	0,5

Tab. 16: Mikroanalysen von Ag-Au-Amalgamen

- Probe 480/J01. Kupferkies-Magnetkies-Erz, Amalgam verwachsen mit Mk, Py + Gangart
- Probe 375/01.05., Kupferkies-Magnetkies-Erz, Amalgam verwachsen Cuk, Py und etwas Mk
- Probe 374/01.05., Kupferkies-Pyrit-Erz, Amalgam verwachsen mit Py und Cuk
- Probe 375/01.06., Quarziges Pyriterz, Amalgam verwachsen mit Py und Gangart
- Probe 375/01.09., Kupferkies-Pyrit-Erz, Amalgam verwachsen mit Mk und Gangart
- Probe Bh 631/70,05 m, Kupferkies-Pyrit-Erz, Amalgam verwachsen mit Py und Cuk

Silber

Dieses Mineral wurde wie schon beschrieben als Zementationsprodukt gedeutet. Es erwies sich mikroanalytisch als ziemlich reines Ag. Als Silberträger kommt ihm nur in den obersten Teilen des Lagers eine größere Bedeutung zu. Dasselbe gilt für den Silberglanz.

Elektrum

Wegen seiner Seltenheit spielt Elektrum als Ag-Träger nur eine sehr untergeordnete Rolle. Mikrochemische Untersuchungen an 2 Körnern einer Kupferkies-Pyrit-Probe ergaben:

50 - 60 Gew.-% Ag und 40 - 50 Gew.-% Au

Fahlerz

Die Bedeutung der z. T. recht Ag-reichen Fahlerze als Ag-Träger konnte nicht vollständig geklärt werden. In den untersuchten Schliffen konnte nur ganz selten Fahlerz identifiziert werden. Möglicherweise wurde das Mineral in feinen Verwachsungen übersehen. Die REM-Untersuchung von Fahlerzkörnern in 2 Pyritproben ergaben folgendes Resultat (Tab. 17):

Probe	Fe	Cu	Ag	Sb	As	S	Σ
JTB/02.04.	6,0	25,3	19,0	26,2	Sp	22,8	99,3
JTB/01.13.	4,1	21,8	23,4	25,2	Sp	23,9	98,4
(MALVIK et al., 1984)	6,6	15,4	34,3	24,7	n.b.	20,7	101,7

Tab. 17: Mikroanalysen von Fahlerzen (in Gew.-%)

Für kaledonische Kieseze stellen solche hohen Ag-Gehalte eine große Ausnahme dar. Die Literaturwerte anderer Lagerstätten liegen wesentlich niedriger:

Stekenjokk: Ø 1,8% (JUVE, 1974); Tverrfjell: Ø 3,9%, Killingdal: Ø 9,4%, Bleikvassli: Ø 6% und Sulitjelma: etwa 1% (alle nach MALVIK et al., 1984).

Von Bedeutung ist die Frage, inwieweit Ag in "getarnter Form" im Gitter von anderen Mineralen eingebaut ist.

- **Bleiglanz**, normalerweise klassischer Ag-Träger scheint in Joma Ag-arm ($< 0,05\%$) zu sein. Da PbS nur mit etwa 0,1 Vol.-% am Aufbau der Lagerstätte beteiligt ist, kann ihm lediglich eine untergeordnete Rolle als Ag-Träger zugeschrieben werden.
- **Kupferkies**, zeigte in separierten Proben 20 - 60 ppm Ag. Nach erzmikroskopischen Erkenntnissen sind Amalgameinschlüsse hier zwar unwahrscheinlich, doch auch nicht völlig auszuschließen.

LAMMA-Untersuchungen* an einigen Kupferkieskörnern zeigten keine nachweisbaren Ag-Gehalte.

- **Zinkblende** zeigt in "reiner" Form zwischen 20 und 50 ppm Ag. Die Ag-Gehalte der Aufbereitungskonzentrate der Grube (1981 - 83) liegen ebenfalls zwischen 20 und 30 ppm. Feine Verwachsungen von Bleiglanz, Amalgam oder Fahlerz sind auch hier nicht auszuschließen.
- **Magnetkies** und **Pyrit** zeigten Ag-Gehalte von < 10 ppm.

Von den Hauptsulfiden scheint nur Kupferkies eine gewisse Rolle als Ag-Träger zu spielen. Weitere Untersuchungen wären hier angebracht.

* LAMMA = Lasermassenspektrometer

Diese Untersuchung wurde von Frau Dr. B. Gigowski/Preussag AG Metall 1983 durchgeführt.

3.4.2 Verteilung des Silbers in den Erzarten

Das massive Lagererz hat einen Durchschnittsgehalt von 15 - 20 ppm Ag. Die analysierten Handstückproben zeigten Ag-Gehalte von < 5 - 250 ppm. Aufgeschlüsselt nach Erzarten ergab sich folgende Verteilung:

Erzart	n	$\bar{x}$	Variationsbreite
A Massive quarzige Pyriterze	17	20	10 - 70
B Karbonatische Pyriterze	18	25	5 - 90
C Massive Kupferkies-Pyriterze	17	60	10 - 240
F Kupferkies-Magnetkies-Erze	17	50	10 - 170
J Mobilisate	5	140	20 - 250

Tab. 18a: Silberverteilung in den wichtigsten Erzarten (Angaben in ppm)

Die kupferreichen Erze an der Basis des Lagers (Erzzone II) haben durchschnittlich fast doppelt so hohe Ag-Gehalte wie die pyritischen Erze (Erzzone I) im Hangenden. Die Ag-Gehalte der Imprägnationserze (Erzzone III) liegen alle unter 10 ppm.

Als außergewöhnlich Ag-reich erwiesen sich einige Kupferkiesmobilisate auf F2-Störungen. Ähnliche Erscheinungen wurden u. a. von Bleikvassli und Sulitjelma beschrieben (VOKES, 1969). Als Ag-Phasen konnten in den Mobilisaten nur Amalgamkörner bestimmt werden.

Die Au- und Ag-Werte verhalten sich proportional, wie die Existenz von Au-führenden Amalgamen und Elektrum erwarten läßt. Mit einem Au:Ag-Quotienten von 100 liegen die Jomaerze etwa im Mittelfeld der Vergleichswerte (Tab. 18b).

Lagerstätte	Ag	Au	Ag:Au	Zitat
Joma	20	0,2	100	
Løkken	16	0,2	80	MALVIK et al. (1984)
Tverrfjell	18	0,1	180	"
Stekenjokk	53	0,25	212	JUVE (1974)
Sulitjelma	10	0,1	100	KRAUSE (1956)
Killingdal (1954)	39	0,1	390	VOKES in WOLF (1976)
Bleikvassli	30	-	-	VOKES in WOLF (1976)
Lillefjell (Meråker)	15	0,5	30	VOKES in WOLF (1976)
N.Gjettryggen (Folldal)	31	0,2	155	VOKES in WOLF (1976)
Skouriotissa	35	2,5	14	KORTAN (1970)
Rammelsberg	160	1,2	150	KRAUME (1955)
ostpazifischer Rücken	71	0,09	750	HANNINGTON et al.(1986)
21°N-Mineralisation				
"Kuroko"	95	1,5	63	OHMOTO (1983)
Besshi	60	4	15	TATSUMI (1970)

Tab. 18b: Edelmetallgehalte verschiedener massiver Sulfiderzvorkommen

Die Ag-Werte von ca. 70 Analysen sind in Abb. 53 gegen die Zn- bzw. Cu-Gehalte aufgetragen. Ag und Zn zeigen einen negativen Korrelationstrend. Hingegen ist ein gemeinsamer Anstieg von Ag und Cu in Erzen mit mittleren Ag-Gehalten (bis 70 ppm) festzustellen.

Im Gegensatz zu vielen anderen Kieslagerstätten (nach FRANKLIN et al., 1981 z. B. der Kuroko-Typ) zeigt Joma keine stärkeren Ag-Anreicherungen in der hangenden Zn- (Pb)-Pyritparagenese. Eine merkliche Konzentration der Edelmetalle beschränkt sich auf die Cu-reiche Paragenese, die vorzugsweise an der Basis des Lagers auftritt.

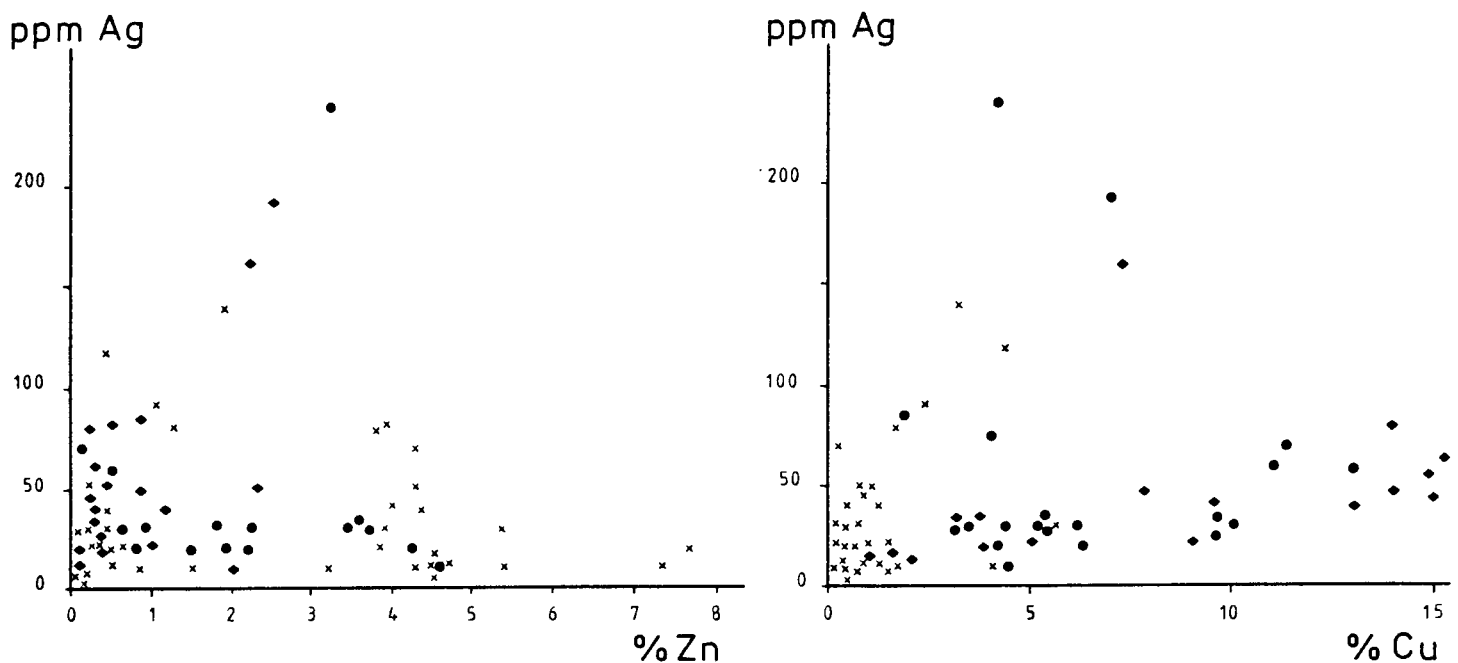


Abb. 53: Verteilung der Silbergehalte in Abhängigkeit von den Zink- bzw. Kupfergehalten im Lagererz von Joma

- x Massivite Pyrit
- Massivite Kupferkies - Pyrit - Erze
- ◆ Kupferkies - Magnetkies - Erze

4. Die Nebengesteine der Lagerstätte

4.1 Petrographie der Nebengesteine

4.1.1 Die Gesteine der Grünschiefergruppe

Die Gesteine der Grünschiefergruppe dominieren im Umfeld der Lagerstätte. Sie bilden das eigentliche Muttergestein der Vererzung.

Die meisten Grünschiefer sind feinkörnige (durchschnittliche Korngröße $< 0,1$ mm), graugrüne, oft deutlich schiefrige Gesteine. Im Handstück sind grob- bis feinlagige Texturen erkennbar. Wechsel von hellen und dunklen Lagen im cm-Bereich sind verbreitet. Die massive, etwas grobkörnigere, fast richtungslos-körnige Ausbildungsform wird nach der Geländeansprache als "Grünstein" bezeichnet. Das Edukt dieses Gesteinstyps ist Basaltlava ("Kissenlaven").

4.1.1.1 Qualitativer und quantitativer Mineralbestand

Der Mineralbestand der Grünschiefer setzt sich zusammen aus den Hauptbestandteilen Aktinolith, Klinozoisit, Epidot, Albit und Chlorit, den Nebengemengteilen Calcit, Quarz, Serizit und Titanit sowie den Akzessorien Rutil, Apatit, Zirkon, Orthit und Turmalin.

Die Anteile der einzelnen Minerale können stark schwanken. Am homogensten ist die modale Verteilung in den massiven Grünsteinen, besonders in den Kernen der "Kissenlava". Sie entspricht weitgehend der durchschnittlichen Zusammensetzung aller Grünschiefer des "mittleren Grünsteinzuges" (Tab. 19).

Die Zusammensetzungen 17 ausgewählter Proben der Grünschiefergruppe sind Anlage 8 zu entnehmen.

In einiger Entfernung vom Erzkörper (Im Hangenden > 50 - 100 m, im Liegenden > 1 - 5 m) zeigen die Grünschiefer keine wesentlichen mineralogischen und geochemischen Unterschiede mehr. Es ist lediglich ein gewisser Trend feststellbar, wonach die Proben aus dem Liegenden reicher an Epidot und Klinozoisit sowie Calcit sind. Die Grünschiefer der hangenden Serie haben hingegen einen höheren MgFe-Chlorit (z. T. Mg-Chlorit)-Anteil und sind sehr arm an Calcit. Diese Gesteine gehen scheinbar stufenlos in die hellen Albit-Mg-Chlorit-Schiefer über (siehe Kap. 4.1.2).

Mineral	Grünschiefer n = 27			Grünsteine n = 11		
	$\bar{x}$	s	Variationsbreite	$\bar{x}$	s	Variationsbreite
Erz	2	1,1	1 - 5	<1	0,5	1 - 2
Calcit	5	4,8	1 - 15	4	2,1	1 - 8
Chlorit	8	4,4	2 - 24	6	2,4	2 - 10
Aktinolith	34	11,7	15 - 52	39	7,0	32 - 52
Klinozoisit + Epidot	34	7,8	19 - 51	33	7,2	25 - 44
Albit+Quarz	12	6,3	3 - 34	12	5,0	8 - 16
Serizit	5	5,1	1 - 11	<1	-	0 - 1
Titanit	4	1,2	2 - 6	4	1,1	2 - 6

Tab. 19: Durchschnittliche Modalbestände von Grünschiefern und Grünsteinen der Grube Joma*

n = Anzahl der Analysen

$\bar{x}$ = arithm. Mittelwert

s = Standardabweichung

* 27 der 38 Proben stammen aus dem Liegenden der Lagerstätte, der Rest aus dem Hangenden. Bis auf 2 Proben gehören alle Grünsteine zur liegenden Nebengesteinsfolge.

Aktinolith bildet langprismatische, meist hypidiomorph ausgebildete Kristalle ohne Endflächen. Die Korngrößen schwanken in der Regel zwischen 0,1 und 1 mm, bei grobkörnigen Grünsteinen können sie aber auch 5 mm erreichen. Die Eigenfarbe ist blaß gelblichgrün, ein schwacher Pleochroismus ist gelegentlich feststellbar. Die mittlere Auslöschungsschiefe im Schnitt // (010) beträgt fast konstant 16 - 18°. Nur selten sind einfache Zwillinge nach (100) zu finden. Aufgrund des unterschiedlichen Blasteseverhaltens können 2 Aktinolithgenerationen unterschieden werden:

Aktinolith I ist gewöhnlich in die 1. Schieferung eingeregelt bzw. eingefaltet. Häufig sind die Nadeln gebogen, oder kataklastisch zerbrochen. Große kataklastische Aktinolithe werden gelegentlich von kleineren Kristallen der jüngeren Generation durchspießt. Aktinolith I ist als syn- bis postdeformatives Kristallisationsprodukt der älteren tektonischen Phase (D1) einzustufen.

Aktinolith II tritt mengenmäßig in den Hintergrund zurück. Die stengeligen Kristalle haben unabhängig von einer Stresseinwirkung die älteren (S1) Schieferungsflächen quer durchwachsen. Typisch sind wirrstrahlige, büschelige Aggregate. Ein Teil dieser Aktinolithgeneration ist parallel zur 2. Schieferung orientiert. Somit handelt es sich um eine syn- bis postdeformative Bildung der jüngeren tektonischen Phase (D2).

Beide Generationen sind auch in den anderen aktinolithführenden, schiefrigen Gesteinen, sowie in Pyriterzen mit aktinolithischer Gangart auszuhalten. Über mögliche, mikrochemische Unterschiede kann aufgrund der wenigen Analysen keine sichere Aussagen gemacht werden (Resultate siehe Kap. 4.2.3, Tab. 23 und 29, Abb. 66).

Klinozoisit ist das häufigste Mineral der Epidotfamilie, das in den Grünschiefern beobachtet wurde. Als Matrixmineral sind kleine (< 0,05 mm), rundliche, isometrische Körner vorherrschend. Sie bilden allein, oder verwachsen mit Epidot, Albit, Calcit und Mg-Fe-Chlorit Nester oder Zwickelfüllungen zwischen den größeren Aktinolithaggregaten. Größere Körner (0,1 - 0,5 mm) sind dagegen hypidiomorph ausgebildet, und zeigen einen säulig nach b quergestreckten Habitus. Klinozoisit ist fast farblos bis blaßgelb, und zeigt stets die sehr markante, leuchtend graublaue übernormale Interferenzfarbe. Alle untersuchten Körner zeigten im Schnitt (010) eine Auslöschungsschiefe von 22 - 28° (Z_{Λa}).

Der orthorhombische **Zoisit** konnte nicht nachgewiesen werden. Eine Unterscheidung verschiedener Generationen ist nicht sicher möglich. Lediglich auf Klüften finden sich jüngere, posttektonisch gebildete, gangartige, grobkörnige (pseudopegmatitische) **Klinozoisit-Quarz-Calcit** ± **Muskovit-Füllungen**.

Epidot tritt in den Grünschiefern stets gemeinsam mit dem mengenmäßig vorherrschenden **Klinozoisit** auf. Häufig bilden beide Minerale zusammen mit **Titanit** innige Verwachsungen. Trotz der optischen Unterschiede sind die beteiligten Phasen oft nur schwer auflösbar. **Epidot** ist gemeinsam mit **MgFe-Chlorit** gehäuft im Krusten- und Zwickelfüllungsmaterial der "Kissenlava-Serien" anzutreffen (z. T. ehemalige Hyaloklastite). Gelegentlich ließen sich schalig -zonare Verwachsungen von **Klinozoisit**manteln um **Epidotkerne** beobachten.

Albit ist das einzige Mineral der Plagioklasreihe, das in den Grünschiefern festgestellt wurde. Mengenmäßig tritt es weit hinter den oben genannten Mineralen zurück. In der Regel erscheint **Albit** in Form kleiner (< 0,05 mm) xenomorpher, vorherrschend unverzwillingter Körner. Diese bilden allein oder seltener mit **Quarz** verwachsen isometrische Mosaik, die als Nester zwischen den größeren **Klinozoisit-Aktinolithverwachsungen** auftreten. U-Tischuntersuchungen, sowie einige Mikrosondenmessungen ergaben, daß die an-Gehalte im Durchschnitt bei 8 Mol.-% liegen.

Chlorit ist untergeordnet mit stark schwankenden Anteilen am Mineralbestand der Grünschiefer beteiligt.

Nach den mikroskopischen Befunden handelt es sich vorherrschend um **MgFe-Chlorit**, (Typ III; blaßgrüne Eigenfarbe, anormal grünlichbraune Interferenzfarbe, optisch positiv) der gelegentlich Übergänge zu **Mg-reichem Chlorit** (Typ II; fast farblos, normale graue Interferenzfarbe, optisch positiv). In den hangenden Grünschiefern treten die **Mg-reichen Chlorite** gehäuft im Übergangsbereich zu den **Albit-Chlorit-Gesteinen** auf. Im Liegenden beschränkt sich ihr Vorkommen auf die unmittelbare Nähe des Erzkörpers.

Chlorit ist in der Regel feinblättrig-schuppig ausgebildet (0,05 - 0,2 mm groß). Nur selten ist er am Aufbau der Matrix beteiligt, vorwiegend bilden **Chlorit-Calcit** ± **Quarz-Verwachsungen** mm große, ins Parallelgefüge eingeregelter Linsen oder Schlieren. Möglicherweise handelt es sich hier um ehemalige Füllungen von Blasen Hohlräumen

("Mandeln"). Grobkörnigerer Chlorit tritt verbreitet gemeinsam mit Calcit als Füllmaterial von Klüften auf.

Eine Gegenüberstellung der unterschiedlichen Chlorittypen und der ermittelten chemischen Daten sind Tab. 22, Tab. 28 und Abb. 65 in Kap. 4.2.3 zu entnehmen.

Quarz tritt nur sporadisch in den Grünschiefern auf, meist in Form einzelner kleiner, xenomorpher Körner in den Albitpflastern. Seltener bildet Quarz selbständige, in die Schieferung eingeregelter, schlierenförmige Linsen. Als Mobilisat tritt Quarz zusammen mit Calcit als grobkörnige Kluftfüllung auf.

Calcit ist das einzige Karbonatmineral in den Grünschiefern. Die stets xenomorphen Körner sind erheblich größer als die Silikatminerale, die oft poikilitisch darin eingeschlossen sind (0,5 - 1 mm). Nur selten ist Calcit als Matrixgemengteil am Gesteinsaufbau beteiligt. Viel häufiger bildet Calcit Gängchen und unregelmäßig verteilte Nester. Calcit scheint stets ein sehr junges Rekristallisationsprodukt zu sein, da die Gleitzwillinge so gut wie nie verbogen sind.

Titanit ist in kleinen Mengen in allen Grünschiefern weit verbreitet. Er bildet gewöhnlich kleine (0,05 mm), xenomorph-rundliche Einzelkörner, die gehäugt in linsenförmigen Nestern auftreten (Insekteneierstrukturen). Größere Kristalle sind hypidiomorph, rautenförmig entwickelt und werden bis zu 0,1 mm groß. Sie schließen gelegentlich kleine runde Rutilkörner ein. Am häufigsten ist Titanit mit Mineralen der Epidotgruppe und Chlorit verwachsen.

4.1.1.2 Gefüge

Alle Gesteine der Grünschiefergruppe zeigen die für regionalmetamorphe Gesteine typischen flächenhaft gerichteten Parallelt Texturen. Die Stärke dieser Regelung hängt im wesentlichen ab von der Mineralverteilung im Gestein, sowie von der Lage des Probepunktes im Hinblick auf die beeinflussenden tektonischen Strukturelemente (Isoklinalfalten, Überschiebungsbahnen).

Die Grünschiefer im engeren Sinne sind zumeist deutlich geschiefert, und zeigen typische kristalloblastische bis kristalloplastische Strukturbilder. Die S1-Schieferung ist das dominierende Gefügeelement, sie ist parallel zum primären Lagengefüge orientiert (bei den Metatuffen erkennbar).

Die Grünschiefermatrix zeichnet sich durch eine relativ gleichkörnige, nematoblastische bis lepidoblastische Struktur aus. Die vorherrschende Form hängt ab vom Verhältnis der stengeligen und blättrigen Komponenten zu den körnigen Gemengteilen.

Die 2. Schieferung ist nur schwach erkennbar, sie wird von eingeregelter Aktinolithnadeln nachgezeichnet. Die massiven Grünsteine (i.b. die Kerne der "Kissenlaven") zeigen nur andeutungsweise eine verschwommene Gefügeregelung, granoblastische-nematoblastische Strukturen sind vorherrschend.

Deformation und Rekristallisation waren so durchdringend, daß keine Relikte des primär magmatischen Mineralbestandes erhalten geblieben sind. Lediglich wenige Strukturelikte konnten in einigen Grünsteinen festgestellt werden. So z. B. Epidotpseudomorphosen nach Plagioklas. Durch die Anordnung der Epidot- und Klinozoisitkörner, sind die polysynthetischen Zwillinge der ehemaligen Feldspatkristalle nachgezeichnet. Am Aufbau der Pseudomorphosen sind außerdem Albit, Serizit und Calcit beteiligt.

4.1.2 Die Gesteine der Mg-Chloritschiefergruppe

Diese Gruppe umfaßt eine große Anzahl unterschiedlicher, meist ausgeprägt schiefriger Gesteine, deren gemeinsames Merkmal die beiden Hauptkomponenten Mg-reicher Chlorit und Albit sind. Das Auftreten dieser Gesteine ist eng an die unmittelbare Nachbarschaft der Sulfidmineralisationen (Pyriterze) geknüpft. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt ganz klar im Hangenden, also stratigraphisch unter dem Erzkörper. Dieser Bereich ist im weitesten Sinne als "hydrothermale Alterationszone" aufzufassen (siehe Kap. 5.1).

Die große Zahl von unterschiedlichen Einzelgesteinen wurde nach petrographischen Kriterien in 6 Untergruppen aufgeteilt. Der Häufigkeit nach geordnet treten auf:

A Albit-Mg-Chlorit-Schiefer

Mg-Chlorit > Albit $\pm$ Aktinolith, Serizit, Epidot

B Aktinolith-Mg-Chlorit-Albit-Schiefer

Albit > Mg-Chlorit > Aktinolith $\pm$ Quarz, Serizit, Epidot

C Albit-Mg-Chlorit-Aktinolith-Schiefer

Aktinolith > Mg-Chlorit + Albit $\pm$ Serizit, Epidot, Quarz

D Albit-Serizit-Schiefer

Serizit > Albit > Mg-Chlorit $\pm$ Quarz, Aktinolith

E Pyrit-Quarz-Albit-Felse

Albit > Quarz > Pyrit $\pm$ Mg-Chlorit

F Albitite

Albit >> Quarz $\pm$ Mg-Chlorit

Die petrographischen und geochemischen Daten 30 ausgewählter Einzelproben dieser Gesteinsgruppe sind den Anlagen 9 und 10 zu entnehmen.

4.1.2.1 Qualitativer und quantitativer Mineralbestand

Die "hellen" Albit-Chlorit-Schiefer setzen sich zusammen aus den Hauptbestandteilen Mg-Chlorit (Typ I und II, siehe Tab. 22), Albit und Aktinolith; den Nebengemengteilen Serizit, Epidot, Klinozoisit, Calcit und Quarz, sowie den Akzessorien Titanit, Apatit und Zirkon.

Tab. 20 gibt die durchschnittlichen modalen Zusammensetzungen der Untergruppen A - E wieder. Anhand dieser Aufstellung wird sichtbar, wie sehr sich die Variationsbreiten der einzelnen Komponenten überlappen. Es zeigt, daß es praktisch fließende Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinstypen gibt.

Mineral	A (n = 45)		B (n = 51)		C (n = 31)		D (n = 25)		E (n = 8)	
	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V
Erz	9,3	<1 - 40	7,4	<1 - 30	4,4	1 - 20	8,2	1 - 29	10,5	4 - 19
Calcit	4,9	<1 - 21	7,7	1 - 36	5,6	<1 - 34	3,7	1 - 19	-	0 - 8
Mg-Chlorit	44,3	18 - 85	19,3	5 - 46	12,6	4 - 26	19,5	4 - 36	12,0	1 - 30
Aktinolith	4,3	1 - 20	7,6	1 - 28	38,0	18 - 64	10,5	5 - 37	-	0 - 6
Epidot + Klinozoisit	3,0	<1 - 18	5,1	<1 - 22	-	0 - 10	3,9	1 - 35	-	- - -
Albit+Quarz	19,2	10 - 32	42,2	16 - 76	24,7	10 - 47	19,2	6 - 45	67,0	60 - 78
Serizit	5,0	<1 - 20	2,7	<1 - 16	3,0	0 - 13	23,4	12 - 54	3,3	1 - 8
Titanit	4,7	1 - 11	7,0	1 - 13	5,7	1 - 9	5,9	2 - 12	2,0	1 - 12

Tab. 20: Durchschnittlicher Modalbestand der Mg-Chlorit-reichen Schiefer

A = Albit-Mg-Chlorit-Schiefer

B = Aktinolith-Mg-Chlorit-Schiefer

C = Albit-Mg-Chlorit-Aktinolith-Schiefer

D = Albit-Serizit-Schiefer

E = Pyrit-Quarz-Albit-Gesteine (inc. F = Albitite)

$\bar{x}$ = arithm. Mittelwerte, v = Variationsbreite

In Abb. 54 a - d sind die Modalanteile von Aktinolith, Epidot + Klinozoisit, Albit ± Quarz und Hellglimmer gegen die modalen (Mg-reichen)-Chloritgehalte aufgetragen. In diesen Diagrammen werden folgende 4, nach Edukttypen grob unterschiedene Gesteinsgruppen ausgehalten: Grünsteine = Metabasalte (ausgefüllte Kreise), Grünschiefer = Metatuffe ± Tuffite (offene Kreise), Metatuffe ± Metasedimente (offene Rauten) und "Mischgesteine" + "Alterationsprodukte" (Kreuze). Diese letzte Gruppe ist äußerst schwierig zu definieren, sie umfaßt vor allem Gesteine mit hohen Mg-Chlorit- und Albitgehalten, die als typische Produkte hydrothermaler Überprägung angesehen werden. Als Edukte kommen sämtliche oben genannten Ausgangsgesteine in Frage. Eine Zuordnung ist aber wegen der schwer abschätzbaren Stärke des Alterationseinflusses fast unmöglich. Die Diagramme zeigen, daß

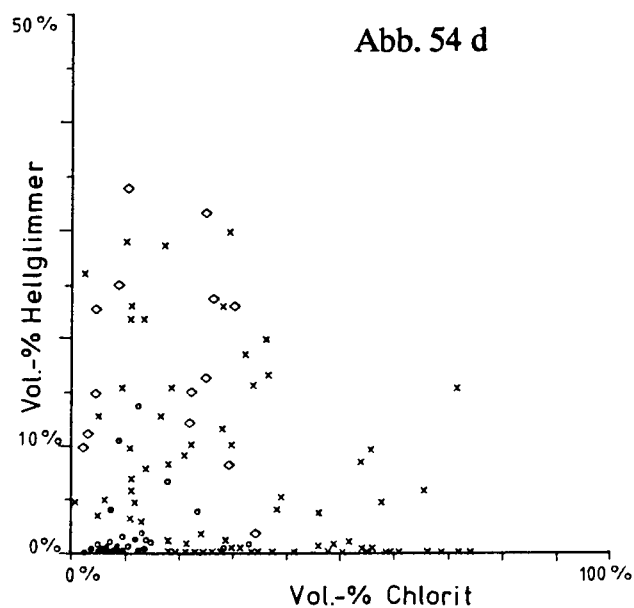
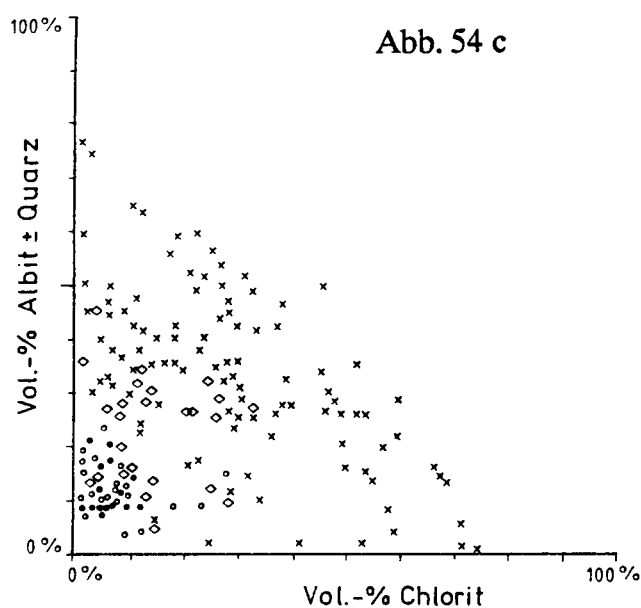
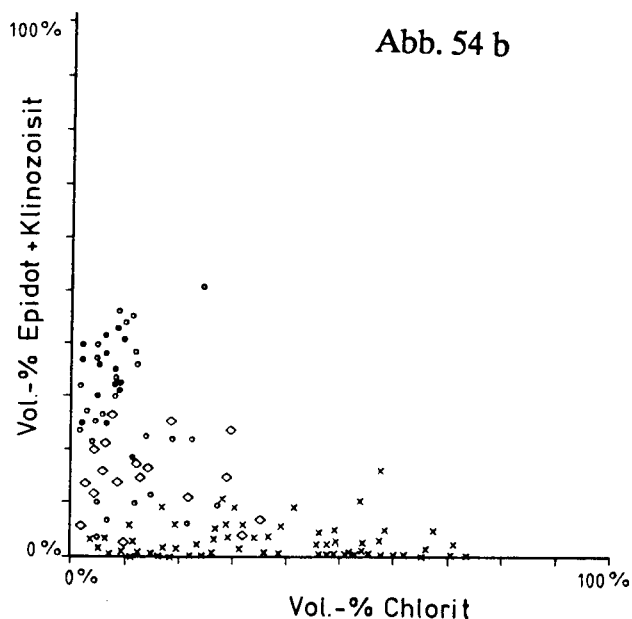
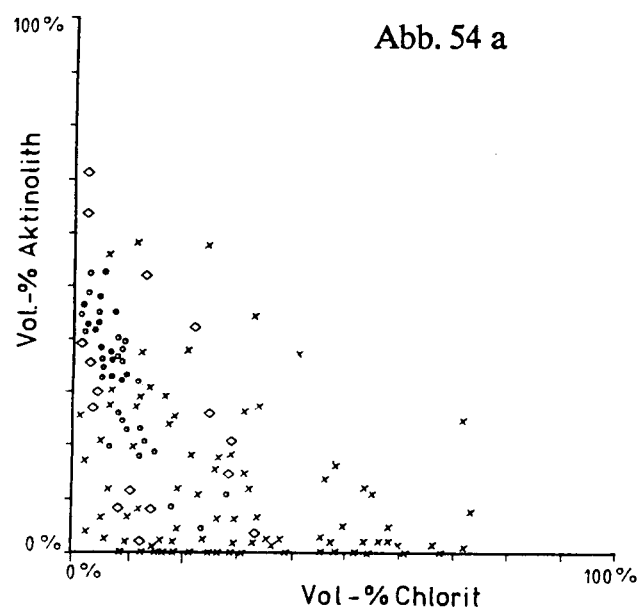


Abb. 54: Verteilung der Minerale Aktinolith, Epidot + Klinozoisit, Albit + Quarz und Hellglimmer in Abhängigkeit vom modalen Mg/MgFe-Chloritgehalt in Grünschiefern und "hellen Chloritschiefern".

- = Grünsteine (Metabasaltlaven)
- o = Grünschiefer (Metabasalttuffe u.a.)
- ◇ = Metatuffe
- x = Albit-Mg-Chlorit-Schiefer (hydrothermal überprägte basaltische Tuffe, Tuffite und Laven)

Grünsteine ± Grünschiefer ein relativ kleines Feld einnehmen. Die "Alterationsgesteine" hingegen zeigen eine erhebliche Variationsbreite besonders im Hinblick auf Albit, Mg-Chlorit und Serizit.

4.1.2.2 Gefüge

Die Gesteine dieser Gruppe sind gewöhnlich sehr feinkörnig (0,01 mm). Verbreitet bei vielen dieser "hellen Schiefer" ist ein deutlicher Lagenbau von Schichten unterschiedlicher mineralischer Zusammensetzung. Dieser kann von einer Wechsellagerung im cm-Bereich bis zu einer Lamination im 0,1 mm-Bereich herabreichen. Am häufigsten sind Wechsel von Mg-chloritreichen, aktinolith-, sulfid-, ± titanit-führenden Lagen und Albit -(± Quarz) Lagen. Wechsellagerungen von Calcit-Albit-Serizit-Schichten und Aktinolith-Chlorit ± Sulfid-Schichten sind charakteristisch für eine Zone in der Nähe des hangenden Erzkontaktes. Als Edukte solcher Gesteine können Tuffite bzw. deren Umlagerungsprodukte angesehen werden.

Die chlorit- und serizitreichen Horizonte zeigen ausgezeichnete Schieferungstexturen (S1 und S2), die oft von einer S1-parallelorientierten Feinfältelung begleitet sind. Die eher gleichkörnig-granoblastisch entwickelten albitreichen Lagen lassen die Foliation nur erahnen.

Ein wichtiger genetischer Befund ist die häufig auftretende Verwachsung von Pyrit/Mg-Chlorit mit oder ohne Calcit. Es sind 3 markante Mineralisationsarten zu unterscheiden:

- a) Konkordante, 0,5 - 10 mm mächtige Lagen oder Linsen in der S1-Schieferung einge-regelt
- b) Geschieferete, diskordante Gängchen oder netzwerkartige, filigrane Durchtrümerung der Schiefermatrix
- c) Parallelorientierte, ausgelängte Nester, Butzen oder Flecken regellos in der Schiefermatrix verteilt.

Die genannten Strukturen sind prätektonisch angelegt und nicht zu verwechseln mit den unter Kap. 3.2.1.2 beschriebenen metamorphen Mobilisaten, die die Kupferreicherze begleiten.

Hier handelt es sich wahrscheinlich um Mineralbildungen, die während des Thermenauftieges erfolgten (siehe Kap. 5.1).

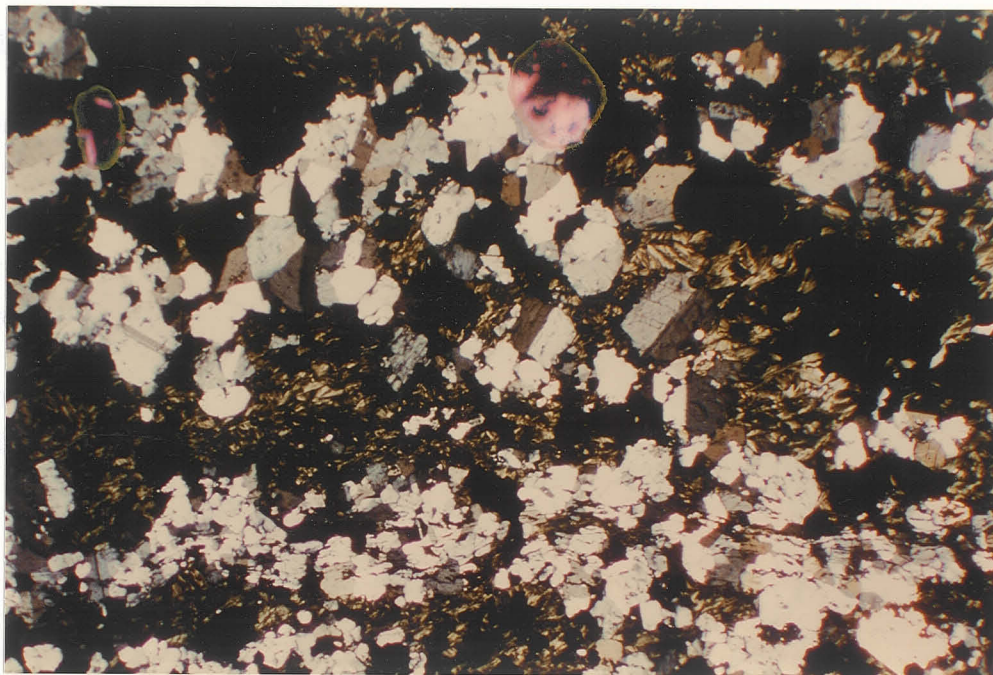


Abb. 55: Vererzter Mg-Chlorit-Albit-Schiefer

Das Gestein zeigt ein Wechsellagerungsgefüge von Mg-Chlorit (bräunlichgrau)/Pyrit (schwarz) - und albitreichen Schichten. Die postdeformativ gesproßten Feldspatblasten sind nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt.

Probe 387/09.02., Dünnschliff, + Nicols, lange Bildkante ca. 7 mm.

4.1.3 Die Gesteine der FeMg-Chloritschiefergruppe

Diese Gruppe umfaßt einige Gesteinsarten, deren gemeinsames Merkmal die Paragenese FeMg-Chlorit, Biotit $\pm$ Stilpnomelan ist. Es gibt eine deutliche genetische Beziehung zwischen dieser Gesteinseinheit und den Kupferkies-Magnetkies-Erzen, die konzentriert im zentralen Teil des Erzkörpers in den stratigraphisch liegenden Partien auftreten. Die vererzten Teile dieser Einheit am Kontakt zum Lager bilden das abbauwürdige Imprägnationserz (Erzzone III).

Nach den vorherrschenden Mineralen lassen sich folgende Untergruppen definieren:

G Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer

FeMg-Chlorit > Biotit > Albit $\pm$ Epidot, Titanit, Magnetkies, Kupferkies

H FeMg-Chloritite

FeMg-Chlorit > > Biotit $\pm$ Stilpnomelan, Albit, Titanit

I Stilpnomelanreiche Gesteine

Stilpnomelan > > FeMg-Chlorit, Calcit, Quarz, Magnetit $\pm$ Biotit, Titanit

Die Einheiten G und H gehen stufenlos ineinander über, meist bilden die feinkörnigen, massigen Chloritite undulöse-schlierige Linsen in den gröberen Biotit-FeMg-Chloritschiefern. Die bis 1 m mächtigen stilpnomelanreichen Horizonte hingegen sind scharf begrenzt und recht massig ausgebildet. Aufgrund ihres kompetenteren Verhaltens bilden sie häufig Boudinagen in den Chloritschiefern.

Die petrographischen und geochemischen Daten von 12 ausgewählten Einzelproben sind Anlage 11: zu entnehmen.

4.1.3.1 Qualitativer und quantitativer Mineralbestand

Mineral	G (n = 24)		H (n = 5)		I (n = 14)	
	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	Variationsbreite	$\bar{x}$	Variationsbreite
Erz	9	2 - 47	4	1 - 8	8	1 - 22
Calcit	2	<1 - 10	-	0 - 1	11	1 - 36
Aktinolith	<1	0 - 7	<1	0 - 2	2	0 - 4
FeMg-Chlorit	44	10 - 78	85	70 - 98	13	2 - 30
Biotit	36	6 - 76	5	1 - 12	11	5 - 23
Epidot	<1	0 - 11	-	0 - 2	-	0 - 3
Albit	11	1 - 40	-	0 - 15	22	10 - 67
Quarz	-	0 - 20	-	-	15	8 - 47
Titanit	5	1 - 10	6	4 - 15	5	1 - 11
Stilpnomelan	<1	0 - 5	-	0 - 4	18	5 - 42

Tab. 21: Durchschnittlicher Mineralbestand der FeMg-Chloritschiefer

G = Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer

H = FeMg-Chloritite

I = Stilpnomelanreiche Gesteine

FeMg-Chlorit ist bei weitem das häufigste Mineral in dieser Gesteinseinheit. Es treten ausschließlich FeMg-Chlorite (Typ V und VI in Tab. 22) auf. Sie haben eine kräftige grüne Eigenfarbe, braunviolette bis stahlblaue übernormale Interferenzfarben und optisch negativen Charakter. Anhand der Ausbildung sind zwei Generationen zu unterscheiden:

FeMg-Chlorit 1 bildet xenomorphe, dünntafelige Körner (0,2 - 0,5 mm), die ausgezeichnet parallel zur Schieferung eingeregelt sind. Die feinblättrigen bis faserigen Chloritaggregate bilden feinverwachsen mit Titanit, Erz, Stilpnomelan ± Karbonat die Matrix in der Blasen von FeMg-Chlorit 2, Biotit, Aktinolith, Epidot und Titanit gesproßt sind. Auf den F2-Über-

schiebungsbahnen, wo Chloritschieferlagen als "Schmiermittel" gewirkt haben, ist der Chlorit fein ausgewalzt, mit einem feinen Erzzerreißel vermengt und von dünnen, parallelorientierten Titanitschnüren begleitet.

FeMg-Chlorit 2 ist die dominierende Form in den Biotit-Chlorit-Schiefern. Das Mineral ist xenomorph bis hypidiomorph dicktafelig (0,5 bis 5 mm) und quer zur S1-Schieferung gesproßt. Die Umwandlung von FeMg-Chlorit 1 in 2 ist in allen Stadien zu beobachten. Die Chloritblasten haben stets ausgefranzte Begrenzungen, und werden oft parallel zur vollkommenen Spaltbarkeit nach (001), in Biotit umgewandelt.

Biotit ist in den meisten Fällen innig mit FeMg-Chlorit 2 verwachsen. Vorherrschend sind xenomorph-hypidiomorphe Blasten (0,1 - 5 mm), die quer zur S1-Schieferung gesproßt sind. Eine undeutliche Orientierung parallel der S2-Schieferung ist gelegentlich zu beobachten. Die Eigenfarbe des Biotits ist braun. Die Körner sind stark pleochroitisch von rötlichgelbbraun nach blaßgelblichbraun. Die großen Blasten schließen oft Erz und Titanit ein. Es sind gut alle Übergangsstadien von FeMg-Chlorit 2 in Biotit zu beobachten. Die Umwandlung beginnt mit der Bildung dünner Lamellen parallel der Chloritspaltbarkeit, diese verbreitern sich und wachsen zusammen bis schließlich das ganze Korn aus Biotit besteht. Es handelt sich hier um eine progressive Mineralumwandlung unter den Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies (Biotitzone).

Albit tritt in sehr wechselnden Mengen auf. Sein Vorkommen in Form xenomorpher Kornpflaster beschränkt sich auf diskrete Lagen in den dunklen Schiefern mit Wechsellagerungsgefügen. In den grobkörnigen Biotit-FeMg-Chloritschiefern formt Albit isolierte Idioblasten (0,5 - 8 mm), die verbreitet Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz bilden, und richtungslos in der Matrix gesproßt sind. Die großen, meist leicht gerundeten Kristalle schließen poikilitisch Karbonat, Chlorit und Titanit ein.

Epidot tritt hier nur untergeordnet und ohne Begleitung von Klinozoisit auf. Er bildet ähnlich wie Albit schöne Idioblasten, die regellos in der Chlorit-Biotit-Matrix gesproßt sind. Die Blasten zeigen gelegentlich einen ausgeprägten Zonarbau, und sind oft reich an feinen Einschlüssen von Erz und Titanit.

Stilpnomelan ist in geringen Mengen weit in den Gesteinen der dunklen Schiefergruppe sowie in den Magnetiterzen verbreitet. Als Hauptgemengteilmittel tritt dieses Mineral verwachsen

Iyp (Symbol im Diagramm)	I	II	III	IV	V	VI
Eigenfarbe	fast farblos mit zartem Grünstich	bläßgrün - gelblich blaßgrün	hell graugrün - gelblich graugrün	graugrün - bräunlich grün	flaschengrün - bläulichgrün	flaschengrün - bläulichgraugrün
Pleochroismus	-	sehr schwach	schwach	deutlich	stark	deutlich
Interferenzfarbe	normal weiß I - hellgrau	fast normal schmutziggrau mit bräunlichem Stich	anormal gelblichgraubraun - grünlich braun	anormal lederbraun - bräunl. olivgrün	anormal braunviolett - blauviolett	anormal graublau-stahlblau selten tintenblau
optischer Charakter	(+)	(+)	(+)	(+), (-)	(-)	(-)
Einstufung nach ALBEE (1962)	Mg-Chlorit	Mg-Chlorit	Mg-Fe-Chlorit	Mg-Fe-Chlorit	Fe-Mg-Chlorit	Fe-Mg-Chlorit
Einstufung nach Mikroanalyse (nach Orthochlorit- Diagramm v. TROCHIM) (FRÖGER, 1971)	Klinochlor/MgPyknochlorit	Mg-Pyknochlorit		Fe-Pyknochlorit Fe-Rhipidolith		Fe-Rhipidolith-Aphrosiderit
Auftreten	-auf Pyrit-Calcit- Irlinern in Albit- Serizit-Chlorit- Schiefer nahe am strat. Lieg. Erzkontakt, -Nester mit Pyrit + Calcit im strat. Lieg. des massiven Pyriterzes -Gangart im Karbo- natreichen massiven Pyriterz	-im hellen Serizit- Albit-Mg-Chlorit- Schiefer weit ver- breitet, besonders im strat. Lieg. des Erzkörpers im Hang nur in unmittelbarer Nähe des Erzes hier auch in karbonatrei- chen Grünschiefern -häufig in Pyrit -Quarz/Albit-Wechsel- lagerungen selten in magnetkiesim- prägnierten Albitge- steinen	-verbreitet in allen Grünschiefern und Grünsteinen im strat. Hang. des Erz- körpers -in Aktinolithschiefern mit Calcit +Pyrit, und Kupferkies lagenbildend -häufig in Erz-Schiefer-Wechsella- gerungen ("Bänderze") seltener auch in Chloritschiefern -selten Gangart im massiven Pyriterz	-verbreitet in allen dunklen Biotit-Chlorit-Gesteinen sowohl im strat. Lieg. des massiven Kupferkies- Magnetkieserzes, als auch in Schiefer- zwischenmitteln im Erzkörper (auf 0 1- Überschiebungsbahnen) -Gangart im Durchbewegterz gelegentlich in dunklen Quarziten (Biotitquarts, Cherts)	-mit Quarz Gangart im Magnetit- erz -mit Fe-reichem Aktinolith in Stilpnomelan- Paragenese verbreitet	

Tab. 22: Chlorite in Erz und Nebengestein der Lagerstätte Joma

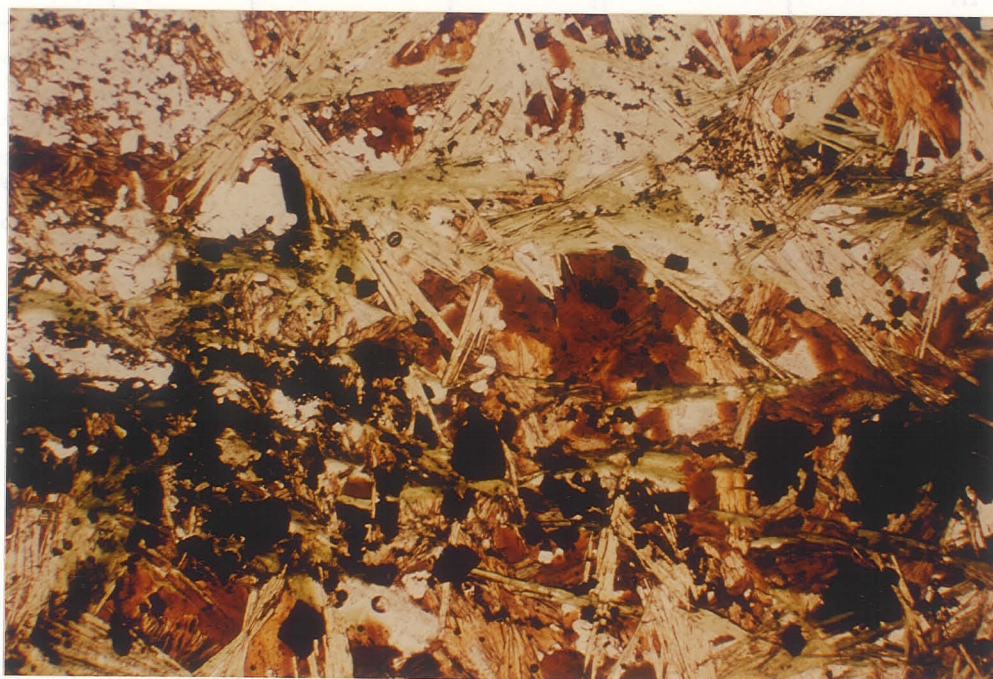


Abb. 56: Vererzter Quarz-Biotit-Stilpnomelan-Fels

Grüner Stilpnomelan bildet büschelförmige, quergesproßte Aggregate. Die Zwischenräume werden von Quarz (weiß), Biotit (braun) und Pyrit (schwarz) ausgefüllt.

Probe 375/04.05., Dünnschliff, //Nicols, lange Bildkante ca. 7 mm

mit Quarz, Albit, FeMg-Chlorit und Calcit in markanten, grobkörnigen Stilpnomelanschiefern auf, die bis 1 m mächtige Bänke in den Biotit-FeMg-Chloritschiefern nahe des Erzkörpers bilden.

Stilpnomelan wurde wegen seiner Ähnlichkeit mit Biotit mittels Röntgendiagnose nachgewiesen. Das Mineral ist stets hypidiomorph stengelig-spießig ausgebildet (0,1 - 10 mm). Vorherrschend findet es sich in Form quergesproßter, lepidoblastisch-rosettenförmiger Aggregate in einer feinkörnigen, granoblastischen Quarz-Albit-Chlorit-Matrix. Der Stilpnomelan hat gewöhnlich eine grüne Eigenfarbe mit einem kräftigen Pleochroismus (schmutzig bräunlichgrün nach blaßgelb, fast farblos). Die Nadeln zeigen eine gerade Auslöschung und Interferenzfarben der 2. und 3. Ordnung (Abb. 56).

Aktinolith kommt nur untergeordnet in der Biotit-FeMg-Chloritschiefer-Paragenese vor. Im Gegensatz zu den blaßgrünen Aktinolithen (Typ I + II), die mit Mg-reichen Chloriten zusammen auftreten, sind diese relativ kräftig grün bis bläulichgrün gefärbt (Typ III). Vorherrschend sind quergesproßte, kurzsäulige Idioblasten (siehe Übersicht, Tab. 23 und Tab. 29).

Typ	I	II	III
Eigenfarbe	fast farblos mit zartem Grünstich	deutlich hellgrün blaßgraugrün	kräftig bläulichgrün bis gelblich grün
Pleochroismus	kaum feststellbar	schwach	deutlich
Doppelbrechung max. Interferenzfarbe	bis blau-grün II	bis blau-grün II	bis grün-gelb II
Auslöschungsschiefe	16 - 20°	16 - 18°	12 - 15°
Zonarbau	-	sehr selten	gelegentlich beobachtet Kern blaßgrün, Außenzone kräftig grün
Ausbildung	meist feinnadelig-filzig in Matrix mit Serizit + Albit verwachsen	hypidiomorphe, langsäulige Blasen vorherrschend	kurzsäulig-prismatisch Idioblasten bilden strahlige Aggregate (bis 15 mm) oder liegen isoliert in der Matrix vor
Auftreten	beschränkt auf Serizit-Mg Chlorit-Gesteine, die oft mit Pyrit-Calcit-Gängchen durch- setzt sind	Hauptkomponente von Akt.- Schiefern und Grünsteinen wichtige Gangart im massiven karbonatitischen Pyriterz in Paragenese mit Chlorit III + IV auf Störungen und Klüf- ten umgewandelt in asbest- artige parallelfaserige Aggregate (Amianth)	beschränkt auf Biotit-FeMg-Chlorit- Gesteine und Stilpnomelanführende Gesteine, sowie Magnetitreiche Erze stets mit Chlorit V und VI verwachsen
Häufigkeit (geschätzt)	5 %	sehr verbreitet 95 %	selten, wahrscheinlich < 1 %

Tab. 23: Aktinolithe im Erz und Nebengestein der Lagerstätte Joma

4.1.3.2 Gefüge

Makroskopisch zeigen viele Vertreter dieser Gesteinsgruppe ein amphibolitähnliches Aussehen.

Die grobkörnigen Biotit-FeMg-Chlorit-Gesteine sind zumeist richtungslos-körnig. Nur dünne Sulfidbänder und Schlieren lassen gelegentlich ein primäres Lagengefüge erahnen.

Interessant sind Übergänge von den massigen Gesteinstypen im Zentrum der FeMg-Chloritschiefer-Linsen zu geschichteten albitreichen Formen an den Flanken. Gleichmäßige Wechselfolgen von Biotit/FeMg-Chlorit- und Albitlagen deuten einen sedimentären Ursprung an. Lokal konnten regelrechte Schüttungen von detritischem Albit in massigen Chloriten erkannt werden.

Das Edukt könnte ein zu Beginn der Thermentätigkeit entstandener Schlamm gewesen sein.

Solche Zersetzungsprodukte könnten sich durch die Einwirkung heißer Lösungen auf das basaltische Nebengestein gebildet haben. Ähnliche Erscheinungen sind vom Roten Meer (BÄCKER, 1982) und von den Thermenfeldern auf der Insel Vulcano (BERNAUER, 1932) bekannt.

Anhand der geochemischen Daten (Kap. 4.2.2) sollen in Kap. 5.1 die Bildungsmöglichkeiten solcher Schlämme erörtert werden.

4.2 Geochemie der Nebengesteine

4.2.1 Chemismus der Grünschiefer

Aus der großen Anzahl von Grünschiefern wurden 17 möglichst homogene Proben auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Um Aussagen über die basaltischen Edukte machen zu können, wurden vorwiegend Proben aus den Kissenlavenserien im Liegenden der Lagerstätte analysiert, bei denen sicher ist, daß es sich um weitgehend unveränderte Metabasalte handelt.

Die Ergebnisse der Einzelanalysen sind als Anlage 8 beigelegt. Ein Vergleich der Durchschnittswerte des Joma-Grünsteins mit anderen Basalten ist Tab. 24 a zu entnehmen. Tab. 24 b gibt die daraus berechneten CIPW-Werte wieder.

Die geochemischen Mittelwerte des Joma-Grünschiefers zeigen eine gute Übereinstimmung mit Basalten. Korrigiert man die Analysen um CO_2 und den Wassergehalt, der das Basaltmittel von 0,9 Gew.-% übersteigt (ca. 5 Gew.-%), so ist die Übereinstimmung noch besser. SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , und P_2O_5 zeigen einen Trend zu den Tholeiiten, eine nähere Zuordnung ist anhand der Hauptelemente jedoch nicht möglich. Interessant ist, daß Na nicht wesentlich erhöht, und Ca nicht wesentlich erniedrigt zu sein scheint. Dieser Befund spricht gegen eine durchgreifende Spilitisierung der submarinen Basalte, bei der nach AMSTUTZ (1974) Na angereichert und Ca abgeführt wird. Lediglich Mg ist vergleichsweise angereichert, eine Tatsache, die möglicherweise auf den Einfluß von hydrothermalen Lösungen zurückzuführen ist (Mg-Chloritisierung). Zur näheren geochemischen Charakterisierung der basaltischen Edukte sind in Tab. 25 a die Mittelwerte der Spurenelemente gegenübergestellt.

Die Spurenelementverteilung bestätigt den tholeiitischen Trend der Joma-Grünschiefer. Die Gehalte der Elemente V, Cr, Ni, Zr, Nb und Ti haben Ähnlichkeit mit denen von Ozeanboden-Tholeiiten. V, Co, Rb und Y zeigen eine Verwandtschaft mit Ozean-Insel-Basalten. Sr und Ba haben ähnliche Werte wie Tholeiite von Inselbögen.

	a	b	c	d	e	f	g
SiO ₂	46,8	50,0	49,3	51,5	46,9	47,1	48
TiO ₂	1,3	1,4	2,4	1,2	3,0	2,2	2
Al ₂ O ₃	14,9	15,9	14,6	16,3	15,5	15,7	15
FeO*	8,7	9,5	11,3	10,4	11,4	10,9	10
MnO	0,14	0,15	0,17	0,17	0,16	0,16	-
MgO	7,8	8,3	7,4	5,9	6,9	7,1	6
CaO	9,8	10,5	10,6	9,8	10,4	10,1	8
Na ₂ O	2,4	2,6	2,2	2,5	3,0	3,3	5
K ₂ O	0,4	0,4	0,5	0,9	1,3	1,5	1
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,26	0,21	0,39	0,47	-
CO ₂	2,4	-	-	-	-	-	5
H ₂ O	3,5	-	0,8	0,8	0,8	1,1	

	a	c	d	e	f
cc	11,0	-	-	-	-
ap	0,3	0,6	0,5	0,8	1,0
py	0,6	-	-	-	-
il	2,4	3,4	1,7	4,2	3,1
or	1,3	3,2	5,2	7,8	9,0
ab	16,7	20,2	22,9	24,6	23,5
an	24,0	29,1	31,3	25,4	23,9
mt	-	3,4	3,0	3,3	3,6
hy	35,3	19,8	18,9	-	0,0
di	5,0	18,4	13,5	19,5	19,0
ol	-	-	-	12,7	13,0
q	-	2,0	3,0	0,0	0,0
ne	0,2	-	-	1,7	4,0
aq	3,4	-	-	-	-

Tab. 24: Chemische Analysen von Joma-Grünsteinen (a) im Vergleich mit anderen Basalten und die daraus berechneten CIPW-Werte (b)

- a) Grünsteine (n = 13) und Grünschiefer (n = 4) von Joma * FeO = Fe ges.
b) dito, korrigiert um CO₂ und H₂O
c) ozeanische Tholeiite (n = 282)
d) kontinentale Tholeiite (n = 946)
e) ozeanische Alkali-Basalte (n = 178)
f) kontinentale Alkali-Basalte (n = 567)
g) geschätzter Durchschnittswert für Spilit

c - f nach MANSON aus HESS & POLDERVAART (1968)

g nach AMSTUTZ aus HESS & POLDERVAART (1968)

Element	a	b	c	d	e
V	200	230	270	240	-
Cr	260	280	107	200	160
Co	70	51	30	60	38
Ni	200	144*	-	-	85
Cu	210	73	62	81	-
Rb	10	5*	4,7	13	31
Sr	170	120	175	415	350
Ba	60	48*	60	176	170
Y	25	28	18	27	-
Zr	80	83	45	211	200
Nb	6	2,5	1,5	27	-
Ti	7800	8400	5000	13500	7000

Tab. 25a: Spurenelementgehalte von Joma-Grünsteinen und anderen Basalten

- a) Grünsteine (n = 13) und Grünschiefer (n = 4) von Joma
- b) Tholeiite von ozeanischen Rücken nach PEARCE (1973) in PEARCE & GALE (1977)
- c) Tholeiite von Inselbögen nach PEARCE (1973) in PEARCE & GALE (1977) (1975)
- d) Ozean-Insel-Basalte (sowohl tholeiitische als auch alkalisch) in PEARCE & Gale (1977)
- e) kontinentale Tholeiite nach WINDLEY (1975)

	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
416/15.01.	24	3,2	8,7	1,6	6,9	2,3	0,8	1,9
JTB/01.15.	23	3,6	7,8	1,6	6,5	2,3	0,9	1,8
A	28	15	33	4,7	18,9	4,9	1,5	5,5
B	35	3,8	12,4	1,9	10,7	3,7	1,3	6,3
C	33	54	105	28	49	9,1	3,5	8,1

	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
416/15.01.	0,7	3,4	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3
JTB/01.15	0,6	3,4	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3
A	1,2	4,9	1,3	2,8	0,5	2,6	0,5
B	0,8	6,2	1,0	3,8	0,4	2,9	0,5
C	1,8	4,7	1,9	2,4	0,7	1,9	0,5

Tab. 25 b: Gehalte von Seltenerd-Elementen in Joma Grünsteinen (2 Proben)*, im Vergleich mit anderen Basalten (nach WEDEPOHL (1975))

- A Tholeiitische Basalte von Ozeaninseln und Kontinenten
- B Ozeanboden Tholeiite
- C Alkali-Olivin-Basalte

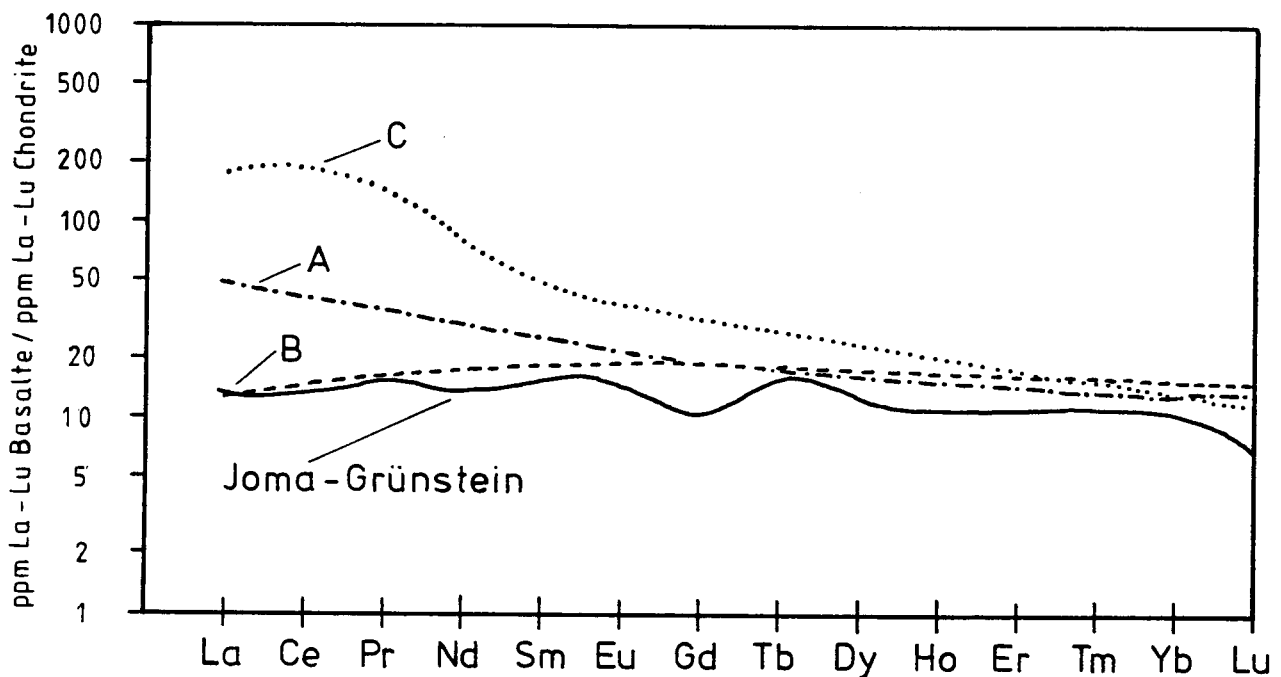


Abb. 57: Verteilung von SEE im Joma-Grünstein und anderen Basalten (auf Chondrit-Standard normiert).

(A - C nach WEDEPOHL (1975), siehe Tab. 25 b)

Die SEE-Gehalte der Grünsteine liegen deutlich unter den von WEDEPOHL (1975) genannten Durchschnittswerten von Basalten (Tab. 25 b und Abb. 57). Der Verteilungstrend entspricht aber deutlich der für Ozeanboden-Tholeiite gegebenen Kurve.

Um ein basaltisches Gestein anhand von geochemischen Daten einem bestimmten Magmatyp, und einem bestimmten geotektonischen Milieu zuordnen zu können, sind spezielle Verteilungsdiagramme entwickelt worden (PEARCE & CANN 1971; PEARCE et al., 1975 und 1977). Da diese Methoden für frische Basalte entwickelt worden sind, ist ihre Anwendung bei Metabasalten, die noch dazu gewissen "Alterationseinflüssen" unterworfen gewesen sind, nur eingeschränkt möglich. Es sind daher nur solche Elemente zu betrachten, die unter hydrothermalen Bedingungen relativ stabil, also wenig mobil sind. Nach PEARCE & GALE (1977) sind Ti, Zr, Y, Nb, Cr, SEE und eingeschränkt Sr als hinreichend stabil anzusehen. In die von PEARCE & GALE (1977) angegebenen Verteilungsdiagramme wurden nur Analysen von Grünsteinen eingetragen (Abb. 27 - Abb. 30). Trägt man auch die übrigen Grünschiefer in diese Diagramme ein, so verschwimmt das Bild.

* Die SEE-Analysen von Grünsteinen und Karbonaten (Tab. 13) wurden im Labor der BGR in Hannover mit ICP angefertigt. Für diese wichtige Unterstützung möchte ich Herrn Prof. Dr. H. GUNDLACH ganz herzlich danken.

Tab. 26 gibt die schematische Zuordnung der verschiedenen Basaltmagmen zu bestimmten geotektonischen Umgebungen wieder. In dieses Schema sind die Trends geochemischer Daten und die Aussagen der 6 Verteilungsdiagramme eingeordnet. Als Ergebnis geht klar hervor, daß das Edukt des Joma-Grünsteins ein tholeiitischer Ozeanbodenbasalt war, der an einem ozeanischen Rücken gebildet worden ist. In einigen Diagrammen kommt ein gewisser Trend zu ozeanischen Intraplattenbasalten zum Ausdruck.

In den nachfolgenden Diskriminierungs-Diagrammen (Abb. 58 - 63) sind die für Joma-Grünsteine ermittelten Analysenwerte eingetragen. Die aus diesen Diagrammen abgeleiteten Aussagen sind in Tab. 26 gegenüber gestellt.

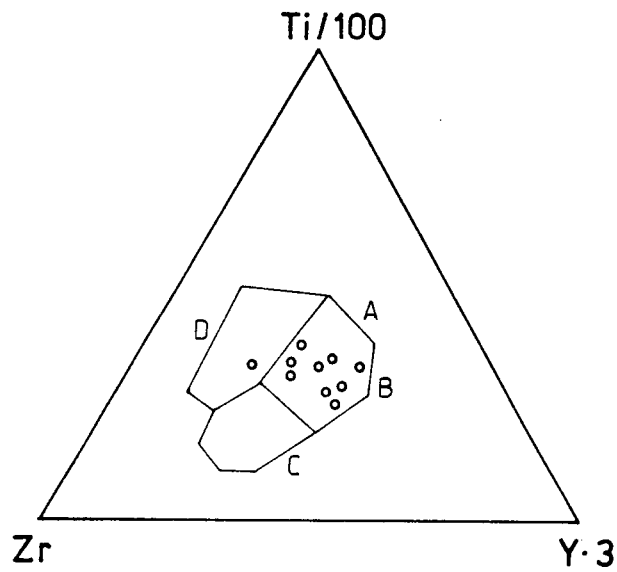


Abb. 58: Ti/100 - Zr - Y · 3 - Diagramm

- A = K-arme Tholeiite
- B = Ozeanboden-Basalte
- C = Kalk-Alkali-Basalte
- D = Intra-Platten-Basalte

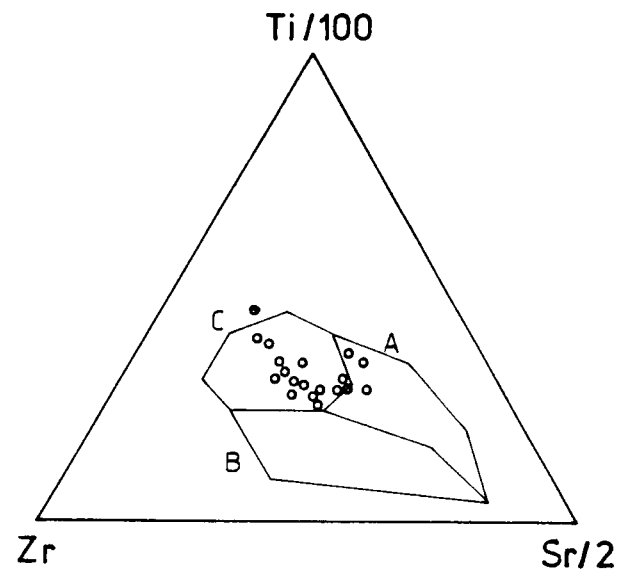


Abb. 59: Ti/100 - Zr - Sr/2 - Diagramm

- A = K-arme Tholeiite
- B = Kalk-Alkali-Basalte
- C = Ozeanboden-Basalte

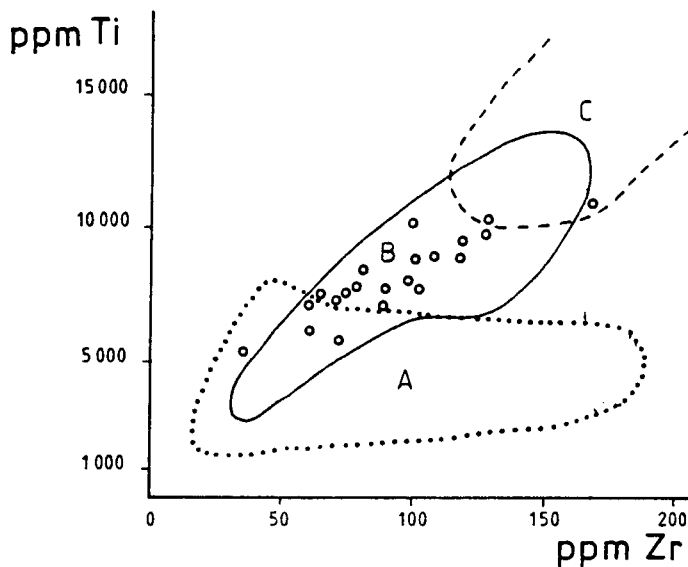


Abb. 60: logTi - Zr - Diagramm

- A = Inselbogen-Basalte
- B = Ozeanboden-Basalte
- C = Intraplatten-Basalte

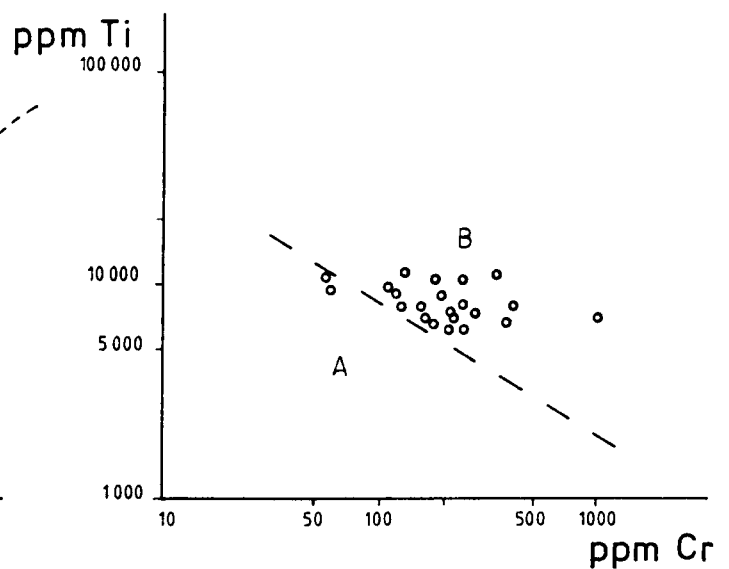


Abb. 61: logTi - logCr - Diagramm

- A = Inselbogen-Basalte
- B = Ozeanboden-Basalte

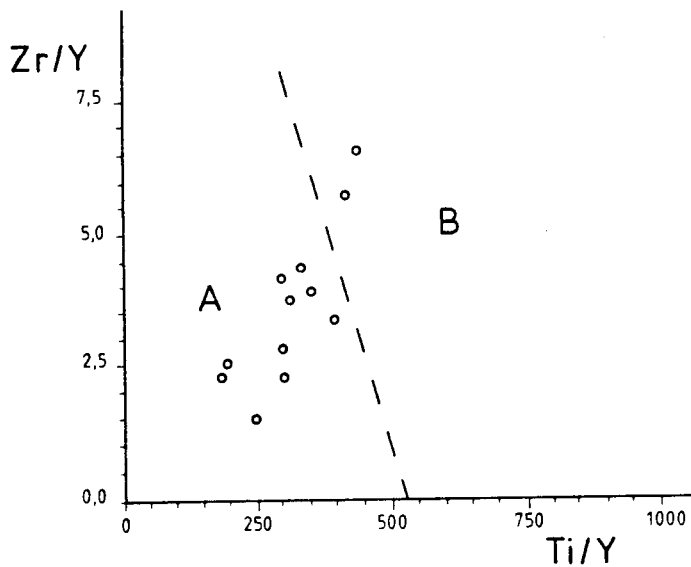


Abb. 62: Zr/Y - Ti/Y - Diagramm

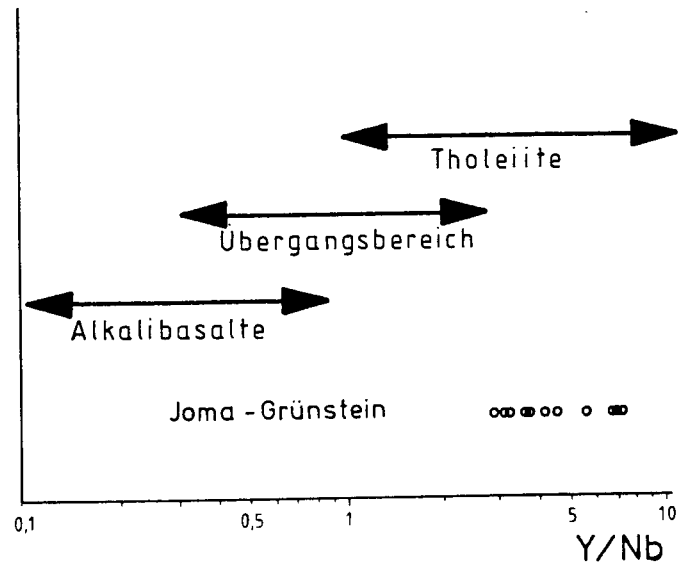


Abb. 63: log Y/Nb - Diagramm

A = Plattenrand-Basalte
B = Intraplatten-Basalte

Aussage- Kriterien	Plattenrand-Basalte (PRB)				Intra-Platten-Basalte (IPB)			
	Konvergierende Platten Inselbogen-Basalte		Divergierende Platten Ozean.-Rücken-Basalte = Ozeanboden-Basalte		Ozeanische Kruste Ozean-Insel-Basalte		Kontinentale Kruste Kontinentale-Basalte	
	(IBB)		(OBB)		(OIB)		(KCB)	
	K.-arme- Tholeiite (KAT)	Kalk-Alkali- Basalte (KAB)	Tholeiite (OBT)	Alkali- Basalte (OBAB)	Tholeiite (OIT)	Alkali- Basalte (OIA)	Tholeiite (KOT)	Alkali- Basalte (KOAB)
Hauptelement- Trends	K	-	Si, Mg, Ca, K	-	Si, Mg, Ca, K	-	Al, Fe, Na, P	-
Spurenelement- Trends	Sr, Ba	-	V, Cr, Ni, Zr, Nb, Ti	-	V, Co, Rb, Y	-	-	-
Ti/Zr- Diagramm	+	-	+++	+++	++	++	++	++
Ti/100-Zr-Y*3- Diagramm	++	++	+++	+++	+	+	+	+
Ti/100-Zr-Sr/2- Diagramm	+	-	+++	+++	Keine Aussage	Keine Aussage	Keine Aussage	Keine Aussage
logTi-logCr- Diagramm	-	-	+++	+++	Keine Aussage	Keine Aussage	Keine Aussage	Keine Aussage
Zr/Y-Ti/Y- Diagramm	+++	+++	+++	+++	-	-	-	-
Y/Nb- Diagramm	+++	-	+++	-	?	-	?	-

Tab. 26: Klassifikationsschema der Basaltmagmentypen nach PEARCE & CANN (1973)
nach geotektonischen Bildungsmilieus.

Die aus den 6 Diagrammen für den Joma-Metabasalt gefolgerte Einordnung in das Schema ist mit +-Symbolen dargestellt.

(+++ = sehr gute-, ++ = mäßige-, + = geringe Übereinstimmung)

4.2.2 Chemismus der Chloritschiefer

Die durchschnittlichen chemischen Zusammensetzungen von Gesteinen der "hellen Chloritschiefergruppe" (A - D) und der "dunklen Chloritschiefergruppe" (G + H) sind zusammen mit den Durchschnittswerten der Grünschiefer in Tab. 27 dargestellt.

Im Vergleich zu den Grünschiefern sind die dunklen Chloritschiefer an Fe, Mg und K angereichert und an Si, Ca und Na verarmt. Von den Spurenelementen liegen Co, Rb und Zr deutlich höher und Ni, Sr und Y niedriger als der Grünschiefer-Durchschnitt. Im $\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ - Diagramm (Abb. 64) sind die Analysen von Grünschiefern (ausgefüllte Kreise), Albit-Mg-Chlorit-Schiefern (Kreuze) und Biotit-FeMg-Chloritschiefern (Quadrate) dargestellt. Zum Vergleich sind die Durchschnittswerte von ozeanischen Tholeiiten (offene Kreise) und kontinentalen Tholeiiten (Kreis mit Punkt) mit eingetragen.

Es zeigt sich, daß die Werte der Mg-Chlorit-Gesteine um die Grünschieferwerte herum streuen. Die FeMg-Chloritschiefer hingegen liegen alle weiter zur FeO-Ecke hin verschoben und zeigen eine leichte Alkaliverarmung.

Anhand der dargestellten Verteilung lassen sich die verschiedenen Chloritschieferarten von basaltischen Edukten ableiten.

Danach müßten die Gesteine der "hellen Gruppe" überwiegend eine Mg + Na-Zufuhr erfahren haben. Bei den Vertretern der "dunklen Gruppe" hätte dann eine relative Na-Abfuhr und Fe-Zufuhr stattgefunden. Solche intensiven Stoffumsetzungen sind in diesem Milieu nur durch Einflüsse hydrothermalen Lösungen erklärbar.

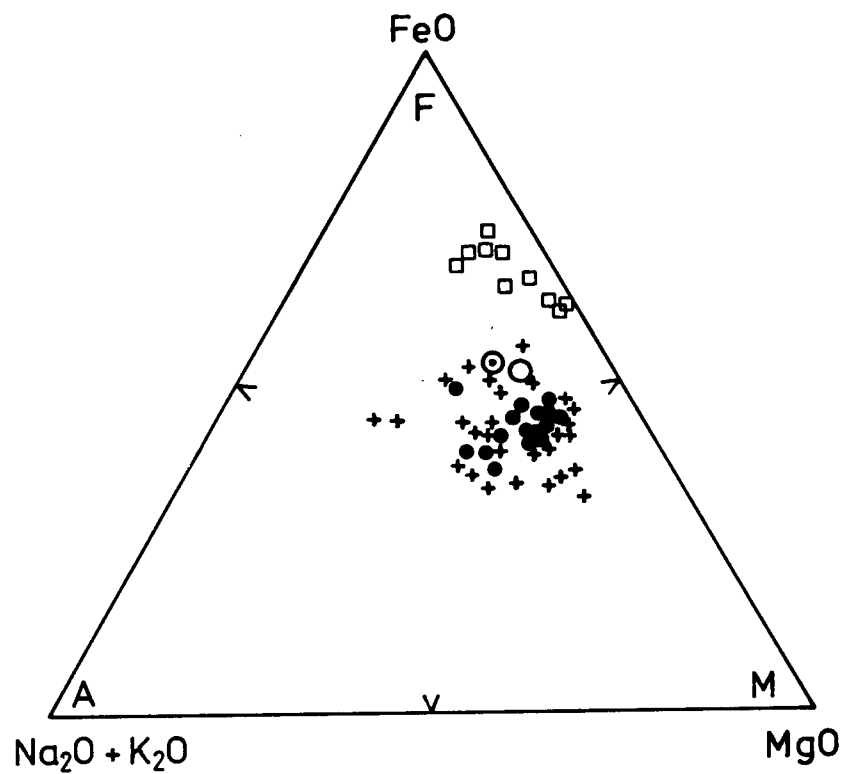


Abb. 64: AFM-Diagramm der Nebengesteine des Joma-Erzkörpers

- = Grünsteine und Grünschiefer
- + = Albit - Mg-Chlorit-Schiefer
- = Biotit - FeMg-Chlorit-Schiefer
- O = O ozeanische Tholeiite
- ⊙ = O kontinentale Tholeiite

Gew.-% ppm	a (n=16)		A (n = 8)		B (n = 8)		C (n = 6)		D (n = 8)		G + H (n = 8)		
	x	x	Variationsbr.	x	Variationsbr.	x	Variationsbr.	x	Variationsbr.	x	Variationsbr.	x	Variationsbr.
SiO ₂	46,8	44,2	39,9 - 47,6	47,5	42,0 - 52,5	47,1	45,2 - 49,4	45,4	42,4 - 51,1	25,7	21,2 - 32,1		
TiO ₂	1,3	1,4	1,1 - 1,9	1,7	0,9 - 2,3	1,6	0,9 - 2,1	1,2	1,0 - 1,7	1,7	1,1 - 2,5		
Al ₂ O ₃	14,9	15,3	13,3 - 17,6	13,1	11,1 - 16,2	13,5	12,1 - 15,2	15,9	14,3 - 17,4	13,8	10,4 - 17,9		
Fe ₂ O ₃	9,4	11,2	8,6 - 12,6	10,7	8,6 - 12,5	10,5	9,1 - 12,1	9,4	8,5 - 10,2	26,0	21,1 - 34,2		
MnO	0,14	0,12	0,09 - 0,17	0,14	0,08 - 0,17	0,11	0,06 - 0,17	0,14	0,03 - 0,18	0,13	0,07 - 0,21		
MgO	7,8	10,7	6,9 - 13,4	9,1	6,2 - 12,0	9,4	6,3 - 10,9	8,4	3,8 - 12,6	9,9	7,6 - 14,6		
CaO	9,8	3,5	1,4 - 6,7	5,9	3,8 - 13,0	4,9	4,2 - 5,5	5,9	1,7 - 10,7	2,0	0,6 - 5,2		
Na ₂ O	2,4	2,8	1,9 - 4,3	3,7	2,7 - 5,2	3,6	3,1 - 4,1	3,4	1,6 - 5,4	0,6	0,1 - 2,4		
K ₂ O	0,4	0,7	0,1 - 1,8	0,6	0,1 - 1,1	0,9	0,1 - 2,7	1,7	0,2 - 3,3	1,6	0,1 - 3,1		
H ₂ O	3,5	5,0	3,3 - 6,6	3,5	1,5 - 5,8	3,6	2,6 - 4,9	4,1	1,6 - 4,6	5,5	4,3 - 7,8		
V	220	220	190 - 270	270	210 - 320	250	170 - 310	220	190 - 300	260	180 - 420		
Cr	260	220	130 - 300	160	80 - 280	150	80 - 280	250	130 - 550	210	60 - 260		
Co	70	50	10 - 60	50	20 - 70	50	20 - 80	50	10 - 80	150	30 - 430		
Ni	200	150	120 - 220	100	40 - 150	100	90 - 110	180	70 - 520	90	10 - 140		
Cu	210	250	20 - 470	360	120 - 1170	220	90 - 380	150	20 - 290	8500	400 - 36600		
Zn	n.b.	1000	320 - 2000	590	190 - 860	700	150 - 1100	370	130 - 660	1400	340 - 1400		
Rb	10	6	5 - 10	6	5 - 10	6	5 - 30	12	5 - 30	30	25 - 60		
Sr	170	60	10 - 140	80	20 - 330	60	20 - 160	70	10 - 160	50	20 - 170		
Ba	60	60	30 - 110	70	30 - 160	90	30 - 290	140	50 - 440	70	30 - 230		
Y	25	20	- - -	30	- - -	15	- - -	20	- - -	10	- - -		
Zr	80	100	85 - 125	130	50 - 185	115	50 - 170	80	60 - 100	130	65 - 330		

Tab. 27 Haupt- und Spurenelementchemismus der Chloritischiefer (in Gew.-% bzw. ppm)

Albit-Mg-Chlorit-Schiefer (A - D) und Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer (G + H), a = Durchschnitt der Grünschiefer

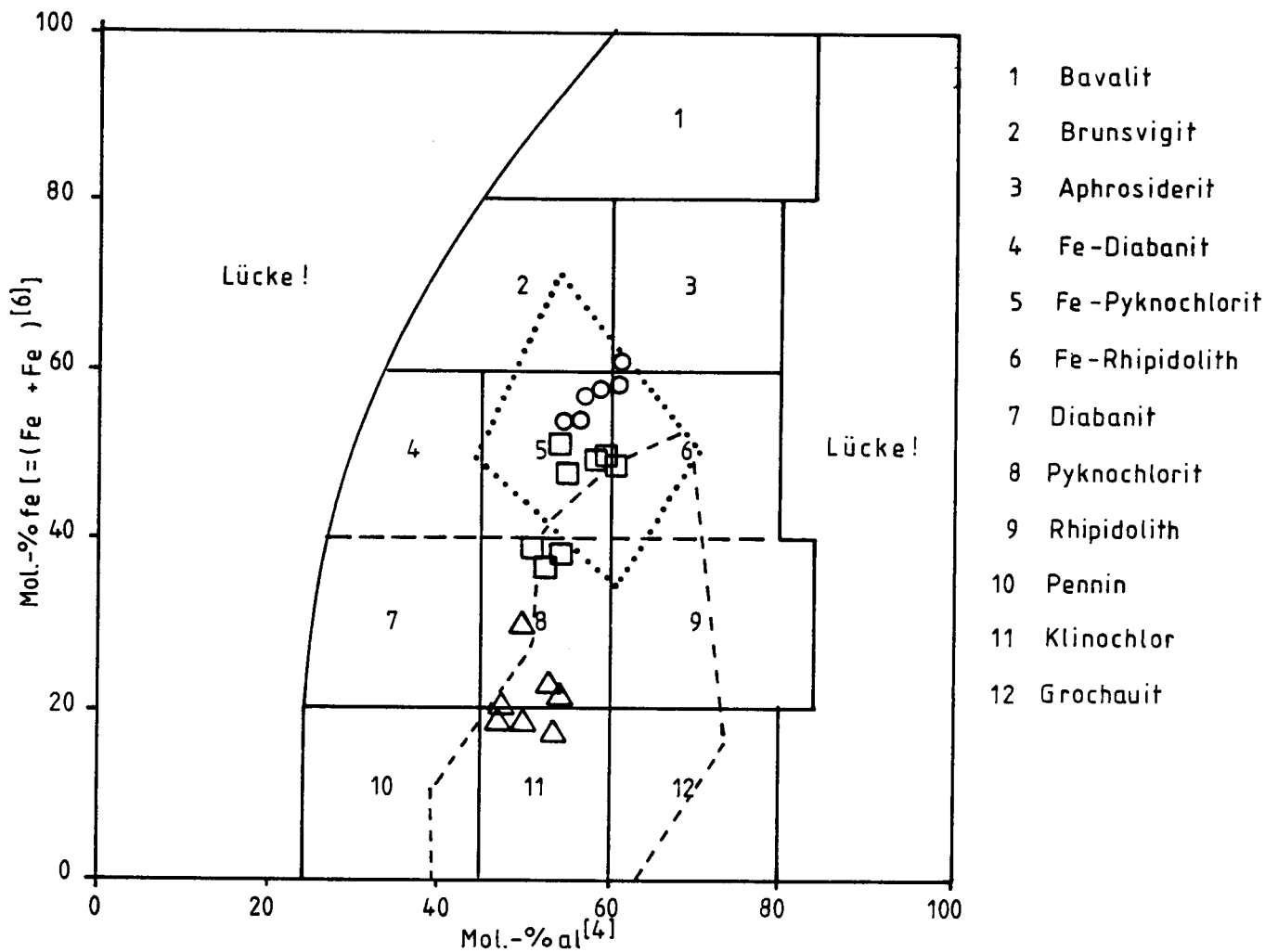


Abb. 65: Orthochlorit-Diagramm von TROCHIM (aus TRÖGER, 1971) (Symbole s. Abb. 66)

-- = Chloritschiefer, Grünschiefer, Amphibolit Feld
 .. = Diabas, Spilit Feld

4.2.3 Chemismus einiger gesteinsbildender Minerale

Nähere mikroanalytische und chemische Untersuchungen wurden an den Mineralen der Chlorit- und Amphibolgruppe durchgeführt. Diese Minerale wurden ausgewählt, da ihre Zusammensetzung Rückschlüsse auf die hydrothermalen Bedingungen während der Erzbildung zulässt.

Feldspäte wurden nur vereinzelt untersucht. Es handelt sich ausnahmslos um reinen Albit mit einem durchschnittlichen an-Gehalt von 8 Mol.-%.

Chlorite

Von allen Mineralen im Umfeld der Lagerstätte Joma zeigen Chlorite die größte Variationsbreite. In Tab. 22 sind die wesentlichen Charakteristiken der 6 abgegrenzten Typen zusammengefaßt.

	a	b	c	d	e	f
SiO ₂	32,0	31,0	29,9	27,0	26,7	24,3
Al ₂ O ₃	15,9	16,3	18,6	21,1	19,1	20,8
FeO	14,1	18,2	22,0	27,0	28,3	31,1
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4
MgO	25,6	23,3	18,3	13,1	12,8	11,1
CaO	0,2	0,3	0,3	< 0,1	0,2	0,5
H ₂ O Kalk	12,1	11,2	10,8	11,5	12,7	11,8
Mol-% al ⁴	47,5	46,3	49,3	58,5	56,6	60,7
Mol-% fe ⁶	19,4	29,7	37,0	49,1	52,2	58,4

Tab. 28: Mikrosonden Analysen von Chloriten (in Gew.-%)

- a) Klinochlor (Chlorit Typ I)
Probe JTB/01.x. Pyritimprägnierter Serizit-Albit-Chlorit-Schiefer
- b) Mg-Pyknokhorit (Chlorit Typ II)
Probe 415/14.01. Karbonatreiches Pyriterz
- c) Pyknokhorit (Chlorit Typ III)
Probe 387/01.03. Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer
- d) Fe-Pyknokhorit - Fe Rhipidolith (Chlorit Typ IV)
Probe Bh 1388/27,35 m Calcitreicher Grünschiefer
- e) Fe-Pyknokhorit (Chlorit Typ IV)
Probe 486/02.04. Chlorite
- f) Fe Rhipidolith (Chlorit Typ V)
Probe 387/11.17. Biotit-Chlorit-Schiefer

Die Mikrosondenuntersuchung einiger typischer Chlorite ergab folgende chemische Zusammensetzung, die Tab. 28 wiedergibt. Das Diagramm von TROCHIM (aus TRÖGER, 1971) zeigt, daß die meisten Analysen der Joma-Chlorite in das weite Grünschiefer/Chlorit-

schiefer-Feld fallen. Der Chemismus der Chlorite zeigt eine bimodale Verteilung. Während in den nicht oder nur schwach veränderten Metabasalten MgFe-Chlorite vorherrschen (MgFe-Pyknokhorite bis Fe-Rhipidolithe), treten in der hydrothermal überprägten Zone im stratigraphisch Liegenden des Erzkörpers sowohl Gesteine mit Fe-reichen Chloriten (z. T. Fe-Aphrosiderite), als auch fast Fe-freie, Mg-reiche Mg-Pyknokhorite bis Klinokhlore auf. Nach MOTTTL (1983) sind solche Variationen typisch für postmagmatische, hydrothermale Überprägungen von Basalten im Umfeld von massiven Sulfidvererzungen. Eine genetische Interpretation dieser Befunde wird unter Kap. 5.1 versucht.

Aktinolithe

Die in Joma beobachteten Amphibole gehören alle zur Familie der Aktinolithe. Eine Übersicht der wesentlichen Charakteristiken der 3 unterschiedenen Typen gibt Tab. 23. Die Zusammensetzung der mikroanalytisch untersuchten Aktinolithe ist Tab. 29 zu entnehmen.

Es zeigt sich eine markante Streuung der Fe- und Mg-Gehalte. Das Fe/Mg-Verhältnis schwankt zwischen 0,7 und 2,7. Damit zeigen die Aktinolithe eine ähnliche Entwicklung wie die Chlorite. Die Fe-reichen Aktinolithe (Typ III) kommen stets in Paragenese mit den Fe-reichen Chloriten (Typ V und VI) vor. Die Mg-reichen Aktinolithe (fast Grammatit) treten ebenfalls gemeinsam mit Mg-reichen Chloriten auf.

Die Al-Gehalte sind immer niedrig (< 2 Gew.-% Al_2O_3). Demnach hat die Metamorphose keine mesozonalen Bedingungen (untere Amphibolitfazies) erreicht, bei der Aktinolith in blaugrüne Hornblende (Tschermakit-Reihe) umgewandelt wird (MASON, 1976).

Die Werte der analysierten Chlorite und Aktinolithe wurden in FeO-MgO- Al_2O_3 -Diagramme eingetragen (Abb. 66). Die Zusammensetzungen liegen überwiegend in den Feldern, die MOTTTL (1983) für Mineralneubildungen angibt, die aus der Reaktion von Basalten mit hydrothermalen Lösungen entstanden sind.

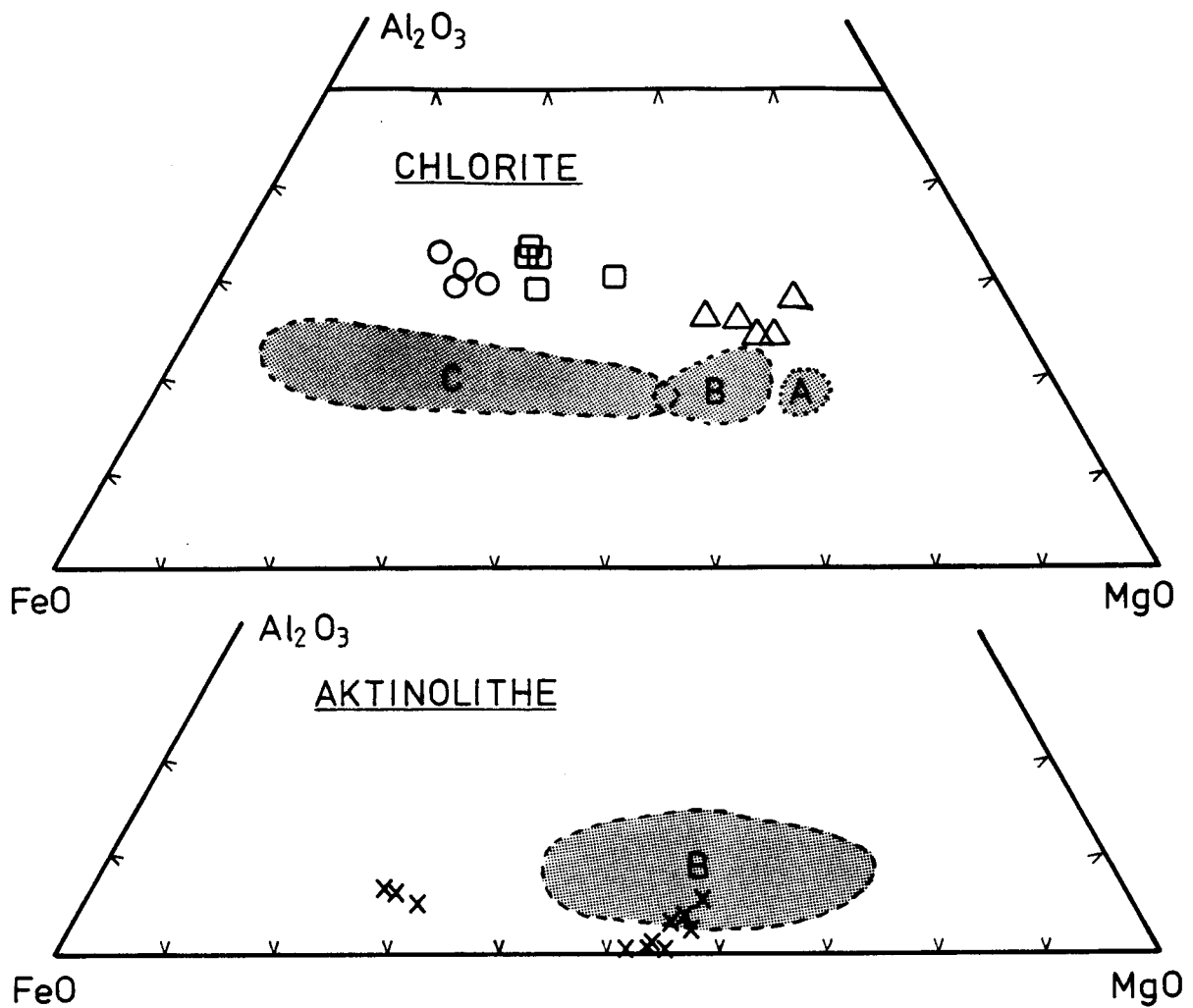


Abb. 66: Zusammensetzungen von Chloriten und Aktinolithen im Al_2O_3 -FeO-MgO-Diagramm

Zum Vergleich sind die Felder A - C eingetragen, die den Chemismus derjenigen Chlorite wiedergeben, die durch hydrothermale Alteration von Ozeanbodenbasalten entstanden sind. (nach MOTTTL, in RONA, 1983)

Feld A = Mg-Chlorit-Quarz-Metabasalt
 Feld B = Typischer Metabasalt
 Feld C = Fe-reiche Chlorit-Quarz-Brekzie

Die Jomaproben werden durch folgende Symbole gekennzeichnet:

$\triangle$ = Mg-reicher Chlorit (Typ I/II)
 $\square$ = MgFe-Chlorit (Typ III/IV)
 $\circ$ = FeMg-Chlorit (Typ V/VI)
 $\times$ = Aktinolith

	a	b	c	d
SiO ₂	51,6	56,5	54,8	52,6
Al ₂ O ₃	1,6	1,1	1,8	2,0
FeO	11,2	13,6	12,4	23,4
MnO	0,2	0,1	0,2	0,4
MgO	16,1	16,8	19,5	8,7
CaO	10,2	12,4	11,1	12,8
Na ₂ O	0,4	-	-	-
Fe/Mg	0,7	0,81	0,64	2,7

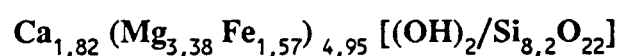
Tab. 29: Mikrosondenanalysen von Aktinolithen (Gew.-%)

- a) Aktinolith Typ II, hypidiomorphe XX in Calcit-Pyrit-Mg-Chlorit-Matrix
Probe 387/13.04. Aktinolithreiches karbonatisches Pyriterz
- b) Aktinolith Typ II, hypidiomorphe XX in MgFe-Chlorit eingeschlossen
Probe Bh 1388/27,35 m, (n = 4) Karbonatreicher Aktinolith-MgFe-Chloritschiefer
- c) Aktinolith Typ II, verwachsen mit Klinozoisit und Albit
Probe 480/03.09. grobkörniger Grünstein (Kern einer Kissenlava)
- d) Aktinolith Typ III, idiomorphe xx in Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer
Probe 375/07.01. grobkörniger Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefer

Die chemische Analyse separierter Aktinolithnadeln aus Probe a) ergab folgende Spurenelementverteilung (in ppm):

Ti	Cr	V	Sr	Ba	Zr
50	80	118	40	30	20

Für den häufigsten Aktinolithtyp (II) ermittelte BARTL (1987) folgende durchschnittliche Strukturformel:



5. Die Genese der Lagerstätte

Das heutige Bild der Lagerstätte Joma wurde ganz entscheidend durch Deformation und Regionalmetamorphose im Verlauf der kaledonischen Gebirgsbildung geprägt.

Der Bestand der Sulfide wurde im Verlauf der Metamorphose nur unwesentlich verändert (Mischkristallbildungen im Fe-Cu-S-System, die später zu Cubanit bzw. Mackinawit zerfielen; Fe-Einbau in ZnS).

Aus den basaltischen Edukten bildete sich die vollständig neue Paragenese: Chlorit-Aktinolith-Epidot-Albit-Titanit-Biotit. Dieser Mineralgesellschaft zufolge herrschten Metamorphosebedingungen der **mittleren Grünschieferfazies ("Biotitzone")** mit Temperaturen von etwas mehr als 400°C. Das Auftreten von Stilpnomelan in der Fe-reichen Paragenese deutet auf mittlere bis hohe Drücke hin. Die Befunde deuten auf eine **Faziesserie vom Barrow-Typ** hin (MIYASHIRO, 1978).

Die Genese des Erzkörpers erfolgte vorher, während des Geosynklinalstadiums. Die vorliegenden Befunde sprechen klar für eine **syndimentär-exhalative Erzbildung** in Verbindung mit dem initialen Basaltvulkanismus.

Zusammenfassend können hierfür folgende Fakten genannt werden:

- Konkordante Lagerung des Erzkörpers in einer Grünsteinfolge mit Pillowlaven = Strukturen.
- Gut erhaltene, sedimentäre Schichtungsgefüge im Massiverz.
- Einschaltungen von schichtförmigen Marmorlagen im Erzverband.
- Ausbildung einer lateralen "Banderzfazies" mit typischen Wechsellagerungen von Erz und Sediment.
- Anzeichen von Rutschungen und Setzungen der noch unverfestigten Sulfidmasse.
- Ausgeprägte vertikale und undeutliche horizontale Mineralzonierung.

- Scharfe hangende Begrenzung des Lagers, im Liegenden Übergang in vererzte Chloritschiefer.
- Zone hydrothermal veränderter Grünschiefer unterlagert den Erzkörper (Albit-Chlorit-Gesteine).
- Reliktische Gelgefüge sprechen für eine Erzausfällung unter relativ niedrigen Temperaturen.

5.1 Modell zur Erzbildung

Die erzbringenden Thermen stehen in enger genetischer Beziehung zu den basischen Vulkaniten.

Nach den geochemischen Befunden handelt es sich überwiegend um Ozeanboden-Tholeiite, die im Bereich einer tektonischen Dehnungszone submarin gefördert wurden. Dieses sog. "back arc basin" lag auf ozeanischer Kruste zwischen dem baltischen Kraton im E, und dem Inselbogen von Gjersvik-Skorovas im W.

In den Ruhephasen des Vulkanismus wurde vorwiegend detritisches Material vom nahen Kontinent sedimentiert (Psammite und Pelite). Tuffogene Klastika wurde vermutlich von der Inselbogenseite her eingebracht.

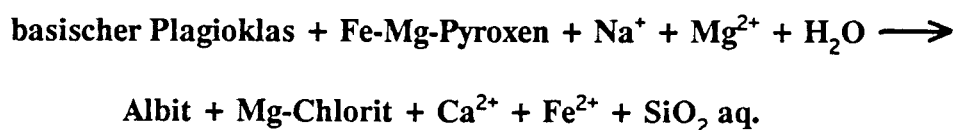
Nebengesteinsalterationen

Die Exhalationen setzten in einer Ruhepause nach einem vorwiegend explosiven Stadium (Förderung von schalsteinähnlicher Pyroklastika) ein. Beim Aufstieg der heißen Lösungen wurde das zerrüttete, reaktionsfähige Gestein stark hydrothermal überprägt. Die primäre basaltische Mineralparagenese wurde vollständig zerstört. In diesem Milieu entstanden die in Kap. 4.1.2 beschriebenen "hellen Chloritschiefer". Chloritisierungs-, Albitisierungs- und lokal auch Serizitisierungsvorgänge schufen völlig neue Paragenesen.

Erhebliche Mengen von **Mg-Chloriten** bildeten sich in der Thermenauftiegszone. Der hier ablaufende Umwandlungsprozeß kann vielleicht kurz als "kombinierte Na-Mg-Metasomatose" charakterisiert werden.

Die ursprünglich Mg-reichen, salinaren Lösungen gaben einen Teil ihres Mg^{2+} und Na^+ ($\pm \text{K}^+$) an das Nebengestein ab. Ca^{2+} , Fe^{2+} , Sr^{2+} ($\pm \text{Mn}^{2+}$) wurden im Gegenzug von den Thermen aufgenommen.

Schwach bis mäßig saure Lösungen vorausgesetzt kann folgendes, formal der Spilitisierung gleichende, Reaktionsschema angewandt werden (ROSENBAUER et al. 1983):



Im Bereich der Thermenaustrittsstellen am Meeresboden bewirken radikale Änderungen der physikochemischen Parameter die Ausfällung Fe-Mg-reicher Schichtsilikate zusammen mit ersten Sulfiden. Es entstand ein sulfidführender Schlamm, der als Vorphase die eigentliche Massiverzbildung einleitete (heute der dunkle FeMg-Chloritschiefer der Erzzone III).

Die Fe-reichen Chlorite sind also als authigene Bildungen zu betrachten.

Das Auftreten von Fe-reichen Schichtsilikaten der Smektitgruppe in den Erzschlämmen des Roten Meeres (BISCHOFF, 1969) könnte als rezentes Beispiel einer solchen Präzipitation angesehen werden. Diagenetische Umkristallisierungen lassen später Chlorite entstehen.

RENNER (1986) wies im Rammelsberger Erz synsedimentäre Tonmineralneubildungen nach (Fe-reiche Chlorite im Grenzbereich Brunsvigit/Aphrosiderit). Solche Fällungen von kieselensäurereichen Fe-Mg-Hydroxiden sind nur möglich bei neutralen bis schwach basischen pH-Werten sowie schwach reduzierenden Bedingungen. Das setzt eine relativ schnelle Mischung der sauren, Fe-reichen Lösungen mit dem Meerwasser ($\text{pH} \approx 8$) voraus, um die genannten physikochemischen Bedingungen einzustellen.

Ablauf der Erzausfällung

Unter allmählicher Zunahme der Erzausfällung ging die chloritische Vorphase in die sulfidische Hauptphase über. Das Vorkommen absetziger Kupferkies-Magnetkies-Erzlinsen im Liegenden des Lagers läßt einen anfänglich diskontinuierlichen Sulfidausstoß vermuten. Eine rapide Steigerung der Thermentätigkeit leitete die Bildung von massiven Pyriterzen ein. Die weitgehende Homogenität der Sulfidmasse spricht für eine ruhige, relativ schnelle,

kontinuierliche Fällung. Im Kompakterz wurde nur sehr wenig klastisches Fremdmaterial mit sedimentiert.

In den periferen Teilen des Thermalfeldes entwickelte sich an der Basis des "Erzteppichs" eine "pyritische Bänderfazies". Rhythmische Wechsel von Sulfid und detritischem Material prägen diese Zone.

Zusammen mit den Sulfiden wurden große Mengen Calcit ausgefällt. Nach den SEE-Verteilungen ist das Karbonat als hydrothermales Präzipitat anzusehen.

Alternierende Folgen von pyritreichen- und karbonatreichen Lagen mit Einschaltungen von m-mächtigen "Marmorbänken" deuten auf Schwankungen der Thermenzusammensetzung hin. Statt Sulfid und Calcit wurde zeitweise nur monomineralisches Karbonat ausgefällt.

Das Ca entstammt möglicherweise den basaltischen Gesteinen im Liegenden, wo es im Austausch für Mg in Lösung ging. Die zur Karbonatbildung erforderlichen CO_2 Mengen könnten ebenfalls von den Thermen mitgeführt worden sein.

Der wieder auflebende Vulkanismus beendete das Exhalationsstadium. Zuerst Tuffe, dann ein mächtiger submariner Lavastrom überdeckte die Erzmasse und schuf eine scharfe, obere Begrenzung.

Die stratigraphisch hangenden Nebengesteine zeigen nur geringe Anzeichen hydrothormaler Veränderungen. Eine stärkere Karbonatführung und lokal das Auftreten von magnetitführenden Chertlinsen könnten als "Nachphase" der Erzbildung gedeutet werden.

Modell zur Zonierung des Erzkörpers

Es wird versucht die in Abb. 67 schematisch dargestellte Mineralzonierung anhand von thermodynamischen Überlegungen zu erklären. Im Verlauf der Lagerstättenbildung nahmen die Elemente Cu, Co, Ni, As und Ag deutlich ab, die Elemente Zn, Cd, Pb, Sb, Mn, Mo und Sn sowie S zeigen vom Liegenden zum Hangenden einen Anstieg.

Erzzone	Liegendes → Hangendes		
	III	II	I
Zinkblende			-----
Pyrit	-----		
Kupferkies	-----		
Magnetkies	-----		
Magnetit	-----		
Quarz	-----		
Calcit	-----		

Abb. 67: Schematische Mineralabfolge im Jomaerz

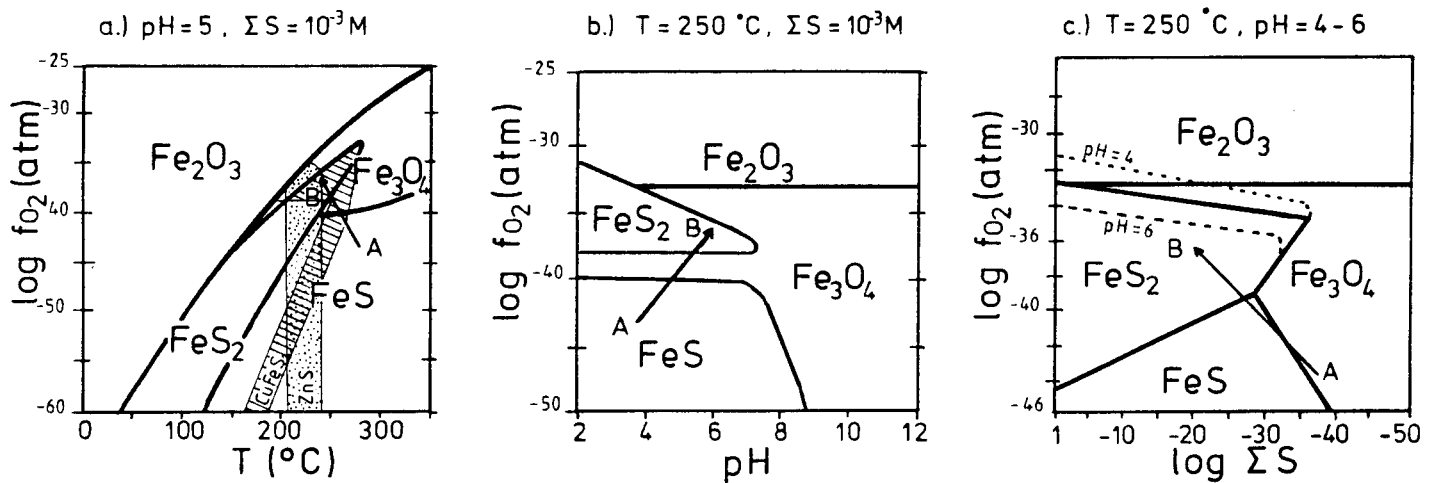


Abb. 68: Stabilitätsfelder von Fe-S-O-Mineralen in Abhängigkeit von Sauerstoff fugazität (f_{O_2}), Temperatur (T), pH-Wert und Konzentration des gelösten Schwefels (ΣS)_{tot.} (nach LARGE, 1977). Die Pfeile markieren mögliche "Mischungswege" während der Erzbildung.

Die Modellvorstellung geht davon aus, daß die Haupterzmasse direkt dort gebildet wurde, wo die heißen Thermen aus dem Meeresboden austraten. Die starke hydrothermale Überprägung im Liegenden des Lagers spricht für eine proximale Erzbildung. Außerdem wird vorausgesetzt, daß das Meeresbecken genügend tief war, um ein Sieden der Thermen während des Aufstiegs zu verhindern. Ein vorzeitiges Abtrennung einer Dampfphase würde zu einer Sulfidausfällung in den Aufstiegskanälen führen (BONATTI in RONA, 1983). Nach FINLOW-BATES & LARGE (1978) sind etwa 500 m Wassersäule erforderlich um das Sieden einer 275°C heißen, 1 M Na Cl-Lösung zu unterbinden.

Für die Löslichkeit, bzw. Stabilität der Schwermetallkomplexe in den Thermen sind vor allem 5 Parameter von Bedeutung: Temperatur, pH-Wert, Eh-Wert, Sauerstoffugazität (ΣS_{tot}).

Anhand der in Abb. 68 wiedergegebenen Phasendiagramme nach LARGE (1977) soll gezeigt werden, wie aus einer Veränderung der genannten Lösungsparameter die oben beschriebene Mineralabfolge abgeleitet werden könnte. Hauptfällungsfaktor ist eine rapide Temperaturabnahme, die bei der Mischung von Thermallösung und Meerwasser eintritt. Der Pfeil AB beschreibt einen hypothetischen "Mischungsweg" und zeigt im Phasendiagramm, welche Minerale dabei ausgeschieden werden.

In Abb. 68a werden bei einer T-Abnahme von ca. 60°C zuerst Magnetkies + Kupferkies, dann zwischenzeitlich Magnetit und letztendlich Pyrit + Zinkblende ausgefällt. Parallel zur sinkenden T steigen pH-Wert und ΣS_{tot} bei der Mischung an (Abb. 68 b + c). Die f_{O_2} -Werte zeigen ebenfalls einen Anstieg, doch haben sie in Joma nirgends den Bereich der Stabilität von Hämatit oder Sulfat erreicht. Bei dem beschriebenen Modell müssen sich die Eh-Werte an der Grenze zwischen "gerade reduzierend" und "gerade oxidierend" bewegt haben.

5.2 Lagerstättenkundliche Stellung Jomas

Zum Vergleich Jomas mit anderen kaledonischen Kieslagerstätten wurde ein von SAAGER (1967) vorgeschlagenes Schema gewählt. Diese, in erster Linie auf Paragenese und Gefüge der Haupterze beruhende Gliederung erwies sich als vorteilhaft gegenüber einer Klassifizierung nach genetischen Gesichtspunkten. Basierend auf den vorherrschenden Eisensulfiden nennt SAAGER die drei, unten genannten Kieserztypen. Nach Literaturdaten

(ANGER, 1966; GRENN, 1980; JUVE, 1974; KRAUSE, 1956; REINSBAKKEN, 1980; STEPHENS et al., 1984; VOKES, 1962, 1976 und 1980) wurden die wichtigsten Kiesvorkommen hier eingeordnet:

- I Kupferkies-Magnetkies-Typ (Cu > Zn >> Pb)**
Mugg- und Olafsgruver/Røros, Birtavaara
- II Magnetkies-Pyrit-Übergangstyp (Cu > Zn >> Pb)**
Storvartsgruver/Røros, Killingdal, Tverrfjell, Joma, Stekenjokk, Sulitjelma, Bidjovagge
- IIIa Pyrit-Typ (Cu - Zn - führend)**
Vigsnes, Løkken, Skorovas, Folldal
- IIIb Pyrit-Typ (Pb - Zn - Cu - führend)**
Bleikvassli, Mofjell, Bjørkåsen

Die Lagerstätte Joma mit ihrer bimodal entwickelten Paragenese (Pyrit-Zinkblende oben, Kupferkies-Magnetkies unten) und einem Cu/Zn-Verhältnis von etwa 0,8 - 1 kann eindeutig dem Typ II zugeordnet werden.

Schwieriger ist eine Gliederung im Bezug auf das geotektonische Bildungsmilieu. Hierfür wurde das von SAWKINS (1976) entwickelte, überregionale Klassifizierungsschema angewandt.

In Tab. 30 wird Joma anhand von ausgewählten Lagerstättenparametern mit den 4 Grundtypen massiver Sulfidlagerstätten verglichen.

Sowohl von den Nebengesteinen, als auch vom Lagerstätteninhalt her zeigt Joma eine gute Übereinstimmung mit dem **Besshi-Typ**.

Nach LARGE (1977) sind diese Lagerstätten an die Grenzen großtektonischer Bildungsräume (Ozeanboden/Inselbogen, Ozeanboden/Kraton) gebunden. Die Nebengesteine sind neben pelitischen Sedimenten vor allem basische Magmatite mit tholeiitischem Charakter. Die für Joma vermutete Position eines "back arc basin" zwischen einem

Lagerstättenparameter	JOMA	ZYPERN - TYP z.B. Skouriotissa / Zypern	KUROKO - TYP z.B. Kosaka-Mine / Honshu	BESSHI - TYP z.B. Besshi Mine / Shikoku	SULLIVAN - TYP z.B. Rammelsberg / Harz
Geologisches Alter	Kambrium bis unteres Ordovizium	Jura bis Oberkreide	Tertiär (Miozän)	Permokarbon	Mitteldevon
Geotektonische Situation	Becken zwischen einem Inselbogen und dem Rand des baltischen Schildes (Teil der kaledonischen Eugeosynklinale)	Ophiolith-Komplex (obduzierte ozeanische Kruste)	Inselbogen - Komplex	Randbereich eines geosynklinalen Beckens (variskische Eugeosynklinale) Grenze Ozeanboden/Kraton	Geosynklinaler Sedimentationstrog, Grenzbereich zwischen Becken/Schwelle
vermutliche Meerestiefe	mittel bis tief, ca. 1000 m ?	Tiefsee ca. 2000 - 3000 m	Flachmeerbereich, max. 500 m	mittlere Meerestiefen, ca. 1000 m	mittlere Meerestiefen, 500 - 1000 m
Magmatismus	Initialer Geosynklimagmatismus (basische Extrusiva und basische Intrusiva)	basische und intermediäre Extrusiva basische bis ultrabasische Intrusiva	bimodale magmatische Entwicklung (bas.M.: interm.M.: sauer.M. = 1:3,5:3) Extrusiva Intrusiva	basische Extrusiva und basische Intrusiva	fehlt, nur ganz vereinzelt dünne Tuffhorizonte
Nebengesteine	submarine Basalte (Pillowlaven) und basaltische Pyroklastite	submarine Basalte (Pillowlaven), Andesite basische bis intermediäre Pyroklastite	Dazit-, Rhyodazit- und Rhyolithlaven und Pyroklastite	Basaltlaven und basaltische Pyroklastite	- - -
Vulkanite	Gabbros (Lagergänge?), Serpentinikörper	Harzburgite, Dunite, Pyroxenite, Norite	Andesit- und Rhyolithdome	Gabbrointrusionen und Ultrabasitkörper	- - -
Plutonite	Phyllite, Graphitphyllite, Quarzite	Schwarzschiefer	pelitische Sedimente (z.T. Mn-reich)	psammitische- und pelitische Sedimente	pelitische Sedimente, z.T. sandig/kalkig
Sedimente	Ozeanboden-Basalte (tholeiitisch) Trend zu Intraplatten-Basalten (alkalisch)?	Ozeanboden-Basalte (tholeiitisch) Inselbogen-Vulkanite (Niedrig-K-Tholeiite)	Inselbogen-Magmatite der Kalkalkali-Reihe	Ozeanboden-Basalte und Plattenrand-Basalte	- - -
geochemische Charakterisierung der Magmatite					
Lagerstätteninhalt	Cu - Zn - führendes Kieserz	Cu - führendes Kieserz	Pb - Cu - Zn - führendes Kieserz	Cu - Zn - führendes Kieserz	Pb - Zn - Cu - führendes Kieserz
Erzvolumen	ca. 17 Mio t	0,5 - 4,5 Mio t	0,1 - 10 Mio t	bis 10 Mio t	24 Mio t (Altes und Neues Lager)
Metallgehalte (Durchschnitt des massiven Erzes)	32% Fe, 36% S, 1,5% Cu, 1,8% Zn, 0,1% Pb 20ppm Ag, 0,2ppm Au, 300ppm Co, 20-30ppm Ni 500ppm As, 5ppm Sb, 5ppm Bi, 200ppm Se	35 - 40% Fe, 40 - 45% S, 3,1% Cu, 0,07% Z 35ppm Ag, 2,5ppm Au, 300ppm Co, 30ppm Ni 200ppm As, 50-100ppm Sb, bis 400ppm Bi	21% Fe, 40% S, 2% Cu, 5% Zn, 1,5% Pb, 12% BaSO ₄ , 95ppm Ag, 1,5ppm Au, 10-50ppm Co 10-50ppm Ni, 300-1000ppm As, 200-300ppm Sb	30% Fe, 34% S, 1,4% Cu, 0,3-0,6% Zn 20-200ppm Pb, 60ppm Ag, 4ppm Au, bis 4000ppm Co, 10-500ppm Ni,	12% Fe, 21% S, 2% Cu, 20% Zn, 11% Pb, 20% BaSO ₄ , 160ppm Ag, 1ppm Au, 150ppm Co, 20ppm Ni, 500ppm As, 800ppm Sb
Paragenese/Erzarten (vom Hangenden zum Liegenden)	Zinkblende-(Bleiglanz)-Pyrit-Erz Kupferkies-(Zinkblende)-Pyrit-Erz Kupferkies-Magnetkies-Erz Magnetiterz (lokal eingeschaltet) Imprägnationserz (vererzter Chloritschiefer) Pyritisches "Banderz" (laterale Fazies)	"Terra Umbra": Mn-reiche Präzipitate aus postvulk. Thermien "Ocker": Fe-reiche, durch submarine Verwitterung entstandene Erze massives, kupferkiesführendes Pyrit-Erz	Quarz-Hämatit-Erz (mit Baryt u. Sulfiden) Baryterz (BaSO ₄ Sulfide) Schwarzerz (ZnS BaSO ₄ FeS ₂ PbS Fahlerz) Gelberz (CuFeS ₂ FeS ₂ Quarz) Pyrit-Erz (FeS ₂ CuFeS ₂ ZnS) Gips-Anhydrit-Erz (CaSO ₄ Sulfide) Fahlerz (2-6% Ag, Silbersulfosalze, Elektrum Silberglanz, Kupferglanz, Enargit, Germanit, Vaesit, Millerit, Sulvanit im Hang. Baryt, im Lieg. Quarz; untergeordnet Calcit, Siderit, Diaspor, Gips vertikale Mineralzonierung Pb-Zn-Ag-Ba-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes zonierte "Alterationspipe", Stringer-Zone starke Alterationen im Liegenden, konzentrisch um die Stockwerk-Zone herum, auch im Hangenden; von innen nach außen: Mg-Chloritisierung, Serizitisierung, Silifizierung, Zeolithisierung,	Magnetitführende Quarzite (Cherts) massives Kupferkies-Pyrit-Erz gebändertes Kupferkies-Zinkblende-Erz kupferkiesreiches Pyrit(+FeS)-Erz Imprägnationserz (Pyrit, Kupferkies) (lokal sind Magnetkieserze ausgebildet) Bleiglanz, Bornit, Kupferglanz, Magnetit, Carrolit, Ilmenit	Banderz (z.T. karbonatreich) Grauerz (BaSO ₄ Sulfide, separates Lager) Bleierz (PbS ZnS FeS ₂ CuFeS ₂ Fahlerz) Braunerz (ZnS PbS CuFeS ₂ FeS ₂ Fahlerz) Kupfererz (FeS ₂ CuFeS ₂ ZnS PbS) Schwefelerz (FeS ₂ andere Sulfide) Arsenkies, Bournonit, Magnetkies, Magnetit, Wismut, Wismutglanz, Elektrum Linneit, Sb-Fahlerz (1-22% Ag) Baryt dolomitisch-ankeritisches Karbonat Quarz Tonminerale leicht verschwommene vertikale Zonierung Pb-Zn-Ag-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes "Kniest" im Liegenden im Liegenden der Lager Silifizierung der Tonschiefer ("Kniest") Chloritisierung (FeMg-Chlorite) Dolomitisierung Albitisierung
Nebenminerale	Arsenkies, Kobaltglanz, Cubanit, Mackinawit Amalgame, Elektrum, Freibergit (19-34% Ag)	Markasit, Bornit, Magnetkies i.Sp., Zinkblende, Hämatit, Gold, Silber	Fahlerz (2-6% Ag, Silbersulfosalze, Elektrum Silberglanz, Kupferglanz, Enargit, Germanit, Vaesit, Millerit, Sulvanit im Hang. Baryt, im Lieg. Quarz; untergeordnet Calcit, Siderit, Diaspor, Gips vertikale Mineralzonierung Pb-Zn-Ag-Ba-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes zonierte "Alterationspipe", Stringer-Zone starke Alterationen im Liegenden, konzentrisch um die Stockwerk-Zone herum, auch im Hangenden; von innen nach außen: Mg-Chloritisierung, Serizitisierung, Silifizierung, Zeolithisierung,	Bleiglanz, Bornit, Kupferglanz, Magnetit, Carrolit, Ilmenit	Arsenkies, Bournonit, Magnetkies, Magnetit, Wismut, Wismutglanz, Elektrum Linneit, Sb-Fahlerz (1-22% Ag) Baryt dolomitisch-ankeritisches Karbonat Quarz Tonminerale leicht verschwommene vertikale Zonierung Pb-Zn-Ag-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes "Kniest" im Liegenden im Liegenden der Lager Silifizierung der Tonschiefer ("Kniest") Chloritisierung (FeMg-Chlorite) Dolomitisierung Albitisierung
Gangartminerale	sehr viel Calcit, wenig Quarz, sowie Aktinolith, Albit, Chlorit u. Stilpnomelan	insgesamt wenig Gangartanteil, fast ausschließlich Quarz	im Hang. Baryt, im Lieg. Quarz; untergeordnet Calcit, Siderit, Diaspor, Gips vertikale Mineralzonierung Pb-Zn-Ag-Ba-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes zonierte "Alterationspipe", Stringer-Zone starke Alterationen im Liegenden, konzentrisch um die Stockwerk-Zone herum, auch im Hangenden; von innen nach außen: Mg-Chloritisierung, Serizitisierung, Silifizierung, Zeolithisierung,	Quarz Calcit Silikate	Baryt dolomitisch-ankeritisches Karbonat Quarz Tonminerale leicht verschwommene vertikale Zonierung Pb-Zn-Ag-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes "Kniest" im Liegenden im Liegenden der Lager Silifizierung der Tonschiefer ("Kniest") Chloritisierung (FeMg-Chlorite) Dolomitisierung Albitisierung
Zonierungen	ausgeprägte vertikale Mineralzonierung Zn-reiches Hangendes, Cu-reiches Liegendes Magnetkies nur im Liegenden angereichert	vertikale Zonierung: oben Erzzone A mit Cu-reicherem massiven Py-Erz, Zone B mit Cu-führendem Quarz-Pyrit-Erz, Zone C Stockwerk-Erz (vererzte Laven) Alterationszone mit Stockwerkvererzung in den liegenden Pillowlaven Silifizierung Argyllitisierung Chloritisierung	im Hang. Baryt, im Lieg. Quarz; untergeordnet Calcit, Siderit, Diaspor, Gips vertikale Mineralzonierung Pb-Zn-Ag-Ba-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes zonierte "Alterationspipe", Stringer-Zone starke Alterationen im Liegenden, konzentrisch um die Stockwerk-Zone herum, auch im Hangenden; von innen nach außen: Mg-Chloritisierung, Serizitisierung, Silifizierung, Zeolithisierung,	nur undeutlich zonierte Liegendes ist etwas Cu-reicher	leicht verschwommene vertikale Zonierung Pb-Zn-Ag-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes "Kniest" im Liegenden im Liegenden der Lager Silifizierung der Tonschiefer ("Kniest") Chloritisierung (FeMg-Chlorite) Dolomitisierung Albitisierung
Nebengesteinsalterationen	starke hydrothermale Überprägung der liegenden Grünschiefererien: Chloritisierung (starke Variation von fast reinen Mg-Chloriten über MgFe-Chlorite bis FeMg-Chloriten) Albitisierung (Bildung albitreicher Sedimente, z.T. Albitite) Karbonatisierung der Grünschiefer	Alterationszone mit Stockwerkvererzung in den liegenden Pillowlaven Silifizierung Argyllitisierung Chloritisierung	im Hang. Baryt, im Lieg. Quarz; untergeordnet Calcit, Siderit, Diaspor, Gips vertikale Mineralzonierung Pb-Zn-Ag-Ba-reiches Hangendes Cu-reiches Liegendes zonierte "Alterationspipe", Stringer-Zone starke Alterationen im Liegenden, konzentrisch um die Stockwerk-Zone herum, auch im Hangenden; von innen nach außen: Mg-Chloritisierung, Serizitisierung, Silifizierung, Zeolithisierung,	Imprägnationszone zeigt Albitisierungen Chloritisierungen Silifizierungen	Imprägnationszone zeigt Albitisierungen Chloritisierungen Silifizierungen
Literatur		CONSTANTINOU (1977), KORTAN (1970), RIDGE (1973), ROBERTSON et al. (1977), SAWKINS (1976), WOLFF (1964)	ELDRIDGE (1983), FRANKLIN et al. (1981), LAMBERT & SATO (1974), LARGE (1977), OHMOTO (1983), PLIMER & FINLOW-BATES (1978), RIDGE (1973), SAWKINS (1984), SOLOMON (1976), TATSUMI (1970)	FRANKLIN et al. (1981), LARGE (1977), PLIMER & FINLOW-BATES (1978), RIDGE (1973), SAWKINS (1984), TATSUMI (1970)	KRAUME (1955), RENNER (1986)

Tab. 30: Vergleich Jomas mit Lagerstätten vom Zypern-, Kuroko-, Besshi-, und Sullivan-Typ

Inselbogen und dem baltischem Kraton entspräche gut dem angenommenen Milieu einer Besshi-Typ-Lagerstätte.

Die anderen norwegischen Kieserzvorkommen lassen sich folgendermaßen in dieses genetische Konzept einordnen:

Zypern-Typ: Vigsnes, Løkken

Kuroko-Typ: Skorovas, Gjersvik, Stekenjokk (?)

Besshi-Typ: Joma, Killingdal, Bidjovagge Sulitjelma (?), Storvartsgruver/Røros(?)

Sullivan-Typ: Bleikvassli, Mofjell

6. Zusammenfassung

Die Cu und Zn führende Sulfidlagerstätte Joma liegt in den norwegischen Kaledoniden, ca. 300 km NNE von Trondheim.

Der massive, schichtgebundene Erzkörper liegt konkordant in einer metamorphen, vulkano-sedimentären Schichteneinheit (Royrvik-Gruppe) des Seve-Köli-Deckenkomplexes. Die Vererzung ist an Grünschieferhorizonte geknüpft. Als deren Edukte wurden Basaltlaven (z. T. mit Pillowstrukturen), basische Tuffe und Tuffite bestimmt. Anhand der ermittelten Spurenelementverteilung konnte der Joma-Grünstein als Ozeanbodentholeiit charakterisiert werden. Als geotektonisches Bildungsmilieu wurde ein "Back Arc Basin" postuliert. Im Liegenden des Erzkörpers konnte eine Zone intensiver hydrothermalen Überprägung ("Alterationszone") nachgewiesen werden. Im Zusammenhang mit der Erzbildung erfolgte eine völlige Umwandlung der basischen Vulkanite und Vulkanoklastite durch Albitisierungs-, Chloritisierungs- und Karbonatisierungsprozesse.

Untertagekartierungen und Auswertungen von Bohrkernen ermöglichten die Rekonstruktion der prätektonischen Lagerungsverhältnisse und der komplexen Erzstratigraphie. Es ließ sich eine ausgeprägte vertikale und eine verschwommene horizontale Mineralzonierung feststellen. Kupferkies-Magnetkies-Erze beschränken sich auf die Basis, während Zinkblende-Pyrit-Erze den hangenden Teil des Lagers aufbauen.

Durch schwerpunktmäßig durchgeführte qualitative und quantitative erzmikroskopische Untersuchungen wurden Paragenese und Feingefüge der verschiedenen Erzarten ermittelt. Ergänzende Mikrosondenmessungen und chemische Analysen lieferten in Kombination mit den optischen Befunden wichtige Indizien für eine syngenetische Bildung der Lagerstätte. Der Nachweis von sedimentären Gefügen (z. B. reliktschen Gelstrukturen) sei als Beispiel genannt. Zwei verschiedene Phasen der grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose konnten am Erz gefügemäßig belegt und interpretiert werden.

Als wichtige Silberträger in der Lagerstätte wurden Amalgame, gediegen Silber und einige Silbersulfosalze ermittelt.

Die verschiedenen Einzelergebnisse sprechen eindeutig für eine synsedimentär-exhalative Genese der Lagerstätte im Zusammenhang mit dem initialen Basaltvulkanismus in der kaledonischen Geosynklinale.

Ein Vergleich mit anderen Kieslagerstätten anhand verschiedener lagerstättenkundlicher Parameter zeigte eine relativ gute Übereinstimmung Jomas mit einer Vererzung vom Besshi-Typ.

Literaturverzeichnis

- Albee, A.L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series.- Amer. Miner., 47, p. 851 - 870.
- Amstutz, G.C.(Ed)(1974): Spilites and Spilitic Rocks.- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 482 p.
- Anderson, C.A. (1969): Massive sulfide deposits and volcanoes. Econ. Geol., 64, p. 129 - 146.
- Anger, G. (1966): Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkieslagerstätten.- Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der mineralischen Rohstoffe, Heft 3, 115 S.
- Anger, G. (1971): Microfabrics in the geosynclinal sulfide deposits.- Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart, 42 S.
- Anger, G. & Eisbein, P. (1968): Erzmikroskopische Beobachtungen an der Schwefelkies-Kupferkies-Lagerstätte Joma, Grong Revier (Norwegen).- Bergbauwissenschaften, 15, S. 93 - 97.
- Bäcker, H. (1982): Lagerstättenbildung an divergenten Plattengrenzen.- Erzmetall, 35, S. 91 - 97.
- Baker, P.E. (1972): Volcanism at destructive plate margins.- Journal of earth sciences, 8, p. 183 - 195.
- Bartl, S. (1987): Mineralogische Untersuchungen an einem Bohrprofil der Kieslagerstätte Joma/Norwegen.- Dipl.-Arb.TU Clausthal (unveröffentlicht), 66 S.
- Barton, P.B. & Skinner, B.J. (1979): Sulfide mineral stabilities. In Barnes, H.L. (Ed),: Geochemistry of hydrothermal ore deposits.- Wiley, New York, p. 278 - 403.
- Bernauer, F. (1932): Das Tote Feld auf der Insel Vulcano.- Geol. Rundschau, 23 a, S. 32 - 38.
- Betechtin, A.G. (1977): Lehrbuch der speziellen Mineralogie.- VEB Leipzig, 683 Seiten.

- Bischoff, J.L. (1969): Red Sea Geothermal Brine Deposits: Their Mineralogy, Chemistry and Genesis. In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea.- Springer, Berlin, Heidelberg, New York p. 368 - 402.
- Borchert, H. (1934): Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als "geologische Thermometer."- Chemie der Erde, 9, S. 145 - 172.
- Cambel, B. & Jarkovsky, J. (1968): Nickel und Kobalt in den Pyriten als Indikatoren der Genese von Erzen.- Freiburger Forschungshefte, C 231, S. 223 - 240.
- Cann, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some Ocean Floor Basaltic Rocks. Earth and Planetary Science Letters, 10, p. 7 - 11.
- Cann, J.R. (1971): Major element variations in ocean-floor basalts.- Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A 268, p. 495 - 505.
- Carstens, C.W. (1932): Zur Frage der Genesis der norwegischen Kiesvorkommen. Zentralblatt für Praktische Geologie, 40, S. 97 - 99.
- Carstens, C.W. (1942): Über den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen.- Det kongelige Norske Videnskabers Selskab, 15, Trondheim.
- Constantinou, G. (1977): Hydrothermal alteration of the basaltic lavas of the Troodos Ophiolite Complex associated with the formation of the massive sulfides.- In: Volcanic processes in ore genesis. A. a. O. (77).
- Craig, J.R. et al. (1984): Sphalerite Compositional Variations in Sulfide ores of the Norwegian Caledonides.- Econ. Geol., 79, p. 1727 - 1735.
- Ehrenberg, H. et al. (1954): Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen).- Bh. Geol. Jb., 12, 353 S.
- Eldridge, C.S. et al. (1983): Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko Orebodies.- Econ. Geol., Monograph 5, p. 241 - 281.
- Finlow-Bates, T. & Large, D.E. (1978): Water Depth as Major Control on the Formation of Submarine. Exhalative Ore Deposits.- Geol. Jb. D, 30, p. 27 - 39.
- Fleischer, M. (1955): Minor elements in some sulfide minerals.- Econ. Geol., 50, p. 970 - 1024.

- Floyd, P.A. & Winchester, J.A. (1975):
Magma Type and Tectonic Setting Discrimination using Immobile Elements.- *Earth and Planetary Science Letters*, 27, p. 211 - 218.
- Franklin, J.M. et al. (1981):
Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits.- *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Vol., P. 485 - 627.
- Gale, G.H. & Roberts, D. (1974):
Trace Element Geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic Basic Volcanics and its Tectonic Implications.- *Earth and Planetary Science Letters*, 22, p. 380 - 390.
- Gehrisch, W. & Maucher, A. (1975):
Sulfur-Isotope and Trace Element Analyses from the Sulitjelma Ore Bodies, Northern Norway.- *Mineral. Deposita (Berl.)*, 10, p. 57 - 69.
- Geis, H.P. (1978):
Structural control of stratiform sulfide deposits, with a new example from Sulitjelma.- *Econ. Geol.*, 73, p. 1161 - 1167
- Graf, J.L. (1977):
Rare Earth Elements as Hydrothermal Tracers during the Formation of Massive Sulfide Deposits in volcanic Rocks.- *Econ. Geol.*, 72, p. 527 - 548.
- Grenne, T. et al. (1980):
Cyprus-type sulphide deposits in the Western Trondheim district, central Norwegian Caledonides.- *Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus*, Cyprus Geol. Survey Department, p. 727 - 743.
- Halls, C. et al. (1977):
Geological setting of the Skorovas orebodies within the Allochthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik nappe, central Norway.- *Geol. Soc. London and Int. Min. and Met. Spec. Pub.*, 7, p. 128 - 151.
- Hannington, M.D. et al. (1986):
Gold in Sea-Floor Polymetallic Sulfide Deposits.- *Econ. Geol.*, 81, p. 1867 - 1883.
- Hart, S.R. (1970):
Geochemistry of Basaltic Rocks.- *Carnegie Institution of Washington, Year Book*, 70 (1970 - 1971), Department of Terrestrial Magnetism, p. 353 - 355.
- Hawley, J.E. & Nichol, J. (1961):
Trace elements in Pyrite, Pyrrhotite and Chalcopyrite of different ores.- *Econ. Geol.*, 56, p. 970 - 1024.

- Hegemann, F. (1941): Die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit und Magnetkies.- Zeitschr. Kristallogr., 103, (A), S. 168 - 177.
- Hegemann, F. (1943): Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Ein Beitrag zur Entstehung der Kieserzlagertstätten.- Zeitschr. f. angewandte Mineral., 4, S. 121 - 239.
- Hekinian, R. & Fouquet, Y. (1985): Volcanism and Metallogenesis of Axial and Off-Axial Structures on the East Pacific Rise near 13°N.- Econ. Geol., 80, p. 221 - 249.
- Henderson, P. (Ed) (1984): Rare Earth Element Geochemistry.- Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 510 p.
- Horbach, R. (1988): Geologisch-petrographische Kartierung und geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen am Borvasselv im Bereich der Kieslagerstätte Joma, Mittelnorwegen.- Dissertation TU Clausthal, 169 S.
- Humphris, S.E. & Thompson, G. (1977): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, p. 127 - 136.
- Hutchison, M.N. et al. (1980): Sphalerite Geobarometry applied to metamorphosed Sulfide ores of the Swedish Caledonides and U. S. Appalachians.- Norges Geol. Undersøkelse, 360, p.59 - 71.
- Hutchison, M.N. & Scott, S.D. (1981): Sphalerite Geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S-System.- Econ. Geol., 76, p. 143 - 153.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks.- Canadian Journal of Earth Sciences, 8, p. 523 - 548.
- Juve, G. (1974): Mineralogy and Ore Types of the Stekenjokk Deposit Central Scandinavian Caledonides, Sweden.Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C., 706, (Arsbok 68 Nr. 13) p. 162.
- Juve, G. (1977): Metal distribution at Stekenjokk: Primary and metamorphic patterns.- Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 99, p. 149 - 158.

- Kalley, M.M. (1986): Mikroskopische Untersuchungen an ausgewählten Proben der Kieslagerstätte Joma, Norwegen.- Dipl.Arb. TU Clausthal (unveröffentlicht), 111 S.
- Klau, W. & Large, D.E. (1974): Submarine exhalative Cu-Zn-Pb-Deposits.- Geol. Jb. D, 40, p. 13 - 58.
- Kollung, S. (1979): Stratigraphy and major structures of the Grong-District, Nord-Trøndelag.- Norges Geologiske Undersøkelse, 354, p. 1 - 51.
- Kortan, O. (1970): Zur Bildung der Schwefelkies-Kupferkies-Vorkommen Zyperns unter besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte Skouriotissa.- Dissertation TU Clausthal, 256 S.
- Kraume, E. (1955): Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar.- Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten 4. Beih. z. Geol. Jb., 18, 394 S.
- Krause, H. (1956): Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen).- Neues Jb. Mineral., Abh. 89, S. 137 - 148.
- Krause, H. (1961): Analytische und röntgenographische Untersuchungen natürlicher Zinkblenden.- Neues Jb. Mineral. Abh., 97, S. 143 - 164.
- Kretschmar, U. & Scott, S.D. (1976): Phase Relations involving Arsenopyrite in the Systems Fe-As-S and their Application.- Canadian Mineralogist, 14, p. 364 - 386.
- Kuno, H. (1966): Lateral Variation of Basalt Magma Type across Continental Margins and Island Arcs.- Bulletin of volcanologie, 29, p. 195 - 222.
- Lambert, I.B. & Sato, T. (1974): The Kuroko and Associated Ore Deposits of Japan: A Review of their Features and Metallogenesis.- Econ. Geol., 69, p. 1215 - 1236.
- Large, R.R. (1977): Chemical Evolution and Zonation of Massive Sulfide Deposits in Volcanic Terrains.- Econ. Geol., 72, p. 549 - 572.
- Loftus-Hill & Solomon, M. (1967): Cobalt, Nickel and Selenium in Sulphides as Indicators for Ore Genesis.- Mineral. Dep., 2, p. 228 - 242.

- Malvik, T. et al. (1984): Sølv og Sølvmineraler in norske kismalmer og deres oppredningsprodukter.- Teknisk Rapport No. 64, Trondheim, 71 p.
- Manson, V. (1968): Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In: Hess, H.H. & Poldervaart, A. (Eds.): Basalts, Vol. 1. Wiley + Sons, New York, p. 214 - 269.
- Mason, R. (1976): Petrology of the Metamorphic Rocks.- George Allen & Unwin, Boston-Sydney, 254 p.
- Mitchell, A.H.G. & Garson, M.S. (1981): Mineral Deposits and Global Tectonic Settings.- Academic Press, London, 405 p.
- Morimoto, N. et al. (1975): Crystallography and Stability of Pyrrhotites.- Econ. Geol., 70, p. 824 - 833.
- Möller, P. (1986): Anorganische Geochemie.- Springer, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, 326 S.
- Möller, P. & Morteani, G. (1979): Spurenelemente als Hilfsmittel für die Lagerstättenforschung.- TIZ-Fachberichte, 103, Heft 4, S. 190 - 199.
- Müller, G. (1970): Metamorphe Basalte und Tuffe des Stavanger-Gebietes.- Cont. Mineral. and Petrol., 29, S. 123 - 134.
- Miyashiro, A. (1978): Metamorphism and Metamorphic Belts.- 3. Imp., Allen & Unwin, Boston-Sydney, 492 p.
- Odling, N.E. (1984): The Structure of the Joma stratiform massive sulphide deposit and surrounding District.- Preliminary Report Nov. 84. (unpub.), 16 p.
- Oftedahl, C. (1957): Jomaforekomstens blokkvifter.- Norges geologiske Undersøkelse, 200, p. 51 - 54.
- Oftedahl, C. (1958a): Storisen transport av kisblokker fra Joma.- Norges geologiske Undersøkelse, 203, p. 73 - 75.
- Oftedahl, C. (1958b): Oversikt over Grongfeltets Skerp og Malmforekomster.- Norges geologiske Undersøkelse, 202, p. 10 - 19.
- Oftedahl, C. (1958c): A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores.- Geologiske Föreningens I Stockholm Föreläsningar, 492, Bd. 80, p. 1 - 19.

- Oftedahl, C. (1968): Greenstone subvulcanoes in the central norwegian Caledonides.- Geol. Rundschau, 57, S. 320 - 330.
- Oftedahl, C. (1981): Norges Geologi en oversikrt over Norges regional geologi. Tapir, Trondheim, 207 Seiten.
- Ohmoto, H. (1983): Chemical Processes of Kuroko Formation.- Econ. Geol. Monograph, 5, p. 570 - 604.
- Olsen, J. (1980): Genesis of the Joma stratiform sulfide deposit, central norwegian caledonides.- Proceedings of the 5th Quadrennial IAGOD Symposium, Vol. 1, p. 745 - 757.
- Pearce, A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus.- Tectonophysics, 25. p. 41 - 67.
- Pearce, J.A. (1976): Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts.- Journal of Petrology, 17, p. 15 - 43.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth and Planetary Science Letters, 19, p. 290 - 300.
- Pearce, J.A. & Gale, G.H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace-element-geochemistry of associated igneous host rocks.- The Institution of Mining and Metallurgy, Spec. Pub., 7, p. 14 - 24.
- Pearce, J.A. et al. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Diagramm: A Method of Discriminating between Oceanic and Non-Oceanic Basalts.- Earth and Planetary Science Letters, 24, p. 419 - 426.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. (1979): Petrogenic Implications of Ti, Zr, S and Nb Variations in Volcanic Rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., 69, p.33 - 47.
- Pedersen, S.A. (1979): Structure and Ore Genesis of the Grimsdalen Sulphide Deposits, Southern Trondheim Region, Norway.- Norges geologiske Undersokelse, 351, p. 77 - 98.
- Plimer, J.R. & Finlow-Bates, T. (1978): Relationship between Primary Iron Sulphide Species, Sulphur Source, Depth of Formation and Age of Submarine Exhalative Sulphide Deposits.- Mineral. Dep., 13, p. 399 - 410.

- Prinz, M. (1968): Geochemistry of basaltic rocks: trace elements.- In: Hess, H.H. & Poldervaart, A. (Eds.): Basalts, Vol. 1. Wiley + Sons, New York, p. 271 - 323.
- Rai, K.L. (1978): Micromineralogy and Geochemistry of sphalerites from Sulitjelma mining district, Norway.- Norsk Geologisk Tidsskrift, 58, p. 17 - 31.
- Ramdohr, P. (1938): Antimonreiche Paragenese von Jakobsbakken bei Sulitjelma.- Norsk Geologisk Tidsskrift, 18, p. 275 - 289.
- Ramdohr, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.- Akademie-Verlag Berlin, 1277 S.
- Reinsbakken, A. (1980): Geology of the Skorovas mine: A volcanogenic massive sulphide deposit in the Central Norwegian Caledonides.- Norsk Geologisk Undersøkelse, 360, p. 123 - 154.
- Reinsbakken, A. (1984): The host-rock lithologies and ore types of the Joma deposit. A preliminary report, Dec. 1984, (unpub.), 22 p.
- Reinsbakken, A. & Stephens, M.B. (1981): Excursions in the Scandinavian Caledonides.- Esk. No. 314, Uppsala Caledonide Symposium (UCS) p. 42 - 48.
- Renner, T. (1986): Schichtsilikate und Karbonate als Fazies Indikatoren in den synsedimentär-exhalativen Lagerstätten Rammelsberg, Meggen und Eisen.- Z.d. geol. Ges., 137, S.253 - 285.
- Ribbe, P.H. et al. (1974): Sulfide Mineralogy Vol. 1.- Mineralogical Society of America, Short Course Notes.
- Ridge, J.D. (1973): Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor.- Mineral. Dep., 8, p. 332 - 348.
- Ridge, J.D. (Ed)(1984): Annotated Bibliographies of Mineral Deposits in Europe. Part 1.- Norway Pergamon Press, Oxford, p. 160 - 229.
- Robertson, A.H.F. & Fleet, A.J. (1977): Rare-earth element evidence for the genesis of the metalliferous sediments of Troodos, Cyprus.- In: Volcanic processes in ore genesis. A.a.O.p. 78 - 79.
- Rösler, H. & Lange, H. (1976): Geochemische Tabellen. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 674 S.
- Rona, P.A. et al. (Ed)(1983): Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers.- Nato Conference Series: Series IV: Marine Science Plenum Press, New York and London, 796 p.

- Rosenbauer, R.J. et al. (1983): Hydrothermal Alteration of Graywacke and Basalt by 4 Molal NaCl.- *Econ. Geol.*, 78, p. 1701 - 1710.
- Rucklidge, G; Gasparrini, E.L. (1969): Electron micro-probe analytical data reduction. unpubl. Handbuch zum Rechnerprogramm EMPADR VII.
- Ryall, W.R. (1981): The Forms of Mercury in some Australian Stratiform Pb-Zn-Ag-Deposits of Different Regional Metamorphic Grades.- *Mineral. Dep.*, 16, p. 425 - 435.
- Saager, R. (1967): Drei Typen von Kieslagerstätten im Mofjell-Gebiet, Nordland, und ein neuer Vorschlag zur Gliederung der kaledonischen Kieslager Norwegens.- *Norsk geologisk tidsskrift*, 47, p. 333 - 358.
- Sangster, D.F. (1984): Grade-Tonnage Summaries of Massiv Sulfide Deposits Relative to Paleotectonic Settings in the Appalachian-Caledonian Orogen.- *Econ. Geol.* 79, p. 1479 - 1482.
- Sawkins, F.J. (1976): Massive Sulphide Deposits in Relation to Geotectonics. *Geol.- Association of Canada, Spec. Pap.*, 14, p. 221 - 240.
- Sawkins, F.J. (1984): Metal Deposits in Relation to Plate-Tectonics.- Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Schmid, R. (1981): Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments.- *Geol. Rundschau*, 70, p. 794 - 799.
- Schütz, W. (1985): Magmatismus und Metallogenese im zentralen Teil des SW-iberischen Pyritgürtels, Prov. Huelva, Spanien.- Express Edition (x-Publikationen), Berlin, 200 S.
- Scott, S.D. (1973): Experimental Calibration of the Sphalerite geothermometer.- *Econ. Geol.*, 68, p. 466 -474.
- Scott, S.D. & Barnes, (1971): Sphalerite Geothermometry and Geobarometry.- *Econ. Geol.*, 66, p. 653 - 669.
- Solomon, M. (1976): "Volcanic" Massive sulphide deposits and their host rocks - A review and an explanation.- In: Wolf, K.H. (Ed.) (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, Vol. 6, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo p. 21 - 54, Elsevier.
- Spry, A. (1983): Metamorphic Textures.- Pergamon Press, 352 S., Oxford 352 p.

- Stephens, M.B. (1982): Field Relationships Petrochemistry and Petrogenesis of the Stekenjokk Volcanites Central Swedish Caledonides.- Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, 786, (Arsbok 75, Nr. 7).
- Stephens, M.B. et al. (1984): Correlation of Massive Sulfide Deposits in the Appalachian-Caledonian Orogen on the Basis of Paleotectonic Setting.- Econ. Geol., 79, p. 1442 - 1478.
- Studemeister, P.A. (1985): A hypothesis for base and noble metal deposits.- Geol. Rundschau, 74, p. 51 - 59.
- Sundblad, K. et al. (1984): Sphalerite Geobarometry and Arsenopyrite Geothermometry Applied to Metamorphosed Sulfide Ores in the Swedish Caledonides.- Econ. Geol., 79, p. 1660 - 1668.
- Tatsumi, T. (1970): Volcanism and ore genesis-. University of Tokyo Press, 448 p.
- Tischendorf, G. (1966): Zur Verteilung des Selens in Sulfiden.- Freiburger Forschungshefte, C 208, 162 S.
- Tröger, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Teil 1: Bestimmungstabellen. Schweizerbart, Stuttgart 188 S.
- Tröger, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Teil 2: Textband Schweizerbart, Stuttgart 822 S.
- Vokes, F.M. (1962): Mineral parageneses of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway.- Econ. Geol., 57, p. 890 - 903.
- Vokes, F.M. (1968): Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal sulphide ore deposits of Norway.- Trans. Inst. Min. Metall. 77 p. 53 - 59.
- Vokes, F.M. (1976): Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: A comparative review.- In: Wolf, K.H. (Ed.)(1976): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 6, p. 79 - 127.
- Vokes, F.M. (1980): Some Aspects of Research into the Caledonian Strata-bound Sulphide Deposits of Scandinavia.- Norges geologiske Undersökelse, 360, p. 77 - 93.
- Waltham, A.C. (1968): Classification and genesis of massive sulphide deposits in Norway.- Trans. Inst. Min. Metall, 77, B, p. 153 - 161.

- Wedepohl, K.H. (1963): Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden.- Fortschr. Miner., 41, S. 99 - 121.
- Wedepohl, K.H. (Ed)(1969): Handbook of geochemistry Vol. I - IV.- Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- WeiB, H. (1985): Zur geologisch-tektonischen Position der Kieslagerstätte Joma/Grong-Distrikt, (Norwegen).- Studienarbeit TU Clausthal (unveröffentlicht), 34 S.
- Wedepohl, K.H. (1975): The Contribution of Chemical Data to Assumptions about the Origin of Magmas from the Mantle.- Fortschr. Min., 52, p. 141 - 172.
- Williams, D. (1966): Volcanism and ore deposits.- Freiburger Forschungshefte, C 210, p. 93 - 111.
- Wimmenauer, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- Ferdinand Enke, Stuttgart, 382 S.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1976): Geochemical Magma Type Discrimination: Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks.- Earth and Planetary Science Letters, 28, p. 459 - 469.
- Windley, B.F. (Ed)(1975): The Early History of the Earth.- John Wiley and Sons, New York, 619 p.
- Windley, B.F. (1977): The evolving continents.- John Wiley and Sons. New York, 385, p.
- Wolff, D. (1964): Untersuchungen zur Genesis der Kieslagerstätten in Zypern.- Dissertation TU Clausthal, 162 S.
- Wolf, K.H. (Ed)(1976): Handbook of Stratabound and Stratiform ore Deposits, Vol. 1 - 7.- Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- Zachrisson, E. (1971): The structural setting of the Stekenjokk ore bodies, central Swedish Caledonides.- Econ. Geol., 66. p. 641 - 652.
- Zôka, H. et al. (1972): Compositional Variations in Natural Mackinawite and the Results of Heating Experiments.- Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 7, p. 37 - 53.

Anlagen

Verzeichnis der Anlagen

- Anlage 1 : Bohrprofil der Bohrung Bh 469
(495-m-Sohle bei b1/Profil 4 , ins Hangende)
- Anlage 2 : Bohrprofil der Bohrung Bh 887
(520-m-Sohle bei Y31280 ins Hangende)
- Anlage 3 : Kartierprofil 50/11-14
(508-m-Sohle bei b2/profil2)
- Anlage 4 : Modalbestand und Chemismus von quarzführenden Pyriterzen
(Erztyp A)
- Anlage 5 : Modalbestand und Chemismus von karbonatischen Pyriterzen
(Erztyp B)
- Anlage 6 : Modalbestand und Chemismus von Kupferkies-Pyrit-Erzen
und Magnetkies-Pyrit-Erzen (Erztypen C und D)
- Anlage 7 : Modalbestand und Chemismus von Kupferkies-Magnetkies-Erzen
(Erztyp F)
- Anlage 8 : Modalbestand von Gesteinen der Grünschiefergruppe
- Anlage 8a: Chemismus von Gesteinen der Grünschiefergruppe
- Anlage 9 : Modalbestand von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefergr.
- Anlage 9a: Chemismus von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefergruppe
- Anlage 10: Fortsetzung von Anlage 9
- Anlage 10a: Fortsetzung von Anlage 9a
- Anlage 11: Modalbestand von Gesteinen der Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefergr.
- Anlage 11a: Chemismus von Gesteinen der Biotit-FeMg-Chlorit-Schiefergr.

Legende zu Anlagen 1 - 3

Bedeutung der einzelnen Spalten:

- (a) Gesteinseinheiten im dargestellten Profil (siehe unten)
mit Meterzahl der untersuchten Einzelprobe
- (b) Mineralbestand der Probe im Dünnschliff in Vol.-%
- (c) Vorherrschende Chloritart
 - △ Mg-reicher Chlorit (Chlorittyp I/II)
 - MgFe-Chlorit (Chlorittyp III/IV)
 - FeMg-Chlorit (Chlorittyp V/VI)
- (d) Mineralbestand im Anschliff in Vol.-%, ohne Gangart

Symbole zu Spalte (a):

Erze



Massives Pyriterz



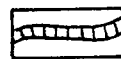
Massives Kupferkies-Magnetkies-Erz



Erzlagen im Nebengestein

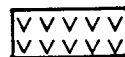


Imprägnationserz



Magnetiterz

Nebengesteine



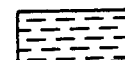
Massiger Grünstein



Feinkörniger, z.T. geschichteter Grünschiefer (= Metatuff)



Feinkörnige, lagige Metatuffite z.T. hellglimmerführend



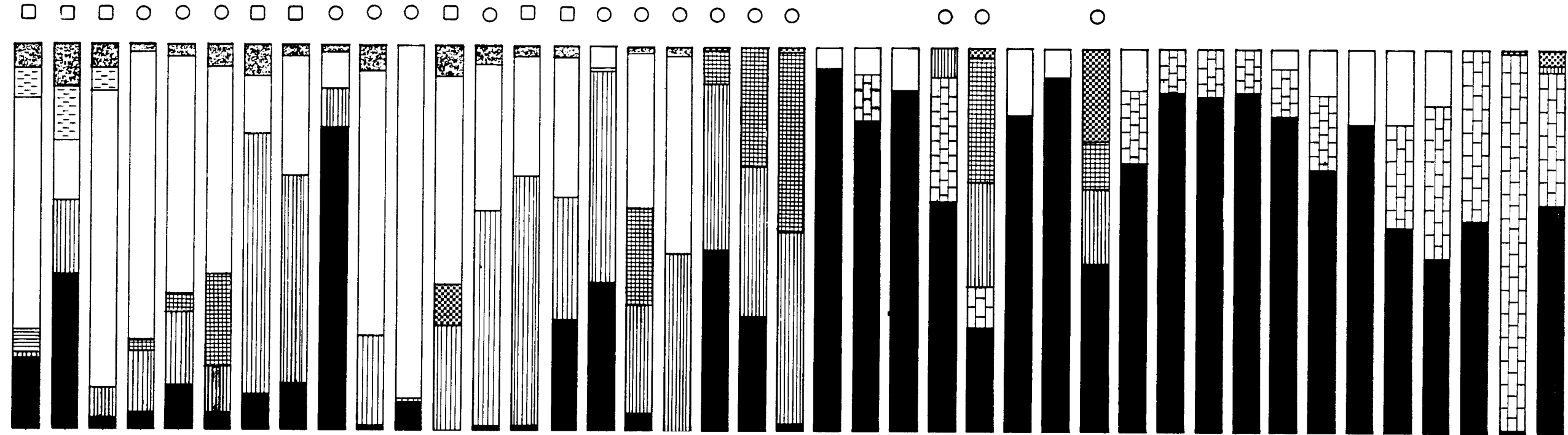
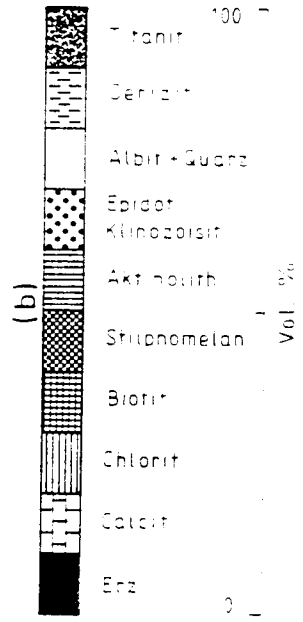
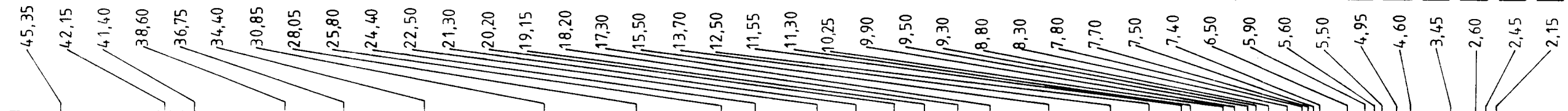
Albit-Mg-Chloritschiefer



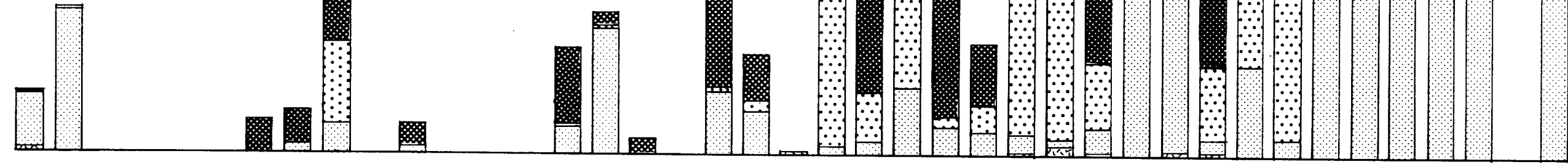
Biotit-FeMg-Chloritschiefer



Bohrung Bh 469
(495-m-Sohle ins Hgd.)

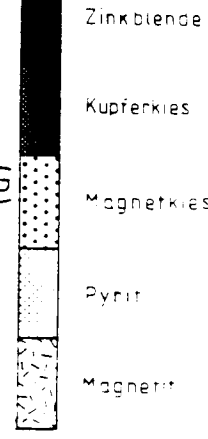


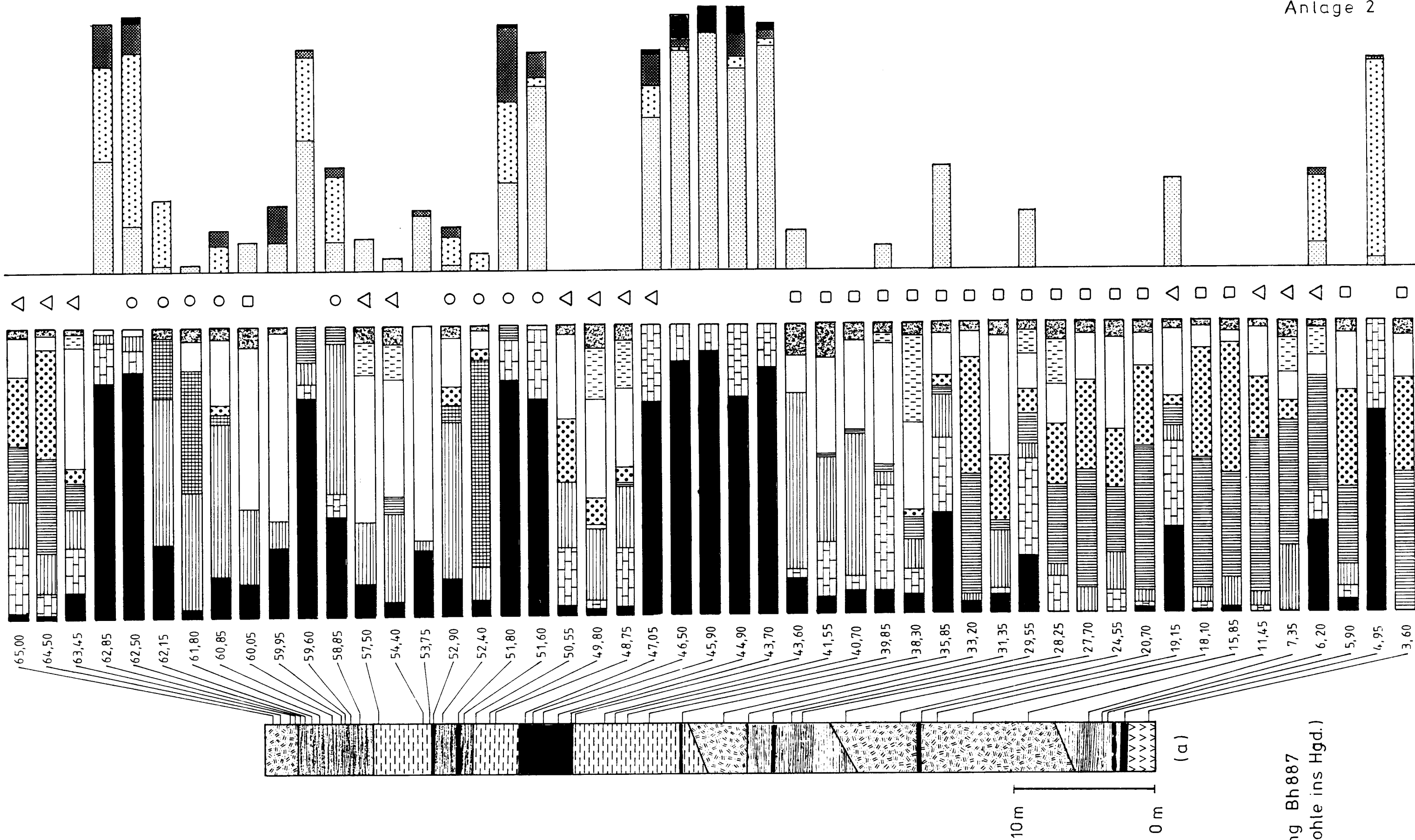
(c)



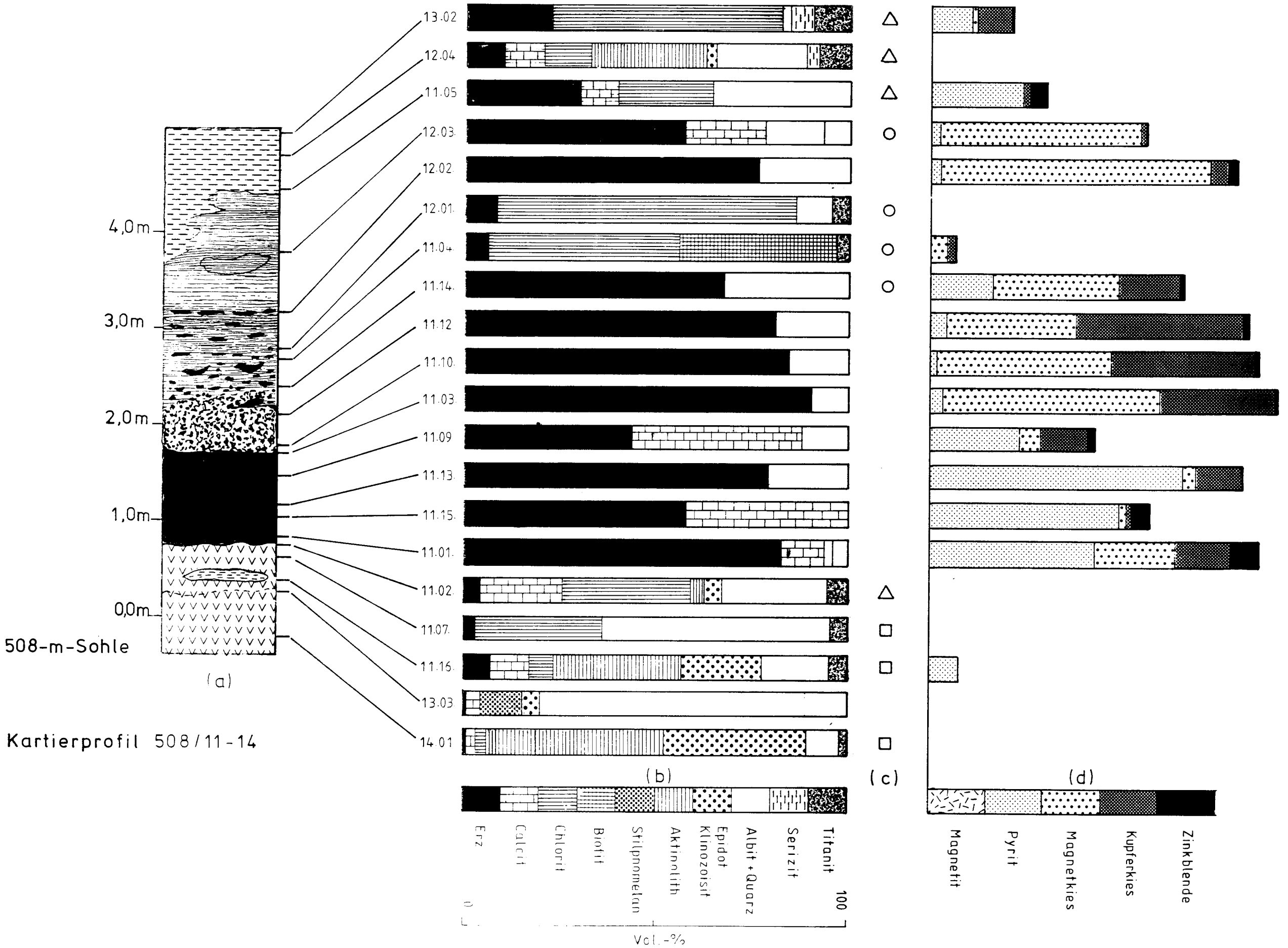
(d)

Anlage 1





Bohrung Bh887
(520-m-Sohle ins Hgd.)



Probe-Nr.	Pyrit	Magnetkies	Kupferkies	Zinkblende	Bleiglanz	Cubanit	Mackinawit	Arsenkies	Amalgame	Magnetit	Sonstige Akzessorien	Gangart	Gangminerale Bemerkungen	Fe %	Cu %	Zn %	Pb %	Mn ppm	Ag ppm	Cd ppm	Mi ppm	Co ppm	Mo ppm
J18/01.05 a.	83,7	0,4	3,5	0,2	+	-	-	-	-	-	Rutil Titanit	12,2	Quarz > Calcit > Aktinolith sehr feinkörniges Derberz	38,5	0,84	0,25	0,05	600	50	10	-	60	n.b.
J18/01.06.	75,3	1,3	6,6	1,9	+	-	-	+	-	-	-	14,8	Aktinolith > Calcit > Quarz feinkörniges, groblagiges Derberz	34,7	2,40	1,06	0,04	540	90	80	-	20	n.b.
J18/01.08 b.	86,8	+	1,4	2,8	+	-	-	-	-	-	-	9,0	Quarz > Calcit > Aktinolith feinkörniges Derberz	39,1	1,15	0,36	0,02	350	40	10	-	60	75
J18/01.09.	79,2	+	1,0	0,4	-	-	-	-	-	-	-	19,4	Quarz > Calcit > Aktinolith feinkörniges Derberz	35,9	0,30	0,58	0,01	520	20	30	-	90	n.b.
495/03.01.	49,9	0,4	0,9	16,0	+	-	-	+	+	-	-	32,8	Quarz > Calcit > Aktinolith mittelkörniges Lagererz mit Zug-Schlieren	29,6	0,19	7,69	0,03	430	20	530	-	60	n.b.
416/11.01.	45,4	0,5	1,6	2,8	+	-	-	+	+	-	-	49,6	Quarz + Albit-Lagen > Calcit mittelkörniges, feingestreiftes Lagererz	31,0	0,28	4,36	0,15	630	10	250	-	60	60
387/11.20 H.	38,5	+	0,3	0,8	< 0,1	-	-	-	+	-	Rutil	60,4	Quarz > Calcit > Chlorit mittelkörniges Lagererz	27,9	4,17	0,80	0,03	890	10	50	-	420	50
375/03.01 b.	41,4	0,3	0,8	21,1	< 0,1	+	+	-	-	-	Titanit	36,3	Quarz >> Aktinolith, Chlorit mittelkörniges, klastisches Derberz	29,0	0,53	3,80	0,36	300	20	210	-	60	n.b.
375/04.04.	65,9	0,1	2,8	0,2	+	+	+	-	-	-	-	30,8	Quarz > Chlorit > Aktinolith mittelkörniges Lagererz	36,5	0,67	0,09	0,09	450	< 10	< 10	-	1130	n.b.
362/03.03.	59,0	0,4	0,8	7,6	1,6	-	-	-	+	-	-	30,6	Quarz + Albit >> Calcit mittelkörniges, klastisches Derberz	31,6	0,20	4,25	2,30	270	70	280	-	20	75
362/03.05.	38,8	0,2	0,5	16,8	+	-	-	+	+	-	-	43,7	Quarz + Albit >> Calcit mittelkörniges, klastisches Derberz mit Zug-Schlieren	30,5	0,50	4,40	0,02	480	40	330	-	20	85
362/03.06.	70,5	+	2,2	0,3	+	-	-	-	-	-	Titanit	27,0	Quarz > Calcit feinkörniges Derberz	39,6	0,73	0,29	0,01	610	20	20	-	30	120
362/03.10.	54,6	+	18,3	0,5	+	0,1	+	-	+	-	Titanit Rutil	26,3	Quarz > Chlorit > Aktinolith mittelkörniges Derberz mit CuFe ₂ -Schlieren	38,8	5,57	0,35	0,01	290	30	20	-	220	95
362/03.11.	56,9	0,5	1,4	0,2	+	-	-	-	-	-	Molybdänglanz	41,0	Quarz > Calcit mittelkörniges Lagererz m. Marmorlinsen	41,1	1,34	0,10	0,01	530	10	10	-	160	280
362/03.12.	49,8	0,5	7,6	1,1	-	-	-	-	-	-	Titanit	41,0	Quarz > Calcit mittelkörniges Lagererz, zeigt graduierte Schichtung	28,8	1,56	0,50	0,01	670	10	30	-	120	25
362/03.13.	70,1	0,3	3,8	0,4	-	+	-	-	-	-	-	25,4	Quarz > Calcit > Aktinolith feinkörniges Derberz	40,5	1,45	0,53	0,01	570	20	30	-	140	80

Modalbestand und Chemismus von quarzführenden Pyriterzen (Erztyp A)

Probe-Nr.	Pyrit	Magnetkies	Kupferkies	Zinkblende	Bleiglanz	Cubanit	Mackinawit	Arsenikies	Amalgam	Magnetit	Sonstige Akzessorien	Gangart	Gangartminerale Bemerkungen	Fe %	Cu %	Zn %	Pb %	Mn ppm	Ag ppm	Cd ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm
J18/01.11 a.	15,9	+	+	56,0	+	-	-	+	+	-	Ilmenit Titanit	28,1	Calcit > Quarz > Aktinolith ZnS-reiche-Schlieren im Pyrit	12,3	0,07	24,60	0,01	970	10	930	-	40	n.b.
J18/01.13.	68,2	+	1,7	24,4	+	+	-	0,2	+	-	Fahlerz	5,4	Calcit >> Aktinolith feinkörniges Derberz mit ZnS-Schlieren	30,6	0,64	16,00	0,09	430	30	880	-	70	n.b.
J18/02.01.	39,1	1,4	0,5	4,0	0,2	-	-	+	+	-	Titanit	54,9	Calcit > Albit > Chlorit mittelkörniges Lagererz m. Marmorlinsen	23,9	0,16	3,88	0,12	960	30	230	-	40	n.b.
495/05.07.	75,3	0,6	1,6	+	-	+	-	-	+	-	-	22,5	Calcit > Quarz > Aktinolith mittelkörniges, klastisches Derberz	32,9	1,15	0,06	0,01	500	30	< 10	-	140	n.b.
495/05.08.	56,7	0,7	1,5	+	+	+	-	-	-	-	-	41,1	Calcit >> Aktinolith mittelkörniges, klastisches Derberz mit Marmorlinsen	25,0	0,70	0,04	0,01	730	30	< 10	-	80	n.b.
495/05.10.	64,1	1,1	2,2	4,4	+	-	-	+	-	-	-	28,2	Calcit >> Albit > Aktinolith feinkörniges Derberz	36,2	0,81	4,26	0,04	430	50	330	-	90	95
416/13.07.	38,5	-	0,5	5,9	+	-	-	-	-	-	Titanit	55,1	Calcit > Quarz > Chlorit feinkörniges, schlieriges Lagererz	28,5	0,24	5,41	0,06	950	10	290	-	30	40
416/14.01.	62,7	0,2	0,4	8,2	+	-	-	+	+	-	-	28,4	Calcit >> Quarz > Albit > Mg-Chlorit feinkörniges Derberz	33,4	0,18	5,30	0,12	890	30	290	-	60	75
508/11.15.	48,9	2,3	0,7	5,6	+	-	-	-	-	-	-	42,5	Calcit >> Quarz mittelkörniges Lagererz mit Marmorbank	31,9	0,12	4,29	0,15	1120	< 10	230	-	10	50
387/06.05.	38,6	0,5	2,4	13,0	0,1	-	-	-	-	-	Titanit	45,3	Calcit >> Chlorit > Albit mittelkörniges Lagererz mit ZnS-Schlieren und Marmorlinsen	25,6	0,84	4,55	0,03	1200	15	230	-	40	n.b.
387/06.07.	24,6	+	+	50,0	0,2	-	-	+	-	-	-	25,1	Calcit > Aktinolith > Mg-Chlorit mittelkörniges Lagererz mit ZnS-Linsen	26,9	0,31	7,40	0,06	1150	10	420	-	50	n.b.
387/06.10.	64,9	0,1	0,4	13,7	0,2	+	-	-	-	-	-	20,6	Calcit >> Aktinolith feinkörniges Derberz	34,9	0,64	3,19	0,12	610	10	180	-	80	n.b.
387/06.25.	44,1	0,2	0,6	7,8	+	+	+	-	-	-	Titanit	47,3	Calcit >> Aktinolith > Mg-Chlorit mittelkörniges Derberz	27,3	1,48	4,59	0,08	970	10	290	-	100	n.b.
387/07.03.	33,8	21,0	0,7	8,7	+	-	-	-	-	-	Titanit	35,8	Calcit >> Aktinolith > Mg-Chlorit mittelkörniges Lagererz	25,7	0,98	3,88	0,07	1070	40	230	-	120	n.b.
387/07.05 b.	22,6	25,4	0,4	7,1	+	+	+	-	+	-	-	44,5	Calcit > Quarz > Albit > Aktinolith mittelkörniges Lagererz	25,1	0,21	4,38	0,02	1160	10	300	-	100	n.b.
375/01.01.	49,0	1,1	2,1	0,1	+	+	+	-	-	-	-	47,7	Calcit > Albit > Mg-Chlorit mittelkörniges, klastisches Derberz	26,5	0,41	0,02	0,01	340	< 10	< 10	-	150	n.b.

Modalbestand und Chemismus von karbonatischen Pyriten (Erztyp B)

Probe-Nr.	Pyrit	Magnetkies	Kupferkies	Zinkblende	Blei-glanz	Cubanit	Mackinawit	Arsenkies	Amalgame	Magnetit	Sonstige Akzessorien	Gangart	Gangartminerale Bemerkungen	Fe %	Cu %	Zn %	Pb %	Mn ppm	Ag ppm	Cd ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm
495/05.09.	80,8	1,9	11,4	0,2	+	+	+	-	+	-	Fahlerz	5,7	Calcit > Aktinolith feinkörniges Derberz	42,2	4,49	0,43	0,02	320	120	20	-	690	55
495/05.11.	28,4	17,7	17,9	5,4	0,1	+	+	+	+	-	Titant	30,5	Calcit > Aktinolith, Chlorit mittelkörniges Derberz	34,7	4,10	3,15	0,15	500	240	220	-	260	75
495/05.12.	36,4	11,0	8,3	5,5	0,1	+	+	-	-	-	Titant	38,5	Calcit >> Aktinolith grobkörniges Derberz	30,2	1,75	3,84	0,11	540	80	230	40	410	90
496/11.02.	54,2	3,6	31,5	0,7	-	+	+	-	+	1,8	-	8,2	Calcit > Quarz > Aktinolith Pyritbreccie mit Kupferkies verheilt	41,4	6,14	0,81	0,01	590	30	50	-	650	100
508/11.01.	41,6	21,8	13,8	6,5	+	+	+	-	+	-	Fahlerz	16,3	Calcit > Quarz > Aktinolith feinkörniges, schlieriges Derberz	26,2	5,99	1,76	0,07	550	30	90	-	570	75
508/11.09.	23,0	4,9	12,1	2,7	+	-	+	-	+	-	-	57,3	Calcit > Mg-Chlorit > Aktinolith mittelkörniges, schlieriges Lagerz	17,1	4,18	1,50	0,05	1150	20	70	-	210	50
508/11.13.	64,9	3,1	10,9	0,6	+	-	+	-	+	-	-	20,5	Calcit > Quarz feinkörniges Derberz	39,9	3,90	0,18	0,01	290	70	10	-	530	300
387/06.20.	32,3	7,8	12,6	6,0	-	+	+	-	-	-	Titant	41,3	Calcit > Aktinolith > Quarz feinkörn.-schlieriges Lagerz	30,2	4,30	3,73	0,03	530	30	220	-	120	n.b.
387/06.24.	25,6	2,8	12,0	6,1	+	-	-	-	-	-	Titant	52,1	Chlorit > Aktinolith > Albit > Epidot	23,1	3,32	3,57	0,03	720	30	200	-	130	n.b.
387/06.25 H.	40,0	1,8	11,2	5,2	+	+	+	-	-	-	Titant	41,7	Derberzschl.in Chloritschiefer Calcit > Aktinolith > Quarz + Albit	27,3	1,48	4,59	0,08	970	10	290	-	100	n.b.
387/13.22.	19,7	10,0	49,4	2,7	+	+	+	-	-	-	Titant	18,2	mittelkörniges Derberz Mg-Chlorit > Aktinolith	37,1	12,98	0,50	0,01	600	60	50	-	280	75
375/01.05.	37,7	2,6	21,5	5,1	+	+	+	-	+	-	Molybdän-glanz	33,1	mittelkörniges Derberz Aktinolith > Stilpnomelan > Quarz	33,0	6,15	1,95	0,01	300	20	90	-	340	n.b.
J18/01.07.	57,1	10,8	10,7	3,3	-	+	+	+	+	-	Ilmenit Rutil	17,9	Quarz > Mg-Chlorit > Aktinolith. Chloritschiefer-Pyritzer-Breccie (F 2-Störung)	37,6	3,31	1,89	0,01	450	140	150	-	70	70
375/01.06.	30,9	11,0	1,6	0,5	+	+	-	-	-	3,7	-	52,3	Quarz > Calcit > Aktinolith grobkörniges, schlieriges Derberz	27,3	0,53	0,22	0,01	210	10	10	-	360	n.b.
375/01.09.	30,4	0,4	24,6	0,5	+	0,1	+	-	+	+	-	43,9	Calcit > Quarz > Aktinolith mittelkörniges, feinstreifiges Lagerz	28,3	9,98	0,33	0,01	290	30	20	-	600	n.b.
375/01.11.	30,3	5,0	29,4	1,5	-	+	+	-	+	-	-	33,8	Aktinolith >> Calcit mittelkörniges Derberz	31,8	9,53	0,59	0,01	340	30	40	-	270	85
362/03.10.	59,4	0,3	18,6	1,2	+	0,1	+	-	+	-	Titant	20,4	Calcit > Quarz, + Aktinolith mittelkörniges Derberz mit Kupferkies-schlieren	37,5	5,20	0,33	0,02	200	30	20	-	n.b.	n.b.

Probe-Nr.	Pyrit	Magnetkies	Kupferkies	Zinkblende	Bleiglanz	Cubanit	Mackinawit	Arsenikies	Amalgame	Magnetit	Sonstige Akzessorien	Gangart	Gangartminerale Bemerkungen	Fe %	Cu %	Zn %	Pb %	Mn ppm	Ag ppm	Cd ppm	Ni ppm	Co ppm	Mo ppm
480/J01	3,2	28,2	55,5	1,2	-	+	+	-	+	-	Kobaltglanz	11,3	Calcit, Chloritschieferfrag- grobkörniges Breccienetz	39,5	12,80	0,31	0,01	360	70	30	30	770	n.b.
508/11.10.	0,8	45,6	36,6	1,2	-	-	+	-	+	-	-	15,8	Aktinolith > FeMg- Chlorit > Biotit mittelkörniges, schlieriges Durch- bewegterz	41,5	18,41	0,76	0,01	50	90	60	-	720	60
508/11.11.	2,4	34,5	43,0	1,5	+	+	+	-	+	-	-	18,6	Aktinolith > Calcit > FeMg-Chlorit grobkörniges Durchbewegterz	29,7	19,12	2,36	0,01	440	50	130	-	150	75
508/11.14.	15,8	33,5	15,9	0,7	+	-	+	-	+	+	Titanit Kobaltglanz	34,1	Calcit, Biotit-Chlorit-Schiefer- Fragmente mittelkörniges Breccienetz	48,7	1,92	0,51	0,01	760	10	30	-	1550	60
508/11.03.	2,0	55,9	31,8	0,6	+	+	+	-	-	+	Kobaltglanz	9,7	Calcit > Aktinolith > FeMg-Chlorit mittelkörniges Durchbewegterz	50,9	5,20	0,40	0,01	600	20	20	-	1110	70
387/01.04.	8,6	25,3	33,6	4,7	+	+	+	0,8	+	-	Rutil	26,9	Calcit > Aktinolith mittelkörn.schlier.-Durchbewegterz	37,9	6,80	2,30	0,03	880	170	120	50	120	n.b.
387/06.16.	15,9	29,3	28,7	0,5	-	-	+	-	-	-	Titanit	25,4	Calcit >> Aktinolith + FeMg-Chlorit feinörn.schlier.-Durchbewegterz	36,3	3,40	0,35	0,01	520	30	20	-	850	n.b.
387/11.11.	9,7	10,3	29,5	1,9	+	+	+	-	+	+	Titanit	48,6	Calcit, Aktinolithschieferfragmente grobkörniges Breccienetz	29,7	19,10	2,36	0,01	440	50	130	-	150	75
387/11.20 L.	14,8	28,3	14,3	1,1	+	+	+	-	-	-	Titanit	41,3	Calcit, Chloritschieferfragmente sehr grobkörniges Breccienetz	35,9	15,00	0,84	0,01	560	50	70	-	380	60
387/13.18.	22,8	10,7	41,7	0,6	+	+	+	-	+	2,9	-	21,3	Calcit, Chloritschieferfragmente grobkörniges Breccienetz	31,7	14,1	0,51	0,01	710	80	40	-	660	65
375/01.04.	11,6	18,0	20,1	2,6	+	+	+	-	-	-	-	47,6	Calcit, FeMg-Chlorit, Aktinolith mittelkörniges Lagenerz	31,1	9,67	0,88	0,02	700	20	50	-	430	n.b.
375/01.08.	10,5	24,6	14,1	0,7	+	+	+	-	+	0,4	-	49,6	Calcit > Quarz, 8t-FeMg-Chlorit- schieferlinsen grobkörn.schlieriges Durchbewegterz	31,2	9,58	0,39	0,01	380	40	30	-	720	n.b.
375/03.06.	7,9	36,3	9,9	0,4	-	-	+	-	-	-	-	45,5	Aktinolith > Quarz > Stilpnomelan mit Calcitlage mittelkörniges Lagenerz	28,2	4,48	0,08	0,01	520	20	<10	-	670	n.b.
375/04.01.	4,3	33,9	32,0	1,8	-	+	+	-	-	-	-	28,0	Biotit-FeMg-Chloritschieferfragm- mittelkörniges Breccienetz	31,6	14,20	1,08	0,01	300	40	70	-	580	n.b.
375/04.02.	6,1	24,3	51,1	0,4	-	+	+	-	+	-	Rutil	18,1	Aktinolith > FeMg-Chlorit > Calcit mittelkörn.schlieriges Lagenerz	32,2	12,85	1,06	0,01	680	40	70	-	400	n.b.
8h 631/ 20,70 ■	48,9	20,5	4,6	0,9	+	+	+	-	-	9,2	Molybdän- glanz	15,8	Aktinolith > Calcit + Quarz feinkörniges Lagenerz	31,8	1,12	0,58	0,01	830	10	30	-	910	40
8h 469/ 5,60 ■	4,0	51,8	25,1	0,9	-	+	+	-	-	-	Kobaltglanz Ilmenit	18,2	FeMg-Chlorit > Aktinolith > Calcit mittelkörn.schlie. Durchbewegterz	35,5	15,00	0,26	0,01	410	40	20	-	550	n.b.

Modalbestand in Vol.-%

Probe-Nr.	Gesteinsname vermutliches Edukt stratigraphische Position und vertikaler Abstand des Probestückes vom Erzkörper	Kurzbeschreibung	Erz	Calcit	Quarz	Albit	Aktinolith	Chlorit	Epidot + Klinozoisit	Serizit	Biotit	Stilpnomelan	Titanit + Rutil	Sonstige Akzessorien
J18/01.14.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava, Kern einer "Kissenlava" strat. hang. Serie, ca. 3 m v. Erzkörper	hellgrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, Calcit auf Klüften	+	8	+	17	33	7	30	-	-	-	2	Apatit
J18/01.15.	Albit-Chlorit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basaltlava, Kern einer "Kissenlava" strat. hang. Serie, ca. 6 m v. Erzkörper	hellgrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig	+	+	+	8	33	10	44	-	-	-	4	-
495/05.01.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava strat. lieg. Serie, ca. 40 m v. Erzkörper	graugrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, vereinzelt kleine Chlorit-Calcit-Nester	-	2	-	11	48	5	30	-	-	-	4	Apatit Zirkon
495/05.02.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava strat. lieg. Serie, ca. 20 m v. Erzkörper	graugrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, mit Gängen von Calcit + Chlorit durchtrübert	+	4	+	8	52	6	26	+	-	-	4	-
416/15.09.	Albit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basaltlava, Fragment einer "Kissenlava" strat. hang. Serie, ca. 3 m v. Erzkörper	hellgrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, Calcit + Chlorit auf Klüften, pyritführend	2	1	+	11	32	9	43	-	-	-	3	-
508/14.01. I.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basalt strat. hang. Serie, ca. 1 m v. Erzkörper	graugrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, pyritführend	1	3	+	8	46	2	27	-	-	-	3	Apatit
387/01.01.	Chlorit-Serizit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basaltuff ? strat. hang. Serie, ca. 0,5 m v. Erzkörper	graugrüner, feinsplattiger, phyllitischer Grünschiefer, pyritführend	2	+	+	9	20	13	37	14	-	-	5	-
387/06.01.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava, brecciierte "Kissenlava" ? strat. hang. Serie, ca. 1 m v. Erzkörper	graugrüner, grobplattiger Grünstein deutlich schiefrig, mit Gängen von Calcit durchtrübert, sehr inhomogen	1	15	+	16	33	5	26	-	-	-	2	Apatit
387/06.03.	Albit-Epidot-Aktinolith-Schiefer Basalt strat. hang. Serie, direkt v. Erzkontakt	hellgraugrüner, plattiger Grünstein undeutlich schiefrig, Basalttextur ist relativ noch erkennbar	2	5	+	20	36	7	26	-	-	-	4	-
387/07.01.	Chlorit-Albit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basaltuff strat. lieg. Serie, ca. 3 m v. Erzkörper	graugrüner, plattiger Grünschiefer ausgeprägt schiefrig, Schichtung erkenn- bar, mit Calcitgängen durchtrübert	1	8	+	11	23	10	41	2	-	-	3	Formalin Apatit
387/07.04.	Albit-Epidot-Aktinolith-Schiefer Basalt strat. hang. Serie, Scholle im Erzkörper	hellgraugrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, mit Calcitnestern	-	3	+	21	43	3	25	-	-	-	5	-
387/12.02.	Albit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basalt strat. hang. Serie, ca. 4 m v. Erzkörper	graugrüner, feinsplattiger Grünstein deutlich schiefrig	+	4	+	8	39	5	40	-	-	-	3	Apatit
375/03.04.	Albit-Aktinolith-Klinozoisit-Schiefer Basaltuff strat. hang. Serie, ca. 1 m v. Erzkörper	graugrüner, grobschiefriger Grünschiefer Schichtung erkennbar, mit Calcitgängen durchtrübert	1	11	3	12	20	7	41	1	-	-	4	-
375/05.05.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava strat. hang. Serie, ca. 2,5 m v. Erzkörper	hellgraugrüner, massiger Grünstein undeutlich schiefrig, vereinzelt kleine Calcitnestern	1	5	1	10	38	7	38	+	-	-	3	-
375/12.01.	Albit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltlava strat. hang. Serie, ca. 5 m v. Erzkörper	hellgrüner, massiger Grünstein fast richtungslos körnig	2	1	-	12	48	4	27	-	-	-	6	Apatit Orthit
362/03.01.	Albit-Aktinolith-Chlorit-Klinozoisit-Schiefer Hyaloklastit ? Zwickel zw. "Kissenlava" strat. hang. Serie, ca. 2 m v. Erzkörper	hellgraugrüner, massiger Grünstein sehr inhomogen, undeutlich schiefrig	+	10	+	14	18	41	45	+	-	-	2	-
362/04.01.	Chlorit-Klinozoisit-Aktinolith-Schiefer Basaltuff strat. hang. Serie, ca. 20 m v. Erzkörper	graugrüner, feinsplattiger Grünschiefer feingefaltet	+	1	+	5	45	8	33	+	-	-	4	Apatit

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Grünschiefergruppe

Hauptelementoxide in Gew.-%															Spurenelemente in ppm													
Probe-Nr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb
J18/01.14.	46,3	0,9	15,3	8,2	0,14	7,7	11,3	2,4	0,7	0,09	2,1	3,4	0,0	2,8	2,9		175	180	60	120	110	220	< 5	140	30	22	35	6
J18/01.15.	46,9	1,0	16,0	8,6	0,12	8,3	9,5	2,5	0,5	0,08	n.b.	2,1	0,0	3,2	2,8		180	210	60	110	140	110	< 5	130	35	20	40	5
495/05.01.	49,0	1,5	12,8	8,9	0,13	8,2	9,0	3,1	0,1	0,20	0,7	2,8	0,0	3,2	3,0		220	60	90	120	50	95	< 5	170	30	42	100	6
495/05.02.	46,3	1,8	12,6	10,0	0,14	7,6	8,4	2,7	0,1	n.b.	n.b.	2,2	0,1	4,1	2,9		240	60	70	110	20	120	< 5	220	30	n.b.	130	n.b.
416/15.09.	49,5	1,7	15,0	8,5	0,10	6,5	8,3	4,4	0,6	n.b.	n.b.	2,7	0,1	3,9	2,0		240	200	60	160	350	160	< 5	250	40	n.b.	110	n.b.
387/01.01.	45,1	1,7	17,7	10,4	0,13	8,7	7,2	3,4	1,1	n.b.	n.b.	2,7	0,1	4,6	2,7		220	260	70	150	1000	400	20	120	190	n.b.	100	n.b.
387/06.01.	43,6	1,2	12,5	8,4	0,16	6,6	12,9	2,8	0,1	0,10	6,3	5,7	0,1	3,6	2,3		210	120	50	120	210	250	< 5	210	30	20	70	6
387/06.03.	49,6	1,2	12,1	8,7	0,10	7,6	7,6	3,2	1,3	n.b.	n.b.	2,5	< 0,1	4,7	1,7		2150	1030	80	930	770	530	10	70	170	n.b.	70	n.b.
387/07.01.	50,2	1,2	15,7	12,3	0,10	6,5	5,1	4,0	0,9	0,14	n.b.	2,1	n.b.	n.b.	n.b.		270	220	80	110	560	n.b.	30	10	90	18	60	< 2
387/07.04.	49,3	1,4	12,5	8,7	0,12	8,4	10,3	2,9	0,1	n.b.	n.b.	2,6	0,0	3,1	3,0		220	210	70	160	60	50	< 5	150	30	n.b.	80	n.b.
387/12.02.	46,7	1,3	16,7	9,0	0,15	7,7	11,5	2,2	0,1	n.b.	n.b.	2,5	< 0,1	3,2	3,1		220	400	40	170	160	310	< 5	230	30	20	80	10
375/03.04.	44,3	1,0	15,2	7,8	0,11	7,2	12,4	2,2	0,1	0,07	3,6	3,6	< 0,1	2,9	2,6		190	220	50	150	120	100	< 5	180	30	22	60	6
375/05.05.	45,8	1,5	14,5	5,9	0,17	8,2	11,7	2,1	< 0,1	0,06	1,4	3,2	0,1	3,6	3,3		270	130	80	80	170	70	< 5	200	30	n.b.	120	n.b.
375/12.01.	44,0	1,1	15,6	8,3	0,12	8,1	10,3	4,3	0,6	0,10	n.b.	3,8	0,0	3,1	2,7		210	170	70	170	50	90	10	190	80	15	50	< 2
362/03.01.	46,9	1,2	18,0	8,4	0,13	6,9	11,5	2,0	0,2	0,11	1,1	2,1	0,1	3,1	2,8		210	260	90	200	170	270	< 5	240	30	26	60	6
362/04.01.	44,3	1,3	15,9	10,3	0,15	9,5	10,1	2,0	0,3	0,10	0,8	2,9	< 0,1	3,8	2,4		210	400	90	260	60	70	< 5	120	40	24	90	6
min. Werte	43,6	0,9	12,1	7,8	0,10	6,5	5,1	2,0	< 0,1	0,06	0,7	2,1	0,0	—	—		175	60	40	80	20	70	< 5	10	30	15	35	< 2
max. Werte	50,2	1,8	18,0	12,3	0,17	9,5	12,9	4,3	1,1	0,20	6,3	5,7	0,1	—	—		270	1030	90	930	1000	530	30	250	190	42	130	10
Durchschn. Werte n=16	46,8	1,3	14,9	9,1	0,14	7,8	9,8	2,4	0,4	0,11	2,4	3,4	—	—	—		220	260	70	200	210	180	10	170	60	25	80	6

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Grünschiefergruppe
(Fortsetzung)

Modalbestand in Vol.-%

Probe-Nr.	Gesteinsname vermutliches Edukt stratigraphische Position und vertikaler Abstand des Probepunktes vom Erzkörper	Kurzbeschreibung	Erz	Calcit	Quarz	Albit	Aktinolith	Chlorit	Epidot + Klinozoisit	Serizit	Biotit	Stilpnomelan	Titanit + Rutil	Sonstige Akzessorien
J18/01.X.	Chlorit-Albit-Serizit-Schiefer alterierter Luffit	hellgrauer, grobplattiger Schiefer netzartig von bis 5 mm mächtigen Pyrit-Chlorit-Gängen durchsetzt	15	1	1	27	2	16	1	29	-	-	8	-
J18/01.01.	Albit-Serizit-Aktinolith-Chlorit-Schiefer alterierter Luffit	hellgrünes, seidig glänzendes dünn- schiefes Gestein, Chlorit und Serizit bilden Nester u. Schlieren im cm-Bereich	+	+	6	10	28	34	+	16	-	-	6	-
J18/01.02.	Albit-Klinozoisit-Schiorit-Schiefer alterierter Luffit	relativ dunkler, grünlich grauer feinsplatt- tiger Schiefer, schwach mit Pyrit imprä- gniert, sedimentäre Schichtung erkennbar	1	+	+	8	2	58	17	5	-	-	9	Apatit
J18/01.03.	Albit-Chlorit-Schiefer alterierter Luffit	grünlich grauer, grobplattiger Schiefer unregelmäßig mit cm großen Pyrit-Albit- Chlorit-Schiefer durchsetzt	5	+	+	16	1	66	1	6	-	-	5	-
508/11.16.	Epidot-Albit-Aktinolith-Schiefer alterierter Luffit	hellgraugrüner, grobplattiger Schiefer mit Calcit und Albitgängen durch- trüert	2	9	1	23	33	6	21	-	-	-	5	-
508/15.05.	Albit-Serizit-Klinozoisit-Schiefer Luff-Politt-Wechselagerung	heller, grünlichgrauer feingefalteter Schiefer, Eduktwechsel im mm-Bereich, mit 1 cm-mächtigen Calcitlinsen	3	5	-	10	9	8	35	25	-	-	5	Apatit
495/04.01.	Quarz-Albit-Serizit-Phyllit politisches Sediment	hellgrünes, seidig glänzendes, dünnschief- riges Gestein mit Pyrit-Quarz-Albit-Gäng- chen, unregelmäßig durchtrüert	3	-	12	26	-	+	-	54	-	-	5	-
495/05.03.	Aktinolith-Chlorit-Albit-Schiefer alterierter Luffit	grünlichgrauer grobplattiger Schiefer feiner Wechsel von Pyrit-Chlorit-Lagen und Akt.-Chlorit-Albit-Lagen	5	2	2	36	15	29	4	1	-	-	5	-
495/05.04.	Calcit-Serizit-Albit-Schiefer alterierter Luffit	grünlichgrauer, feinsplattiger Schiefer mit mm-mächtigen Pyritschlieren und Quarz-Albit-Calcit-Western durchsetzt	9	19	2	33	1	6	3	22	-	-	5	-
495/05.05.	Aktinolith-Klinozoisit-Serizit-Chlorit-Schiefer alterierter Luffit	grünlichgrauer, feinsplattiger Schiefer, mm-mächtige Pyrit-Chlorit-Gänge durchsetzen die feinschichtige Matrix	2	1	+	10	15	29	17	23	-	-	3	-
416/12.01.	Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer alterierter Luffit	dunkelgrüner, feinsplattiger Schiefer, Wechsel im mm-Bereich von Pyrit-Aktinolith- Chlorit-Lagen und Albit-Chlorit-Lagen	3	3	1	26	16	48	1	-	-	-	2	-
416/15.01.	Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer alterierter Luffit	grünlichgrauer, feingefalteter Schiefer mit vereinzelt, in s2 eingeregelt Pyrit-Chlorit-Schlieren	3	+	+	29	7	27	2	24	-	-	4	-
416/15.03.	Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer alterierte "Kissenlava"	grünlichgrauer, feinsplattiger Schiefer, in gleichkörniger, dichter Matrix sind mm-große Pyrit-Chlorit-Nester eingeregelt	4	-	-	30	14	47	+	-	-	-	5	Apatit
387/06.02.	Aktinolith-Albit-Schiefer Luffit	graugrünes, undeutlich schiefes Gestein mit mm-großen Pyrit-Calcit-Western, primäre Schichtung ist erkennbar	5	9	+	45	30	4	+	3	-	-	4	-
387/06.09.	Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer alterierter Luffit?	grünlichgrauer, grobgefalteter Schiefer Wechsel von albitreichen Lagen und akti- nolithreichen Lagen im 5 mm-Bereich, Pyrit- imprägnation	5	+	2	38	30	12	+	7	-	-	6	Apatit

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefergruppe

Probe-Nr.	Hauptelementoxide in Gew.-%															Spurenelemente in ppm														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb			
J18/01.X.	51,1	1,3	17,2	9,9	0,03	3,8	1,7	3,8	3,3	n.b.	n.b.	5,6	< 0,1	2,7	4,2	210	230	70	80	180	230	15	20	100	n.b.	60	n.b.			
J18/01.01.	44,3	1,2	15,9	8,6	0,10	12,8	2,5	1,5	1,8	n.b.	n.b.	5,5	0,0	4,2	1,8	200	230	60	120	160	480	5	20	80	n.b.	85	n.b.			
J18/01.02.	39,9	1,5	17,6	12,0	0,09	11,4	3,1	1,9	0,8	n.b.	n.b.	5,6	< 0,1	6,9	1,5	250	260	60	120	380	670	< 5	100	50	n.b.	120	n.b.			
J18/01.03.	42,7	1,4	15,6	12,6	0,09	11,9	1,4	2,2	0,4	n.b.	n.b.	6,6	< 0,1	5,1	3,7	190	230	50	120	90	720	< 5	10	40	n.b.	95	n.b.			
508/11.16.	48,6	1,2	15,2	9,1	0,06	6,3	5,5	3,8	0,7	n.b.	n.b.	2,6	< 0,1	4,2	1,5	220	280	40	90	270	150	< 5	160	90	n.b.	75	n.b.			
508/15.05.	44,5	1,0	15,4	9,4	0,18	8,4	9,7	5,4	0,5	0,12	n.b.	3,1	n.b.	n.b.	n.b.	200	260	80	190	160	n.b.	< 5	110	50	14	70	< 2			
495/04.01.	43,3	1,2	15,2	9,2	0,12	8,3	10,7	2,7	0,1	n.b.	n.b.	2,9	< 0,1	3,5	2,9	200	550	60	520	< 20	130	< 5	160	60	n.b.	85	n.b.			
495/05.03.	45,8	1,3	14,6	10,5	0,13	7,3	3,5	3,9	1,2	n.b.	n.b.	6,4	< 0,1	2,0	5,3	190	210	50	140	< 20	320	10	50	60	n.b.	85	n.b.			
495/05.04.	43,9	1,1	15,7	8,5	0,08	4,0	6,8	2,7	2,9	n.b.	6,4	7,0	< 0,1	1,6	4,3	210	260	50	160	220	160	20	70	100	n.b.	70	n.b.			
495/05.05.	42,4	1,3	17,4	9,2	0,18	12,0	3,2	2,4	1,1	0,11	n.b.	4,8	< 0,1	3,7	2,7	240	130	60	100	120	500	< 5	40	60	42	100	6			
416/12.01.	44,9	1,1	13,3	11,4	0,10	10,7	5,1	3,1	0,1	n.b.	n.b.	4,7	< 0,1	5,6	2,4	200	230	< 10	220	160	1000	5	70	30	n.b.	85	n.b.			
416/15.01.	45,5	1,2	16,3	8,9	0,15	9,8	2,9	3,7	1,4	n.b.	n.b.	3,9	< 0,1	3,4	2,8	200	190	< 10	170	100	660	< 5	50	70	20	95	2			
416/15.03.	46,1	1,2	15,3	11,4	0,17	11,5	2,3	4,3	0,3	n.b.	n.b.	3,8	< 0,1	3,7	4,2	220	150	40	130	360	1200	< 5	30	40	n.b.	90	n.b.			
387/06.02.	42,0	1,4	14,1	9,5	0,16	6,2	13,0	2,7	0,1	n.b.	4,0	5,0	0,0	4,2	2,4	280	110	70	110	330	190	< 5	330	30	n.b.	120	n.b.			
387/06.09.	44,7	1,8	13,2	12,5	0,17	8,7	4,1	5,2	0,9	0,17	n.b.	5,8	< 0,1	n.b.	n.b.	250	80	50	40	180	n.b.	< 5	20	80	30	110	< 2			

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefergruppe
(Fortsetzung)

Modalbestand in Vol.-%

Probe-Nr.	Gesteinsname vermutliches Edukt stratigraphische Position und vertikaler Abstand des Probepunktes vom Erzkörper	Kurzbeschreibung	Erz	Calcit	Quarz	Albit	Aktinolith	Chlorit	Epidot + Klinozoisit	Serizit	Biotit	Stilpnomelan	Titanit + Rutil	Sonstige Akzessorien
387/06.11.	Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer alterierter Luff Schieferzwischenmittel im Pyriterz	hellgrauer, seidig glänzender, feingefalteter Schiefer mit dünnen Pyrit-Chlorit-Lagen	7	+	+	35	31	14	1	8	-	-	4	-
387/06.17.	Albit-Chlorit-Aktinolith-Serizit-Schiefer tuffitisches Sediment, alteriert?	grünlichgrauer, seidig glänzender Schiefer, Wechsel v. feinkörnigen Serizit-Aktinolith-Lagen und Chlorit-Albit-Lagen im 5 mm-Bereich	1	+	+	11	26	25	+	32	-	-	5	-
387/06.22.	Schieferzwischenlage im Kupferkies-Pyrit-Erz Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer alterierter Luffit	graugrüner, mittelkörniger, grobplattiger Schiefer m. Serizit-Chloritgängen durchtrüert, Kupferk.-Magnetk.-Imprägnation	4	-	+	35	25	18	1	8	-	-	9	-
387/06.29.	linse d. strat. lieg. Nebengest., ins Erz eingeschuppt Chlorit-Serizit-Aktinolith-Schiefer alterierter Luffit	hellgrauer, feingefalteter Schiefer Wechsel von tuffogenem und pelitischem Edukt im 1 cm-Bereich	2	+	1	6	53	14	+	22	-	-	2	-
387/08.04.	strat. lieg. Serie, direkt v. lieg. Erzkontakt Klinozoisit-Albit-Serizit-Aktinolith-Schiefer alterierter Luff	grünlichgrauer, feinplattiger Schiefer, die sehr feinkörnige, filzige Matrix ist mit Chlorit-Albit-Calcit-Gängen durchsetzt	1	6	+	13	37	4	11	23	-	-	5	Apatit
387/09.01.	strat. hang. Serie, direkt v. hang. Erzkontakt Serizit-Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer alterierter Luffit?	hellgraugrünes, massiges mittelkörniges Gestein mit bis 5 mm-mächtigen serizitreichen Schlieren, Magnetk.-Imprägnation	1	2	+	35	30	17	+	13	-	-	2	-
387/11.10.	strat. lieg. Serie, ca. 3 m v. Erzkörper Albit-Chlorit-Aktinolith-Schiefer Luffit?	relativ dunkler, graugrüner feinplattiger Schiefer, sedimentäre Schichtung ist deutlich erkennbar	+	-	+	14	45	33	+	+	-	-	8	-
387/11.18.	strat. lieg. Serie, ca. 0,5 m v. Erzkörper Aktinolith-Chlorit-Albit-Schiefer Luffit	relativ dunkler, graugrüner, feinplattiger Schiefer, sehr feinkörnig, sedimentäre Schichtung ist deutlich erkennbar, Pyrit-Impr.	4	5	1	32	18	29	6	-	-	-	5	-
387/11.25.	strat. lieg. Serie, ca. 2 m v. Erzkörper Aktinolith-Serizit-Albit-Chlorit-Schiefer Luffit, alteriert	grünlichgrauer, grobplattiger Schiefer, feinkörnig, sedimentäre Schichtung ist deutlich erkennbar	2	2	+	26	13	33	3	18	-	-	3	-
387/13.06.	strat. lieg. Serie, ca. 1,5 m v. Erzkörper Aktinolith-Chlorit-Albit-Schiefer Luffit?	graugrüner, grobplattiger Schiefer undeutlich schichtig, mit ca. 1 cm-großen Quarz-Chlorit-Knauern	3	2	10	34	17	27	-	-	-	-	7	-
387/13.07.	strat. lieg. Serie, ca. 0,3 m v. Erzkörper Serizit-Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer alterierter Luff	grünlichgrauer, grobplattiger Schiefer sehr feinkörnig, undeutlich schichtig mit bis 1 mm-mächtigen Magnetk.-Schnürer	6	16	+	34	20	11	-	10	-	-	3	-
387/14.01.	strat. lieg. Serie, ca. 1 m v. Erzkörper Calcit-Albit-Aktinolith-Chlorit-Schiefer alterierter Luff	graugrüner, feinplattiger Schiefer feinkörnig, undeutlich schiefbrig, mit Chlorit-Calcit-Western	6	15	+	15	19	28	11	+	-	-	6	Apatit
387/14.03.	strat. hang. Serie, ca. 2 m v. Erzkörper Albit-Chlorit-Aktinolith-Schiefer Luffit	grünlichgrau, feinschieferiges Gestein feinkörnig, sedimentäre Schichtung ist deutlich erkennbar, Pyrit-Imprägnation	3	5	+	17	39	21	7	-	-	-	8	-
375/13.03.	strat. hang. Serie, ca. 1 m v. Erzkörper Serizit-Albit-Aktinolith-Schiefer Luffit	grünlichgrau, feinschieferiges Gestein, sehr feinkörnig, mit bis 5 mm-mächtigen Pyrit-Chlorit-Lagen	3	-	+	21	44	13	+	15	-	-	4	-
375/16.01.	strat. lieg. Serie, ca. 0,7 m v. Erzkörper Chlorit-Albit-Aktinolith-Schiefer alterierter Luff? strat. lieg. Serie, Schieferlinse im Pyriterz	hellgraugrüner, feingefalteter Schiefer mit bis 5 mm-großen, regellos verteilten Chloritestern	1	-	+	36	46	11	+	-	-	-	6	Apatit

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefergruppe

Hauptelementoxide in Gew.-%															Spurenelemente in ppm												
Probe-Nr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb
387/06.11.	49,4	1,6	11,1	11,1	0,14	9,2	4,7	4,2	0,6	n.b.	n.b.	4,1	0,0	2,6	5,2	240	90	20	70	290	520	< 5	30	90	n.b.	110	n.b.
387/06.17.	48,0	1,1	15,3	10,2	0,14	12,6	4,3	1,6	2,3	n.b.	n.b.	3,5	0,0	4,6	2,5	190	210	20	70	290	550	30	10	260	n.b.	60	n.b.
387/06.22.	50,7	1,8	12,0	9,3	0,13	9,1	5,0	3,7	0,5	n.b.	n.b.	1,5	0,0	4,5	2,0	290	140	70	90	1170	860	< 5	40	70	n.b.	155	n.b.
387/06.29.	45,6	0,9	14,2	10,5	0,17	10,9	5,2	4,1	2,7	0,10	n.b.	4,0	<0,1	n.b.	n.b.	170	190	40	110	380	n.b.	9	20	290	18	50	6
387/08.04.	44,8	1,7	14,3	10,2	0,18	8,6	7,8	5,0	1,8	0,13	n.b.	2,1	<0,1	n.b.	n.b.	300	190	50	100	100	n.b.	12	100	440	24	100	< 2
387/09.01.	52,5	0,9	12,4	8,6	0,08	10,4	5,1	2,9	1,0	n.b.	n.b.	2,4	<0,1	5,9	2,6	210	130	60	120	250	390	10	30	160	n.b.	50	n.b.
387/11.10.	45,2	1,9	13,2	12,1	0,10	10,5	4,4	3,1	0,1	n.b.	n.b.	3,6	<0,1	n.b.	n.b.	310	150	70	110	110	1000	< 5	40	30	n.b.	170	n.b.
387/11.18.	48,1	2,3	16,2	11,4	0,11	10,7	3,8	3,5	0,1	n.b.	n.b.	3,4	0,0	6,4	1,6	320	260	50	150	120	850	< 5	70	30	35	185	5
387/11.25.	42,3	1,2	16,4	11,8	0,16	13,4	3,3	1,9	1,2	n.b.	n.b.	3,9	<0,1	6,3	2,0	270	300	60	210	370	2000	< 5	30	110	n.b.	100	n.b.
387/13.06.	46,9	2,1	13,4	11,5	0,10	12,0	4,4	2,9	0,1	n.b.	n.b.	3,0	<0,1	4,4	3,6	320	200	60	120	150	620	< 5	40	30	n.b.	185	n.b.
387/13.07.	46,0	2,0	12,1	11,5	0,11	6,7	7,5	4,1	1,1	n.b.	6,1	2,6	<0,1	7,7	0,3	270	280	50	130	410	700	< 5	100	30	30	140	< 2
387/14.01.	47,6	1,9	13,6	11,2	0,12	6,9	6,7	3,9	0,1	n.b.	4,2	3,3	0,1	7,0	0,8	260	130	50	120	470	1680	< 5	140	40	27	125	< 2
387/14.03.	45,5	2,1	14,3	11,1	0,11	8,2	5,0	3,9	0,1	n.b.	n.b.	4,9	0,1	6,7	1,1	270	80	50	80	180	1100	< 5	70	40	n.b.	150	n.b.
375/13.03.	48,4	1,3	12,2	9,1	0,14	9,6	4,2	3,2	1,9	n.b.	n.b.	3,2	<0,1	2,5	3,9	250	120	80	90	300	660	< 5	40	80	n.b.	90	n.b.
375/16.01.	49,4	1,9	12,1	11,0	0,10	10,7	5,2	3,4	0,1	n.b.	n.b.	3,0	<0,1	4,9	2,8	260	80	20	80	90	560	< 5	30	30	n.b.	160	n.b.

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Albit-Mg-Chlorit-Schiefsergruppe

(Fortsetzung)

Modalbestand in Vol.-%

Probe-Nr.	Gesteinsname stratigraphische Position und vertikaler Abstand der Probestücke vom Erzkörper	Kurzbeschreibung	Erz	Calcit	Quarz	Albit	Aktinolith	Chlorit	Epidot + Klinozoisit	Serizit	Biotit	Stilpnomelan	Titanit + Rutil	Sonstige Akzessorien
508/11.04.	Biotit-Chlorit-Schiefer strat. Lieg. Serie, ca. 0,5 m vom Erzkörper	dunkelgrünes, massiges, dünnstiefrieses Gestein, in feinkörniger Chloritmatrix mit grobkörnigen biotitreichen Schlieren, CuFeS_2 -Imprägnation	4	+	-	-	+	50	-	-	41	-	5	-
508/12.01.	Albitführender Chloritit strat. Lieg. Serie, ca. 1,5 m vom Erzkörper	dunkelgrünes, massiges, grobkörniges Gestein, sedimentäre Schichtung ist deutlich mit bis 5 mm mächtigen CuFeS_2 -Lagen	7	+	1	8	-	78	1	-	+	-	5	Apatit
480/02.04.	Titanitführender Chloritit strat. Lieg. Serie, ca. 10 m vom Erzkörper	dunkelgrüner, feinplattiger, feinkörniger Schiefer sehr homogen, mit CuFeS_2 -Spuren	1	+	-	+	-	91	-	-	-	-	8	-
480/03.02.	Vererzter Chlorit-Biotit-Schiefer strat. Lieg. Serie, ca. 3 m vom Erzkörper	dunkelgrünes, massiges, grobkörniges Gestein, mit cm-mächtigen CuFeS_2 -FeS-Schlieren	37	3	+	2	-	15	-	-	38	4	1	-
480/03.01.	Vererzter Chlorit-Biotit-Schiefer strat. Lieg. Serie, ca. 8 m vom Erzkörper	dunkelgrünes, massiges, grobkörniges Gestein mit bis 5 mm-mächtigen CuFeS_2 -FeS-Schlieren	20	1	+	+	-	33	-	-	36	5	2	-
416/11.03.	Chlorit-Biotit-Schiefer rekristallisierter Mylonit 0,5 m mächtige Schieferlage auf F 1-Übersch.-Bahn	dunkelgrünes, dünnstiefrieses Gestein feinkörnige Chloritmatrix mit quergesproßten Biotitblasten, CuFeS_2 -FeS-Imprägnation	8	-	-	-	-	45	-	-	47	-	+	-
387/11.17.	Biotit-Chlorit-Schiefer boudinierte Schieferlage im Erzkörper nahe Lieg.	dunkelgrünes, feinstiefrieses Gestein CuFeS_2 -FeS-Imprägnation	4	-	+	2	+	73	-	-	16	+	5	Apatit
375/03.07.	Biotit-Albit-Chlorit-Schiefer Zwischenmittel auf Überschiebungsbahn zwischen Pyrit- und Kupferkies-Magnetkies-Erz	dunkelgrünes, massiges, feinkörniges Gestein, undeutlich schiefbrig	+	-	+	11	8	69	-	-	6	+	6	-
387/01.09.	Albit-Stilpnomelan-Calcit-Schiefer linsenförmige Einschaltung zwischen Pyrit- und Kupferkies-Magnetkies-Erz		10	47	+	11	-	+	-	-	+	32	+	-
387/07.07.	Stilpnomelan-Biotit-Chlorit-Schiefer Zwischenmittel im Erzkörper	schwarzgrünes, dichtes, massiges Gestein mit Pyrit-Imprägnation und Calcitlinsen	12	10	+	+	2	46	-	-	5	22	3	Apatit
375/04.06.	Aktinolith-Stilpnomelan-Marmor linsenförmige Einschaltung in boudinierter Chloritschieferlage im Erzkörper	wirrstrahlige Stilpnomelanblasten in granoblastischer Karbonatmatrix	-	71	+	-	12	+	-	-	-	17	+	-
375/01.03.	Biotit-Albit-Quarz-Stilpnomelan-Gestein Einschuppung ins Erz am Lieg. Kontakt	grobkörniges, massiges Gestein in feiner Qu-Ab-Matrix sind lepidoblastische Stilp.-aggregate gesproßt, CuFeS_2 -FeS-Imprägn.	6	8	30	15	5	-	+	-	11	25	+	-

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Biotit-Fe-Mg-Chlorit-Schiefergruppe

Probe-Nr.	Hauptelementoxide in Gew.-%													Spurenelemente in ppm												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	
508/11.04.	21,2	1,1	12,5	26,3	0,15	7,9	5,2	0,1	2,2	n.b.	n.b.	5,4	0,1	190	260	260	70	9880	1260	50	170	60	n.b.	65	n.b.	
508/12.01.	31,1	1,5	15,2	23,0	0,15	9,8	2,4	1,3	0,1	n.b.	n.b.	5,5	< 0,1	240	200	90	110	5020	580	< 5	40	30	n.b.	70	n.b.	
480/02.04.	24,8	1,9	17,9	23,8	0,21	14,6	1,6	0,1	0,1	n.b.	n.b.	7,7	< 0,1	330	260	80	140	1390	470	< 5	20	30	n.b.	100	n.b.	
480/03.02.	21,9	1,1	10,4	28,8	0,09	7,6	1,1	0,1	2,1	n.b.	n.b.	5,4	0,2	220	180	430	70	36600	340	30	40	70	n.b.	85	n.b.	
480/03.01.	26,0	1,3	14,0	34,2	0,15	9,1	0,7	2,4	2,7	0,05	n.b.	n.b.	n.b.	250	200	220	< 10	13000	n.b.	14	20	40	12	70	< 2	
416/11.03.	22,3	2,4	12,6	27,8	0,10	7,6	0,6	0,1	3,1	n.b.	n.b.	4,2	0,1	180	60	30	90	2050	1180	60	20	230	n.b.	330	n.b.	
387/11.17.	26,9	2,5	14,6	23,2	0,07	11,5	1,8	0,1	1,4	n.b.	n.b.	4,8	< 0,1	420	230	60	100	690	1700	30	20	70	n.b.	180	n.b.	
375/03.07.	32,1	1,6	13,1	21,1	0,11	11,1	2,2	0,2	0,9	n.b.	n.b.	5,2	0,1	280	260	60	100	40	4400	20	20	40	n.b.	110	n.b.	
387/01.09.	21,2	0,2	3,4	19,0	0,39	1,6	24,3	4,3	0,7	0,05	19,5	n.b.	n.b.	130	30	20	< 10	300	n.b.	12	400	200	7	20	< 2	
387/07.07.	36,5	0,4	5,2	31,4	0,24	7,1	2,2	3,3	2,0	0,19	n.b.	n.b.	n.b.	70	150	60	100	610	n.b.	22	170	60	7	30	< 2	
375/04.06.	13,9	0,1	3,9	4,3	0,23	3,8	30,5	0,2	0,1	0,10	23,8	13,6	0,1	110	50	90	< 10	< 10	180	< 5	1250	40	n.b.	20	n.b.	
375/01.03.	53,7	1,4	9,4	17,0	0,19	4,7	1,2	3,1	0,7	0,07	0,2	4,5	< 0,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	

Modalbestand und Chemismus von Gesteinen der Biotit-Fe-Mg-Chlorit-Schiefergruppe

(Fortsetzung)