



Bergvesenet rapport nr 2440	Intern Journal nr 	Internt arkiv nr 	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra arkiv Grong Gruber AS	Ekstern rapport nr 	Oversendt fra Arne Reinsbakken	Fortrolig pga 	Fortrolig fra dato:

Tittel
Zwischenbericht zum D F G - Forschungsvorhaben Nr Kr 242/16-2 für den Zeitraum Oktober 1984 - Oktober 1985: Lagerstättenkunde schichtgebundener Sulfidvererzungen, Paragenese, Geochemie und Genese der Vererzungen im Joma-Gebiet (Norwegen)

Forfatter Horbach, Rita Liessmann, Wifried	Dato År 1986	Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker) Grong Gruber A/S
---	--	---

Kommune Øyrvik	Fylke Nord-Trøndelag	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad 19241 19244	1: 250 000 kartblad Grong
--------------------------	--------------------------------	---------------------	--	-------------------------------------

Fagområde Geologi	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Jomafeltet Joma Borvasselv skjerp
Råstoffgruppe Malm/metall	Råstofftype Cu, Zn, Py	

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Delrapport skrevet på tysk. Inneholder vedlagte kart over strukturer, geologi og fotolineasjoner. Rapporten er i tillegg vedlagt en rekke foto av bergarter og malmtyper og har en rekke skisser og tabeller.

Rapporten tar for seg de geologiske resultater fra feltsesongen 1985 og labarbeid med analyser og mikroskopi høsten-84/vinteren -85.

Det blir framlagt forslag til dannelsermuligheter for malmen i Joma og mineraliseringene vest for denne. Det er gjennomført betydelige malmmikroskopiske undersøkelser som bestemmer malmparagenesen. Det er også gjort bestemmelse av 6 sølvførende mineraler.

Avslutningsvis er det gitt en foreløpig modell for genesen i Joma, sammenlignet med de kjente Kuroko- og Cyprosforekomstene.

STRUKTURELEMENTKARTE

GÅSVATNET – SMÅVATNAN (SE-RØYRVIK)

ZEICHENERKLÄRUNG

-  Streich- und Einfallrichtung der Planargefüge
-  Abtauchen der Faltenachsen
-  Deckenüberschiebung
-  Gewässer



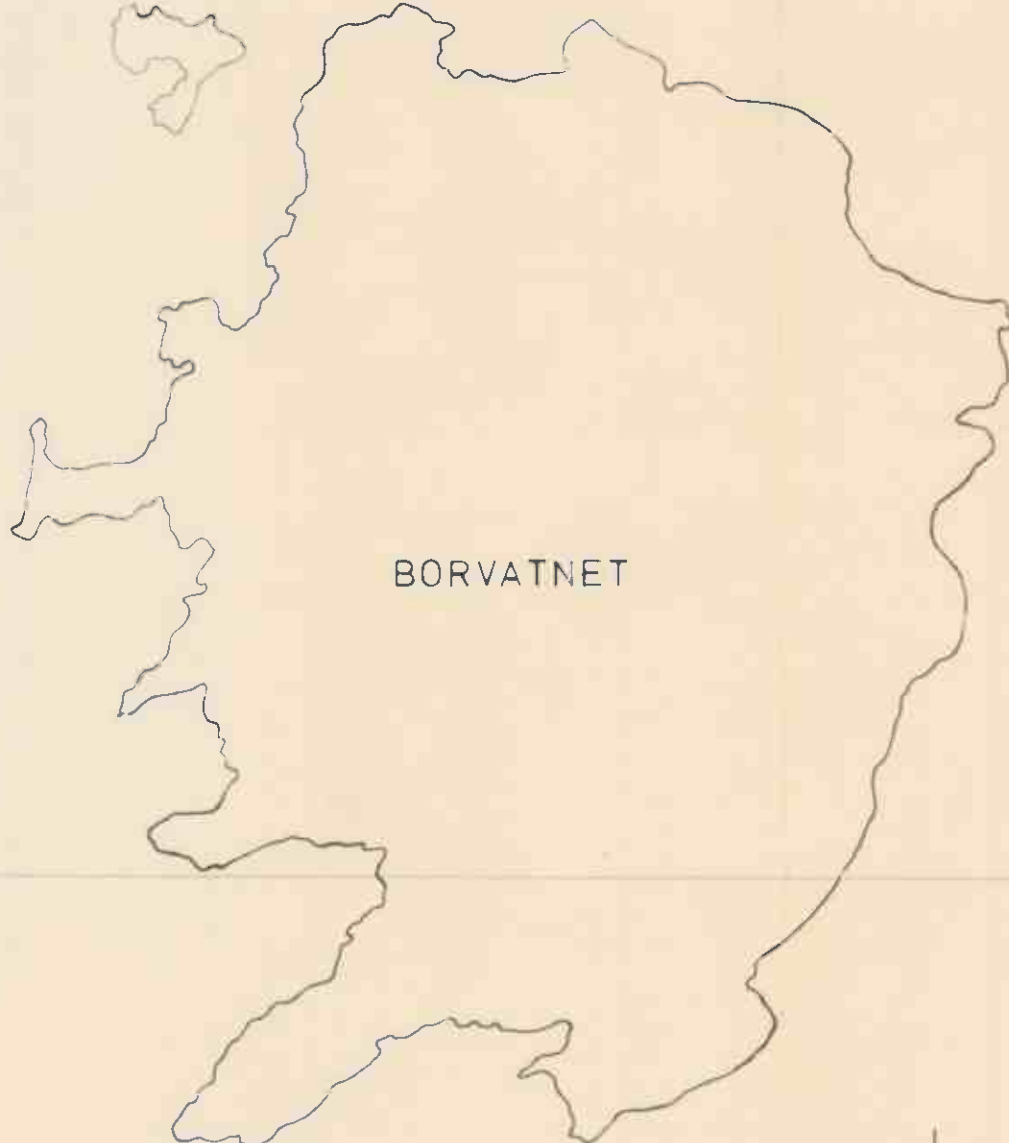
Horizont: 84/85



LIMINGEN GRUPPE



BORVASSELV



X 759000

Y 25000

GEOLOGISCH PETROGRAPHISCHE KARTE

GÅSVATNET-SMÅVATNAN (SE RØYRVIK)

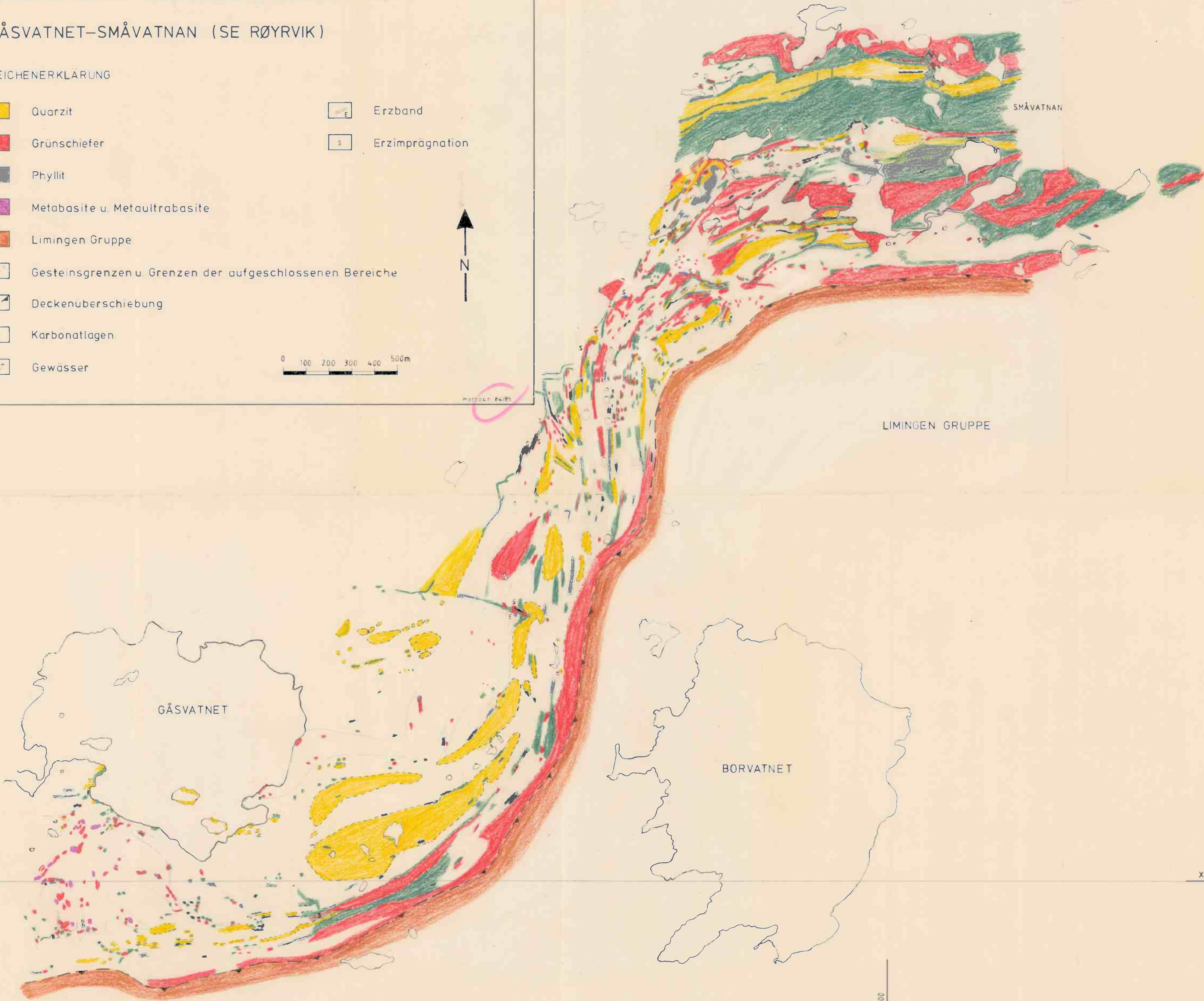
ZEICHENERKLÄRUNG

- | | |
|--|---|
|  Quarzit |  Erzband |
|  Grünschiefer |  Erzimpragnation |
|  Phyllit | |
|  Metabasite u. Metaultrabasite | |
|  Limingen Gruppe | |
|  Gesteinsgrenzen u. Grenzen der aufgeschlossenen Bereiche | |
|  Deckenüberschiebung | |
|  Karbonatlagen | |
|  Gewässer | |

0 100 200 300 400 500m



M 123456 84/85



X 759000

Y 25000



Dipl.-Geol. Rita Horbach

Dipl.-Min. Wilfried Ließmann

Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe
-Fachgebiet Lagerstättenforschung-

Technische Universität Clausthal

Zwischenbericht zum D F G - Forschungsvorhaben Nr. Kr 242/16 - 2
für den Zeitraum Oktober 1984 - Oktober 1985

Lagerstättenkunde schichtgebundener Sulfidvererzungen
Paragenese, Geochemie und Genese der Vererzungen
im Joma-Gebiet (Norwegen)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung

1.1. Lage und regionale Geologie des Joma-Gebietes

1.2. Aufgabenstellung

1.3. Arbeitsgebiete

1.3.1. Kartiergebiet (R. Horbach)

1.3.2. Die Grube Joma (W. Ließmann)

2. Durchgeführte Arbeiten (R. Horbach)

2.1. Zeitraum Mitte September 1984 - Mitte Juni 1985

2.2. Geländeeinsatz Mitte Juni - Mitte September 1985

3. Arbeitsergebnisse (R. Horbach)

3.1. Geländearbeit

3.1.1. Kartierung

3.1.2. Tektonische Untersuchungen

3.2. Dünnschliffmikroskopie

3.3. Erzmikroskopie

3.4. Mikroanalytik an Silikaten (Mikrosondenmessungen)

3.5. Mikroanalytik an Erzen (Rasterelektronenaufnahmen)

3.6. Geochemie

3.6.1. Auswahl der Proben

3.6.2. Bestimmung der Magmentypen

3.6.2.1. Festlegung des tektonischen Bildungsmilieus

3.6.2.1. Bestimmung des Stammagmas

3.6.3. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

3.7. Vorläufige genetische Modellvorstellungen für die Sulfidvererzungen
des Joma - Gebietes

4. Fortführung der Arbeiten (R. Horbach)

5. Durchgeführte Arbeiten (W. Ließmann)

6. Arbeitsergebnisse (W. Ließmann)
(Die Lagerstätte Joma)
 - 6.1. Gliederung und Beschreibung der Erztypen
 - 6.1.1. Die Erze des massiven Erzkörpers
 - 6.1.1.1. Massives quarzführendes bis quarzreiches Pyritierz
 - 6.1.1.2. Massives karbonatisches Pyritierz
 - 6.1.1.3. Massives kupferreiches Pyritierz
 - 6.1.1.4. Massives magnetkiesreiches Pyritierz
 - 6.1.1.5. Massives Magnetkieserz
 - 6.1.1.6. Massives Kupferkies - Magnetkies - Erz
(Durchbewegterz - Normaltypus)
 - 6.1.1.7. Kupferkies - Magnetkies - Breccienarz
 - 6.1.1.8. Magnetiterz
 - 6.1.2. Nebengesteinsvererzungen
 - 6.1.2.1. Pyritisches "Banderz"
 - 6.1.2.2. Kupferkies - Magnetkies - Imprägnationserz
 - 6.2. Die Nebengesteine
 - 6.2.1. Der Joma - Grünstein
 - 6.2.2. Nebengesteinsalterationen
 - 6.3. Mineralogie der Erze
 - 6.3.1. Parageneseschema
 - 6.3.2. Mineralogie und Verteilung der Silberträger
 - 6.3.3. Geochemie einiger Erzminerale
 - 6.4. Vorläufiges Modell zur Genese der Joma - Vererzung
 - 6.5. Fototafeln
7. Fortführung der Arbeiten (W. Ließmann)
8. Vergleich der Sulfid - Lagerstätten Zyperns und des japanischen Kuroko - Typs mit Joma
 - 8.1. Zypern - Joma
 - 8.2. Kuroko - Joma
9. Literatur
10. Anlagen

Zwischenbericht zum DFG-Forschungsvorhaben Nr. Kr 242/16-2

Thema : Lagerstättenkunde schichtgebundener Sulfidvererzungen
Paragenese, Geochemie und Genese der Vererzungen im
Joma-Gebiet (Norwegen)

1. Einleitung

1.1 Lage und regionale Geologie des Joma-Gebietes

Das Arbeitsgebiet liegt in Mittelnorwegen, ca. 300 km NNE von Trondheim, in der Provinz Nord-Trøndelag (Gemeinde Limingen) nahe der schwedischen Grenze. Die hier auftretenden Sulfidvererzungen befinden sich in den metamorphen geosynklinalen Schicht-einheiten der zentralen Kaledoniden des NE Grong-Reviers.

Die Kieslagerstätte Joma und einige Mineralisationen im Umfeld sind an Grünsteinhorizonte der Røyrvik-Gruppe gebunden. Auch in den umliegenden Deckeneinheiten finden sich z.T. vergleichbare bauwürdige Lagerstätten: Stekkenjokk, im NE auf schwedischem Gebiet, Gjersvik und Skorovass, im SW-W von Joma in Norwegen.

1.2 Aufgabenstellung

Ziel und Gegenstand der momentanen Untersuchungen bildet die detaillierte Kartierung und Strukturanalyse des Gebietes zwischen Gåsvatnet und Småvatnan mit der Borvasselv-Vererzung sowie die detaillierte Bearbeitung der Joma Erzkörper. Hiermit soll zur Klärung der Lagerstättenbildenden Prozesse beigetragen und eine Korrelation der verschiedenen Vererzungen vorgenommen werden. Dafür ist die Kenntnis der lateralen und vertikalen Elementverteilung sowie die Ermittlung der Paragenesen in Erz und Nebengestein notwendig.

Von besonderem Interesse ist die stratigraphische Stellung der Grünsteinhorizonte innerhalb der Røyrvik-Gruppe. Die petrographische Bearbeitung der Proben mit Hilfe von Interpretation der Feingefüge und Spurenelementgeochemie dient zur Bestimmung der Ausgangsgesteine. Ferner sollen durch die detaillierte Kartierung im Gelände und Grubenbereich Gesteinseinheiten mit leithorizontartigem Charakter gefunden werden.

1.3. Arbeitsgebiet

1.3.1. Kartiergebiet

(R. Horbach)

Das Arbeitsgebiet liegt SE der Gemeinde Røyrvik (s. Anlage 2) und umfaßt die Bereiche der Småvatnan (H $64^{\circ}51'$ / R $13^{\circ}47'$) bis südlich des Gåsvatnet (H $64^{\circ}49'$ / R $13^{\circ}40'$).

1.3.2. Die Grube Joma

(W. Ließmann)

Das Erzbergwerk Joma liegt ca. 16 km östlich von Røyrvik. Genaue Position: ($64^{\circ}52'N$, $13^{\circ}52'E$). Die Lagerstätte befindet sich etwa 2 km SE der Übertageanlagen und wird von dort über einen 2,2 km langen Förderstollen aufgeschlossen (480 m ÜNN). Das ca. 200 m hohe Grubengebäude umfaßt insgesamt 18 Sohlen, die über Rampen und Wendeln miteinander verbunden sind. (siehe Anlage 3). Die Übertagearbeiten erfolgten im Tagebau und in der Umgebung der Lagerausbisse. In der Grube wurden 10 Sohlen zur Bearbeitung ausgewählt.

2. Durchgeführte Arbeiten

(R. Horbach)

2.1. Zeitraum Mitte September 1984-Mitte Juni 1985

- Bearbeitung und Auswertung des Proben- und Datenmaterials der Geländesaison 1984
- Aufbereiten der Proben für geochemische Analysen
- Geochemische Messungen auf Haupt- und Spurenelemente an AAS und ICP
- Auswertung und Darstellung der geochemischen Analysendaten
- Anfertigen von Dünn- und Anschliffen
- Mikroskopische Bearbeitung der Dünn- und Anschliffe im Hinblick auf Paragenese, Gefüge, metamorphe Reaktionen, Alterationen, Edelmetallträger, Deformationsphasen
- Ermittlung des Modalbestandes für Anschliffe
- Einteilung der Erztypen anhand von Anschliffen und Handstücken
- Mikroanalytik mit dem Rasterelektronenmikroskop an Erzen
- Messungen mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator an Amphibolen
 - Feldspäten
 - Granaten
 - Biotiten
 - Stilpnomelan
 - Chloriten
- Erstellung einer : Geologischen Karte im Maßstab 1:10 000
 - : Strukturelementkarte im Maßstab 1: 10 000
 - : Probenpunktkarte im Maßstab 1:5 000
 - : Photolineationskarte im Maßstab 1:20 000

2.2. Geländeeinsatz Mitte Juni 1985-Mitte September 1985

- Kartierung des Gebietes zwischen Borvasselv und Småvatnan im Maßstab 1:5 000
- detaillierte Gefügemessungen im gesamten Kartiergebiet
- gezielte Probenahme für mikroskopische Arbeiten und chemische Analytik
- Beprobung der Vererzungen und imprägnierten Horizonte
- Gezielte Bemusterung von Bohrkernmaterial aus dem Arbeitsgebiet im Bereich der Deckenüberschiebung und im Liegenden und Hangenden der Vererzungen, im Hinblick auf Leithorizonte und Alterationen
- Systematische Beprobung der Borvasselv-Vererzung
Verdichtung des schon genommenen Probenprofils

3. Arbeitsergebnisse

In diesem Zwischenbericht soll überwiegend auf die Ergebnisse eingegangen werden, die im Förderungszeitraum Oktober 1984 bis Oktober 1985 erarbeitet wurden.

3.1. Geländeeinsatz : Juni - September

Eine Einführung in die regionale Geologie des Joma-Gebietes wurde im Zwischenbericht Kr 242/16-1 gegeben und soll aus diesem Grund hier nicht wiederholt werden.

Ein Ziel der Kartierung in dieser Geländesaison war es, den von Geländeeinsatz 1984 verbliebenem Bereich im Maßstab 1 : 5 000 zu kartieren.

Die Ergebnisse aus diesem Bereich trugen zur Klärung der stratigraphischen Position der erzimprägnierten Leithorizonte und der Verbandsverhältnisse zu den umgebenden Einheiten bei.

Detaillierte Gefügemessungen gaben Aufschluß über den tektonischen Bau des Arbeitsgebietes und ergänzten die Ergebnisse der Kartierung.

Aufgrund der bisherigen Ergebnisse und der neuen Erkenntnisse wurde eine gezielte Probenahme für mikroskopische Arbeiten und chemische Analytik durchgeführt.

3.1.1. Ergebnisse der Kartierung

Da die Gesteinstypen schon eingehend im vorherigen Zwischenbericht beschrieben wurden, soll hier nur auf neu aufgefundene Varietäten der verschiedenen Einheiten eingegangen werden.

Grünsteine

Grünsteine konnten im diesjährigen Arbeitsgebiet auch im mittleren Grünschieferhorizont auskartiert werden.

Die Gesteine zeigen lokal Pillowstrukturen, die nur durch das Herauswittern des Karbonates an den epidot- und karbonatreichen Pillowrändern zu erkennen sind. Gleiche Verwitterungsformen wurden im Bereich des Tagebaus der Grube Joma an Pillow-Laven beobachtet. Die Pillowlagen treten vor allem in einem Bachanschnitt SW der Småvatnan auf, konnten allerdings, infolge des geringen Aufschlußgrades, nicht ausgehalten werden. Die als Metabasalte anzusprechenden Gesteine sind feinkörnig, fein verschiefert, karbonat- und z.T. chloritreich.

Metatuffe

Eine geringmächtige Lage (max. 30 cm) aus ehemals blasigem Tuffmaterial steht jeweils an einer Stelle im mittleren und inneren Grünschieferhorizont an. Die Metatufflagen kommen im Verband mit Grünschiefern vor. Infolge tektonischer Beanspruchung sind die mit Quarz gefüllten Blasen ausgelängt.

Grünschiefer

Im mittleren Grünschieferzug wurden grobkörnige Varietäten beobachtet. Große Amphibolblasten befinden sich in einer hellen Matrix.

Die Grünschiefer des in diesem Geländezeitraum kartierten Gebietes zeichnen sich überwiegend durch helle und fein verschieferte, karbonatreiche Typen aus, mit lokalen Sulfidimprägnationen und chloritreichen Lagen.

Da fast alle Metavulkanite, bis auf einige wenige mit grobkörniger Ausbildung, fein verschiefert sind, wird im weiteren Text nur noch die Bezeichnung "Grünschiefer" verwendet.

Leithorizonte für die Sulfid-Vererzungen

Folgende Gesteinstypen sind aufgrund der Kartierung und der mikroskopischen Ergebnisse (s. auch Kap. 3.2.) als Leithorizonte für die Sulfid-Vererzungen anzusehen:

a) eine Karbonatlage

Sie tritt immer im Liegend-Bereich der vererzten Grünschiefer auf und zeigt selbst Sulfid-Imprägnation und Quarzführung

b) eine Quarzit-Lage

Diese ist ebenfalls im liegenden Teil der Vererzung zu finden und sulfidimprägniert

c) karbonat- und chloritreiche Grünschiefer-Chloritschiefer im Liegenden und Hangenden des vererzten Bereiches

d) "Albit-Chlorit"-Schiefer, quarzführend

Dieses auch als "Quarz-Keratophyr" bezeichnete Gestein ist an die hangende Zone der Sulfidvorkommen gebunden

e) Graphitphyllit

In allen vererzten Bereichen wurde ein sulfidführender Graphitphyllit im Liegenden der Grünschieferserie angetroffen. Da diese Phyllite in anderen Bereichen nicht im Zusammenhang mit erzimprägnierten Grünschiefern anzutreffen sind, können sie nur bedingt als Leithorizonte gelten.

Das Hangende der vererzten Grünschieferserie bildet ein grauer Phyllit.

Die gesamte Abfolge kann durch isoklinale Faltung invers vorliegen und ist in vielen Fällen nicht vollständig aufgeschlossen.

Die Erzvorkommen im Arbeitsgebiet sind überwiegend an den mittleren Grünschieferhorizont gebunden. In dem Bach, der die Småvatnan zum Borvasselv entwässert, sind an mehreren Stellen karbonatreiche Lagen aufgeschlossen. Pillowlaven wurden nur in einem Abschnitt beobachtet. Die gesamte Serie zeigt in diesem Bereich Sulfidimprägnation sowie hohe Chlorit- und Karbonatanteile, die eine hellgrüne Farbe des Gesteins bewirken.

Der vererzte Horizont, der infolge der Isoklinalfaltung in zwei parallel verlaufenden Zügen auftritt, kann von den Småvatnan über die Borvasselv-Vererzung bis hin zum Gåsvatn anhand der Leithorizonte verfolgt werden. Die beiden Züge streichen infolge von Spezialfaltung mehrfach aus (s. Abb. 1 und geolog. Karte/Anlage 4).

Teilweise sind nur die Albit-Chlorit-Schiefer oder karbonatreiche Grünschiefer zu beobachten. Die ausgeprägteste Vererzung befindet sich z.T. im Graphitphyllit.

Kennzeichnend für den inneren Grünschieferhorizont ist ein dunkler Chloritschiefer mit Sulfidimprägnation und ein Tuffhorizont mit Feldspatblasten. Diese beiden Lagen sind an mehreren Stellen im Gelände aufgeschlossen und können über größere Entfernungen korreliert werden. Beide Gesteinsvarietäten kommen in den anderen Grünschieferzügen nicht vor. Weiterhin wurde nur in diesem Horizont ein Serpentinivorkommen gefunden. Ähnliche Vererzungen wie im mittleren Grünschieferhorizont konnten nicht beobachtet werden.

Die Gesteinstypen des äußeren Grünschieferzuges ähneln denen des mittleren. Im Bereich der kleinen

Seen sind karbonat- und chloritreiche Grünschiefer mit Sulfidimprägnationen und Graphitphylliteinschlüssen aufgeschlossen. Im Verband mit diesen tritt eine sulfidimprägnierte Quarzitlage auf. Pillowstrukturen wurden nicht beobachtet.

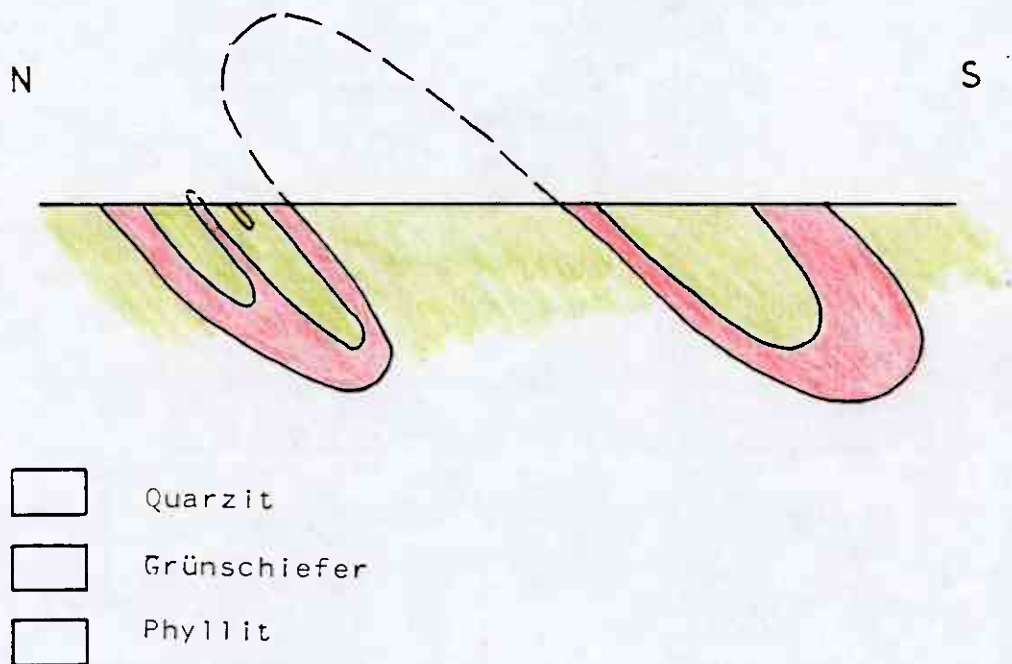


Abb. 1 : Schematisches N - S - Profil im Bereich der Småvatnan

Gleiche Gesteinseinheiten sind infolge isoklinaler Faltung mehrmals im Gelände aufgeschlossen.

3.1.2. Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen

Während des diesjährigen Geländeaufenthaltes wurden die Untersuchungen über den strukturellen Bauplan des Arbeitsgebietes verstärkt fortgeführt. Mit Hilfe detaillierter Gefügemessungen sollten Daten über die auftretenden Deformationspläne und die strukturelle Entwicklung der Region gewonnen werden.

Charakteristisch für das Arbeitsgebiet ist ein Großfaltenbau, der die mehrfache Wiederholung gleicher Gesteinseinheiten bewirkt (s. geol. Karte, Anlage 4 Bereich NW der Småvatn und Abb. 1).

Die Gesteinsserien zeigen in ihrem Streichen einen "S"-förmigen Verlauf. Im Bereich der Småvatn streichen die Serien E-W, biegen dann in südwestlicher Richtung kontinuierlich nach Süden ab in ein N-S-Streichen und im weiteren Verlauf wieder zurück in die E-W-Richtung. Das Einfallen der Einheiten ist meist nach S bzw. E gerichtet.

Südwestlich des Gåsvatn biegen die Serien wieder nach N um in ein N-S-Streichen und fallen dort nach SW bzw. W ein.

Die Frage nach einer möglichen Deckenüberschiebung der hangenden Limingen-Gruppe auf die Røyrvik-Gruppe ist noch nicht eindeutig geklärt. Gewisse Beobachtungen, wie z.B. lokale Stauchungen der Grünschiefer am Kontakt zur Limingen-Gruppe könnten für diese Interpretation sprechen. Andererseits wäre dann die "S"-förmige, zum Liegenden bereichsweise konkordante Begrenzung (soweit aufgeschlossen) der "Deckeneinheit" schwer zu erklären. Dies könnte dann nur auf eine Faltungsphase zurückgeführt werden, die nach der Überschiebung stattfand.

Allerdings wurde eine Mylonitisierung, wie sie im

Bereich einer Deckenbahn zu erwarten wäre, weder im Gelände noch in den untersuchten Dünnschliffen beobachtet.

Der strukturelle Bau des Gebietes, wie er sich aus dem Kartenbild ergibt, spiegelt sich tendenziell auch in der Ausrichtung der Planargefüge wieder (s. Anlage 5). Lokale Variationen der Streichwerte dürften auf eine mehrphasige Deformation der Gesteine zurückzuführen sein, die teilweise zu flachwelligen Verbiegungen der Gesteinsserien bis zu intensiver Verfaltung geführt hat. Dabei bewirkte eine der Deformationsphasen die großräumige "S"-förmige Verbiegung, eine weitere die Anlage der Kleinfalten. Bereichsweise scheint sich ein Abtauchen der Faltenachsen durch umlaufendes Streichen der Planargefüge anzudeuten.

Die Orientierung der Kleinfaltenachsen zeigt einen generellen NE-SW-Trend mit lokalen Abweichungen (s. Anlage 5). Häufig ist ein richtungsparalleler Verlauf der Faltenachsen mit dem Streichen der Planargefüge an benachbarten Aufschlußpunkten zu erkennen. Nur der Bereich nördlich des Borvasselv zeigt hiervon deutliche Abweichungen.

In einigen Aufschlüssen wurde eine Schieferung beobachtet, die das metamorphe Lagengefüge unter Winkeln zwischen 40° - 80° schneidet (Abb. 2). Die Ausbildung der Schieferung (Einfallswinkel, Flächenabstände) wird dabei vom lithologischen Aufbau der betroffenen Schichten beeinflusst. Als Besonderheit wurden schieferungsparallele Quarzgänge aufgefunden (Abb. 3).

Lineare bruchtektonische Strukturen wurden auf Luftbildern im Maßstab 1 : 20 000 für den Bereich Joma bis Røyrvik ausgewertet und anschließend auf eine

topographische Karte (Maßstab 1 : 20 000) übertragen (Anlage 6).

Trotz der unterschiedlichen lithologischen und tektonischen Verhältnisse in der Region zeigt die Karte ein bemerkenswert einheitliches Bruchmuster. Dominierend sind zwei nahezu orthogonale Lineationsscharen mit NE-SW- und NW-SE-Verlauf (um 30° und 120°), die sich richtungskonstant über das ganze Gebiet verfolgen lassen. Hinzu treten bereichsweise noch Lineationen anderer Richtungen, z.B. Strukturen mit E-W- und N-S-Verlauf.

Besonders auffällig ist, daß der S-förmige Verlauf der Gesteinseinheiten keine Auswirkungen auf die Ausrichtung des Bruchmusters zeigt.

Im Borvasselv und in dem Bach, der die Småvatnan entwässert, wurde bei der Geländekartierung jeweils eine E-W-verlaufende Störungszone aufgefunden. Es dürfte sich bei diesen Störungen um Schrägabschiebungen handeln, mit der Tiefscholle im N und geringem lateralen Versatz (linkslateraler Bewegungssinn). Dieser läßt sich beispielsweise aus der Schleppung des Grünschieferhorizontes im Bereich der Borvasselv-Vererzung ableiten.

Nicht alle gewonnenen Ergebnisse konnten in der relativ kurzen Zeit im Anschluß an den Geländeaufenthalt ausgewertet werden. Eine detaillierte Korrelation der unterschiedlichen tektonischen Daten steht noch aus.

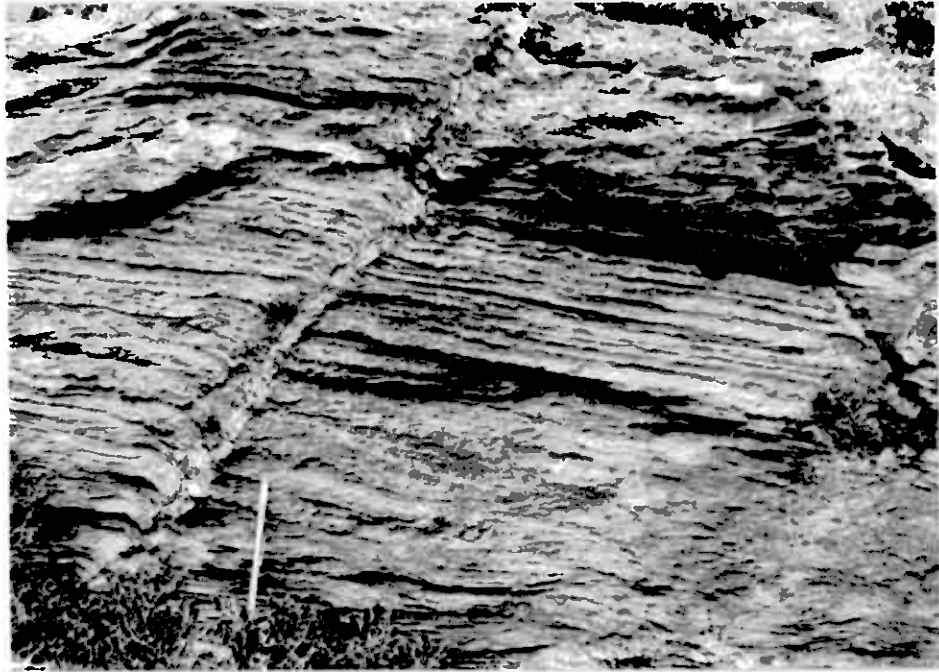


Abb. 2 : Kleintektonisches Gefügeinventar im Quarzit
NW der Borvasselv-Vererzung

Das metamorphe Lagengefüge zeigt eine Schleppung an einer Störung (aufschiebender Bewegungssinn). Die Störungsbahn ist mit Quarz ausgefüllt. Bereichsweise ist eine Schieferung zu erkennen, die das Lagengefüge unter einem Winkel von etwa 30° schneidet

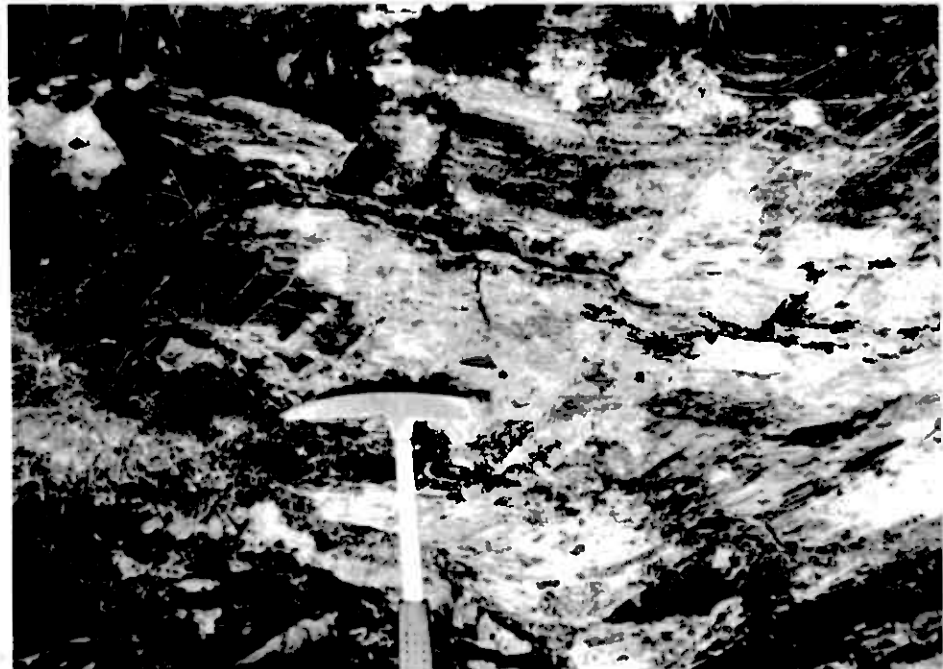


Abb. 3 : Schieferungsparallele Quarzgänge im Phyllit
SW des Gåsvatnet

Die (nicht gefüllten) Schieferungsflächen sind am Besten in der linken oberen Ecke zu erkennen

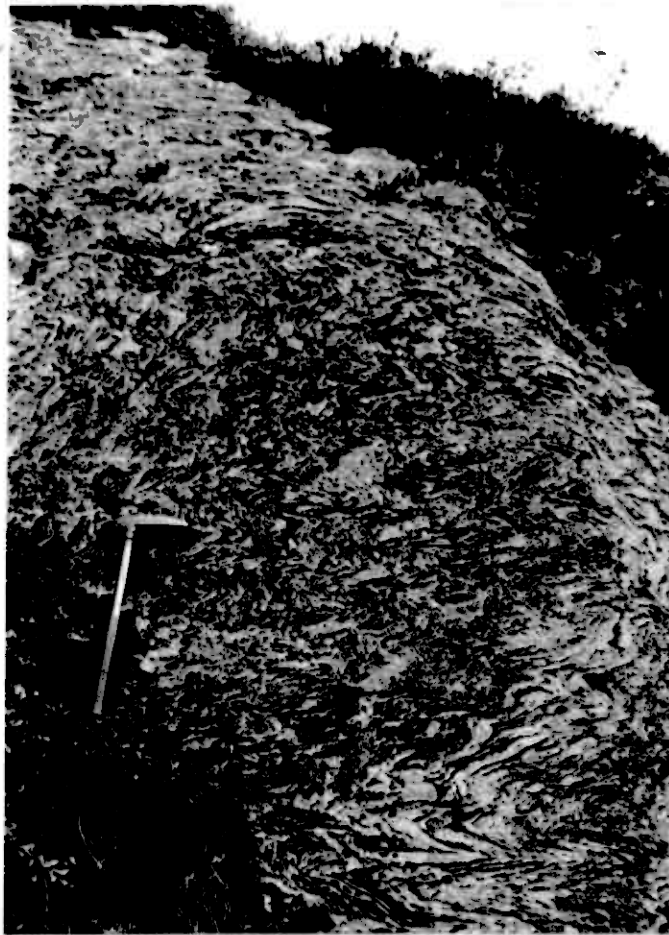


Abb. 4 : Intensive Verfaltung des Metamorphen
Lagengefüges
Quarzit, S des Gåsvatnet

3.2. Ergebnisse der Dünnschliffmikroskopie

Die Hauptgesteinstypen mit ihren Untergruppen und den sie aufbauenden Hauptgemengteilen wurden schon im vorherigen Zwischenbericht beschrieben. Aus diesem Grund sollen hier nur Ergänzungen zu den einzelnen Gesteinsgruppen und Mineralen gemacht werden. Das Hauptgewicht wird in diesem Kapitel auf die begleitenden Gesteine der Vererzungen und auf Tendenzen im Aufbau der Einheiten des Arbeitsgebietes gelegt.

Quarzit

Zu den bereits aufgeführten Quarzittypen kommt eine stilpnomelanführende Varietät hinzu, die bis jetzt nur im Bereich von Störungszonen und großen Lineamenten gefunden wurde. Der Stilpnomelan ist in Richtung der Schieferungsflächen und auf den Quarzkorgrenzen angeordnet.

Dieser Quarzittyp zeigt lokal Sulfidimprägnation.

Phyllit

Als weitere Untergruppe der Phyllite sind titanitreiche Varietäten zu nennen. Granat- und Titanitführende Glimmerlagen (Hellglimmer und Biotit) wechseln häufig mit Quarzlagen.

Der Titanit ist poikiloblastisch ausgebildet und zeigt ein durch Rotation verdrehtes internes "S"-Gefüge.

Grünschiefer

a) Metabasalte

Die relativ massigen Gesteine sind durch eine fast gleichkörnige und homogene Verteilung der feinkörnigen Hauptgemengteile Aktinolith, Epidot und Albit gekennzeichnet.

b) Metatuffe

Im inneren Grünschieferhorizont ist eine Varietät anzutreffen, die sich durch Feldspatblasten in einer feinkörnigeren Matrix aus Chlorit, Epidot und Aktinolith auszeichnet. Die Felspäte sind fast vollständig serizitisiert bzw. saussuritisiert. Die zweite Schieferung bewirkte eine Einregelung und Auslängung der Minerale. Dadurch kam es auch zu einer linsigen Anordnung der Umwandlungsprodukte der Feldspäte, d.h. zu Hellglimmerlinsen und -lagen. Die aus der Saussuritisierung hervorgegangenen Epidote zeigen z.T. Sammelkristallisation.

Als weiterer Tufftypus ist ein "Blasentuff" zu nennen. In einer Grundmasse aus Fe-Mg-reichem Chlorit und Hellglimmern befinden sich detritische Feldspäte und mit Quarz ausgefüllte Blasen. Die Quarzblasen sind ausgelängt und teilweise zerschert. Das Gestein ist titanitreich. Der Chlorit hat sich auch auf Rissen im Metatuff gebildet.

c) Metatuffite

Diese Mischgesteine aus Tuff- und Sedimentmaterial zeichnen sich durch ihr lagiges Gefüge aus. Chlorit-Aktinolith- und Epidotreiche Lagen wechseln mit Quarz-Feldspatreichen Lagen. Titanitführung ist überwiegend an die chloritreichen Partien geknüpft. Detritische Feldspäte wurden öfter beobachtet,

ebenso Karbonatreiche Quarz-Feldspatlagen. Auch treten Biotit-reiche Varietäten auf, die Graphit- und Erzimprägnationen zeigen.

- d) Anhand der Dünnschliffe konnten einige Mylonite bzw. Phyllonite identifiziert werden. Sie sind alle im Bereich von Störungszonen zu finden. In den Gesteinen aus der Kontaktzone zur Limingen-Deckenüberschiebung ist nur eine leichte Tektonisierung des Materials mit lokal schwacher Faltung, jedoch ohne Mylonitisierung, zu beobachten.

Die mikroskopische Analyse ergab, daß viele Grünschiefer im Arbeitsgebiet Mischgesteine aus Vulkaniten und Sedimenten darstellen. Da eindeutig sedimentäre Gefüge aufgrund der grünschieferfazialen Metamorphosebedingungen nicht mehr vorliegen, ergeben sich Probleme bei der Ermittlung der Edukte.

Karbonatreiche Grünschieferproben treten vor allem im mittleren Grünschieferhorizont im Zusammenhang mit Sulfid-Vererzungen und -Imprägnationen auf. Diese Gesteine enthalten einen Mg-reichen Chlorit und zeigen z.T. Übergänge in Chloritschiefer.

Anhand der Dünnschliffe konnte eine Mg-Chloritführende und Karbonatreiche Grünschieferzone festgelegt werden, die als Leithorizont für die Sulfidvererzungen im Joma-Gebiet gelten kann. Sie erstreckt sich von den Småvatnan über den Borvasselv bis hin zum Gåsvatn (s. Probenpunktkarte, Anlage 7). Ähnliche Grünschiefer- bzw. Chloritschiefer wurden außerdem noch im Bereich der kleinen Seen im äußeren Grünschieferhorizont gefunden. Auch hier sind Sulfidimprägnationen zu sehen. Auffällig ist der hohe Gehalt an Titanit in den Proben, der, wie auch häufig die Sulfide, an die Chloritlagen geknüpft ist.

Im Verband mit den vererzten Grünschiefern treten sulfidimprägnierte Quarzitlagen, "Quarz-Keratophyre" und "Albit-Chlorit-Schiefer" auf. Diese Gesteinstypen sind ebenfalls als Leithorizonte für die im Arbeitsgebiet vorhandenen Sulfidmineralisationen anzusehen.

"Quarz-Keratophyr"

Quarz, Albit und Aktinolithblasten sind hauptsächlich am Gesteinsaufbau beteiligt. Untergeordnet kommen Hellglimmerschuppen vor. Der feinkörnige Titanit ist überwiegend an die Quarz-reichen Lagen gebunden. Das Gestein ist titanitreich und erzimprägniert. Das Erz ist lokal auf den Rissen in zerbrochenen Aktinolithnadeln eingedrungen.

"Albit-Chlorit-Schiefer"

Quarz, Albit und Mg-reicher (z.T. auch Mg-Fe-reicher) Chlorit kennzeichnen das Gestein. Die Gehalte an Karbonat, Epidot (überwiegend Klinozoisit) und Titanit schwanken.

Sehr karbonatreiche Grünschiefer zeigen bereichsweise Übergänge in "marmor"-ähnliche Gesteine. Diese Gesteine führend Quarz, Aktinolith und Albit und sind z.T. stark vererzt (Leithorizont).

Auch der innere Grünschieferzug ist durch einen sulfidimprägnierten Chloritschieferhorizont gekennzeichnet. Dieser wird aber aus Fe-Mg-reichen Chlorit aufgebaut. Charakteristisch ist außerdem eine Biotit-reiche Zone am Kontakt zur Limingen-Decke und die Hornblendeführung der Gesteine in diesem Bereich.

Alteration der vererzten Gesteinsserien am Beispiel
der Borvasselv-Vererzung

Folgende Gesteinstypen treten im Bereich des Borvasselv-
Erzbandes auf:

	Gemengteile	rechte Bachseite	linke Bachseite	Gemengteile
Hangendes	Karbonat-+ Quarzlagen, Albitblasten, Klinozo- isit, Heiliglimmer, Mg- reicher Chlorit, wenig Titanit	Chloritschiefer	Quarz-Phyllit	Karbonatreich, wenig Titanit, Mg-Fe ($\rightarrow$ Mg-) reicher Chlorit
	Albit- und Karbonat- blasten, weniger Quarz, Heiliglimmer, wenig Tita- nit, Mg-Chlorit	Chloritschiefer	Epidot-Aktino- lith-Schiefer	Karbonatlinsen, vereinzelt Heiliglimmerschuppen, Quarz, Albit, wenig Titanit, Mg-Chlorit
		Erz	Erz	
	fein- u. grobkörnige Lagen aus Mg-Chlorit, Epidot (meist Klinozoisit) und Karbonat	Quarzit	Quarzreicher Chloritschiefer	viele Quarzlagen, Albitblasten, Heiliglimmer, Karbonat- und Chloritlagen, Mg-Chlorit, Karbonatpolikiloblasten, wenig Titanit
	sehr karbonatreich, Mg-Chlorit, Heiliglimmer, Titanit, Quarz, Albit- blasten	Chlorit-Karbonat- Schiefer		
	Karbonatlagen Epidot (überwiegend Klinozoisit), Quarz, Mg-Chlorit, Titanitreich	Aktinolith-Epidot- Schiefer	Aktinolith- Schiefer	Karbonatlinsen, Albitblasten, Heiliglimmer, Quarz
Liegendes				

Da die Alterationen im Bereich von Vererzungen bis jetzt
noch nicht näher untersucht wurden, können hier nur ei-
nige Anmerkungen zu diesem Thema gemacht werden.

Auffallend ist, daß alle Gesteinstypen im Liegenden und
und Hangenden der Vererzung durch Mg-reichen Chlorit
und einen meist sehr hohen Anteil an Karbonat gekenn-
zeichnet sind. Quarz und Albit sind ebenfalls in schwan-
kenden Mengen vorhanden. Titanit tritt nur im Liegenden
des Erzes in höheren Gehalten auf. Heiliglimmer sind

Überwiegend an die Chloritschiefer im hangenden Bereich gebunden. Die Erzführung in den Nebengesteinen ist, mit Ausnahme in der unmittelbaren Kontaktzone, sehr gering.

Die Gesteine im Liegenden des Erzes sind als Metavulkanite zu deuten, die zum Hangenden hin in Metatuffite und Sedimente übergehen.

Aus den bislang in den Dünnschliffen und im Gelände angestellten Beobachtungen kann geschlossen werden, daß die Gesteinseinheiten im Verlauf des Hydrothermalstadiums verändert wurden.

Dies äußert sich in der Chloritisierung und Karbonatisierung des Materials. Es muß folglich zu Elementmigrationen innerhalb und zwischen den einzelnen Serien gekommen sein, die die Umwandlungen der Gesteine bewirkten.

3.3. Ergebnisse der Erzmikroskopie

Da die Borvasselv-Vererzung ähnliche Paragenesen und Gefüge wie die Erze der Grube Joma aufweist, soll hier nur eine Kurzbeschreibung gegeben werden. Die wichtigsten Ergebnisse sind in den nachfolgenden Tabellen (1 - 3) zusammengestellt. Das bearbeitete Probenmaterial stammt aus der Bohrung 14 im Borvasselvgebiet.

Wie aus Tab. 1 hervorgeht, handelt es sich hauptsächlich um Pyriterze mit unterschiedlichen Matrixmineralen. Dabei überwiegen magnetkiesreiche Pyriterze Zinkblende- und kupferkiesreiche Erztypen.

Hohe Ag-Gehalte sind an ein pyritreiches Kupferkieserz gebunden. Die relikten Gelstrukturen in Pyriten deuten auf eine sedimentäre Bildung der Erze hin.

Das bislang bearbeitete Anschliffmaterial reicht nicht aus, um Aussagen über Tendenzen vom Liegenden zum Hangenden in der Borvasselv-Vererzung machen zu können und Gefüge zu interpretieren.

Deshalb wurde in diesem Geländesommer das Probenprofil im Bereich der Vererzung verdichtet. Das Material konnte aber in der kurzen Zeit nicht mehr bearbeitet werden.

Tab. 1 : Erzmineralbeschreibung

Mineral	Kennzeichen	Besonderheiten
Pyrit	<u>Kornform:</u> idiomorph-xenomorph, Idloblasten z.T. gerundet, z.T. kataklastisch fein-grobkörnig <u>verwachsen mit:</u> Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies <u>Einschlüsse von:</u> Magnetkies (oft oval) Kupferkies+Cubanitlamellen Kupferkies+Mackinawit Arsenkies Bleiglanz Zinkblende Magnetit Gangartminerale In unterschiedlichem Maße rekristallisiert —> Zonarbau Einschlüsse z.T. orientiert nach (100) im Kern auf Rissen zerbrochener Pyrite: Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz	Gelstruktur- Relikte
Magnetkies	<u>Kornform:</u> xenomorph-großtafelige Poikiloblasten bildet z.T. Pflastergefüge <u>verwachsen mit:</u> Kupferkies, Zinkblende, Pyrit <u>Einschlüsse von:</u> Arsenkies Matrixmineral in Pyritzerzen Rißfüllung in kataklastischem Pyrit und in Silikaten mobilisiert —> verheilt zerbrochene Pyrite	Ag-Träger sekundäre Umwand- lungen in Markasit auf Rissen
Kupferkies	<u>Kornform:</u> xenomorph <u>verwachsen mit:</u> Zinkblende, Magnetkies, Pyrit <u>Einschlüsse in:</u> Pyrit : allein mit Zinkblende verwachsen mit Mackinawit mit Cubanit Matrixmineral in Pyritzerzen auf Korngrenzen, Zwickeln und Rissen	
Zinkblende	<u>Kornform:</u> xenomorph, "amöbenförmig" <u>verwachsen mit:</u> Kupferkies, Magnetkies, Pyrit <u>Einschlüsse in:</u> Pyrit <u>Einschlüsse von:</u> Arsenkies Matrixmineral in Pyritzerzen Rißfüllung in Pyrit	
Arsenkies	<u>Kornform:</u> Idloblasten <u>Einschlüsse in:</u> Pyrit Magnetkies Zinkblende	Wachstums- zwillinge
Bleiglanz	<u>Kornform:</u> xenomorph feinkörnig <u>verwachsen mit:</u> Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, Magnetkies auf Zwickeln <u>Einschluß in:</u> Pyrit auf Rissen in Pyrit frei in der Gangart	
Cubanit	Lamellen in Kupferkieseinschlüssen im Pyrit	
Mackinawit	<u>Kornform:</u> Leisten oder Tafeln Säume zwischen Magnetkies und Kupferkies Säume an Aktinolithnadeln in Verbindung mit Kupferkies	pseudokubisch orientiert in Kupferkies

Proben - Nr.	Erztyp	Erzminerale	Besonderheiten
14/222,20 m	<u>Pyriterz</u> Magnetkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Cubanit	
14/222,35 m	<u>Pyriterz</u> Kupferkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies	
14/223,00 m	<u>Pyriterz</u> Zinkblendereich	Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, Magnetkies, Arsenkies, Rutil, Bleiglanz, Mackinavit, Cubanit	Ag in Magnetkies
14/223,60 m	<u>Pyriterz</u> Magnetkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Cubanit, Arsenkies, Mackinavit, Rutil	
14/223,75 m	<u>Kupferkieserz</u> Pyritreich	Kupferkies, Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies, Cubanit, Mackinavit	<u>Hangende Bereich:</u> Magnetkiesreich <u>Liegende Bereich:</u> Kupferkiesreich Ag in Magnetkies
14/224,40 m	<u>Pyriterz</u>	Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Cubanit, Mackinavit	<u>Hangende Bereich:</u> Zinkblende u. Kupferkiesreich <u>Liegende Bereich:</u> Magnetkiesreich
14/225,05 m	<u>Pyriterz</u> Magnetkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Cubanit, Mackinavit, Markasit, Arsenkies, Magnetit	<u>Hangende Bereich:</u> Pyritblasten in Magnetkiesmatrix mit Kupferkies u. Zinkblende <u>Liegende Bereich:</u> Pyritblasten in Silikatmatrix Magnetit in Pyrit
14/225,35 m	<u>Pyriterz</u> Magnetkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Cubanit, Bleiglanz, Mackinavit	
14/225,60 m	Lagen aus: Zinkblendereichem <u>Pyriterz</u> Kupferkies- u. Zinkblendereichem <u>Silikatlagen</u> Kupferkies- u. Magnetkiesreichem <u>Pyriterz</u>	Pyrit, Zinkblende, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Arsenkies, Mackinavit, Rutil	<u>Hangende Bereich:</u> Kupferkies- u. Magnetkiesreiches Pyriterz Ag in Magnetkies
14/229,50 m	<u>Pyriterz</u> Magnetkiesreich	Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz	<u>Liegende Bereich:</u> Magnetkieslage

Tab. 2 : Die Paragenesen charakteristischer Erztypen

Mineralbestand Vol.-%

Probenummer	Erztyp	Gangart	Pyrit	Magnetkies	Kupferkies	Zinkblende	Magnetit	Bleiglanz	Arsenkies	Mack.	Cuban.	Ilmenit	Titanit
14/222,20 m	Pyriterz	25,83	35,86	28,63	2,1	7,46		0,03			0,03		0,03
14/222,35 m	Pyriterz	6,03	61,4	13,33	10,43	8,8							
14/223,00 m	Pyriterz	13,6	63,2	0,66	2,06	20,33			0,13				
14/223,60 m	Pyriterz	30,43	41,53	22,5	2,7	1,9			0,03		0,03		1,06
14/223,75 m	Kupferkieserz	32,0	21,76	6,13	31,8	7,9		0,03					0,36
14/224,40 m	Pyriterz	20,56	54,66	9,6	6,3	8,6		0,13					0,03
14/225,05 m	Pyriterz	33,3	44,5	14,8	2,0	5,2	0,03		0,03				
14/225,35 m	Pyriterz	22,2	41,36	29,3	4,76	2,26					0,1		
14/225,60 m	Pyriterz	46,06	23,46	8,26	15,13	4,9		0,06					2,03
14/229,50 m	Pyriterz	14,9	40,93	32,6	0,9	10,6		0,06					

Tab. 3

3.4. Mikroanalytik an Silikaten

Einzelmineraluntersuchungen wurden mit Hilfe des Elektronenstrahl-Mikroanalysators an Amphibolen, Feldspäten, Chlorit, Biotit und Stilpnomelan in Grünschiefern sowie Granat in Metasedimenten durchgeführt.

Amphibole

Drei Amphiboltypen sind aufgrund der Eigenfarbe in den Dünnschliffen zu unterscheiden:

- 1) farblose-blaßgrüne Amphibole
- 2) grün -blaugrünliche Amphibole
- 3) braune Amphibole

Die Mikrosonden-Analysen zeigen, daß es sich bei der ersten Varietät um Aktinolith handelt, bei der zweiten um Aktinolithische Hornblenden und untergeordnet um Magnesio-Hornblenden (Nomenklatur nach B.E. Leake 1978).

Die braunen Amphibole konnten bislang noch nicht gemessen werden.

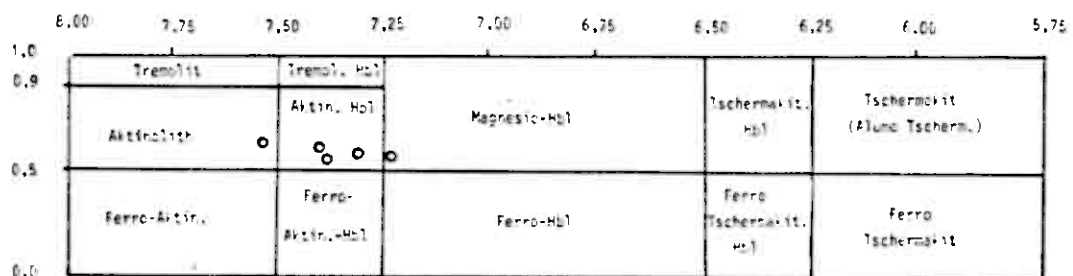


Abb. 6 : Amphibol-Nomenklatur nach B.E. Leake (1978)

- Amphibole der Grünschiefer des Arbeitsgebietes

Aktinolithe bilden meist eigenständige Individuen, sind aber auch als Säume um größere Amphibolblasten ausgebildet. Diese Blasten weisen braune bzw. grün-blaugrüne Eigenfarbe auf. Eine Aussage darüber, ob die Kerne gepanzerte Relikte eines vorangegangenen Metamorphosestadiums repräsentieren, kann zur Zeit noch nicht gemacht werden.

Vergleicht man die Amphibole des Arbeitsgebietes mit den Daten für die mafischen Gesteine Vermonts (Diagramm nach L.P. Plyusnina, Abb. 7) so zeigt sich, daß die eigenen Werte in den Bereich eines mittleren Druckes fallen. Unter der Voraussetzung, daß Albit mit Aktinolith bzw. Aktinolithischer Hornblende koexistiert, läßt sich anhand des Diagrammes ein Temperaturbereich von 450 - 480°C und ein Druck von 2 - 4 kb für die Bildung dieser Amphibole abschätzen.

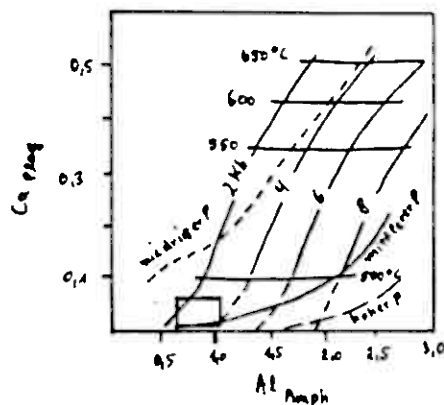


Abb. 7 : Kalkamphibol-Plagioklas Geothermobarometer
(nach L.P. Plyusnina 1982)

□ Bereich für die Grünschiefer des
Arbeitsgebietes

Biotit und Stilpnomelan

In Grünschiefern tritt neben feinschuppigem, braunem Biotit in geringen Mengen Stilpnomelan auf. Dieser wurde auch in Quarziten beobachtet und ist an Störungszonen geknüpft.

Der Biotit, ein Lepidomelan, zeigt keine titanhaltigen Entmischungsprodukte.

Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit sind häufig zu beobachten.

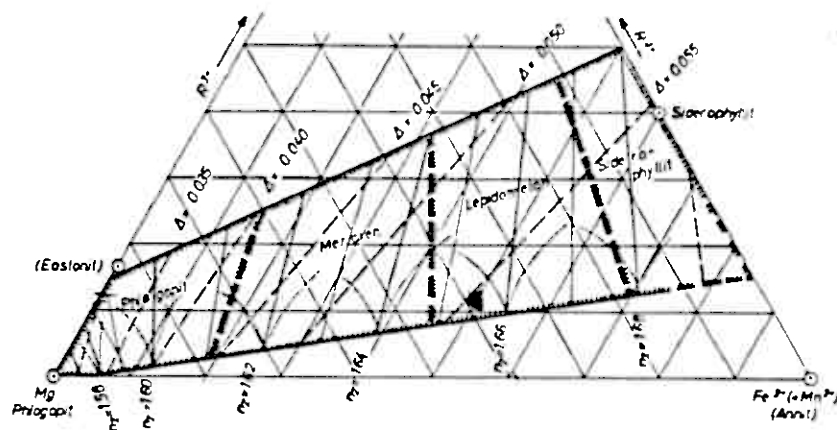


Abb. 10: Biotite des Arbeitsgebietes ◀

Granat

Granatvorkommen sind überwiegend an die biotit- und z.T. auch Chloritreichen Gesteinstypen der sedimentären Serien gebunden (Chlorit-Granat-Schiefer und Granat-Biotit-Schiefer), untergeordnet an Quarzite.

Die Mikrosondenanalysen ergaben einen Zonarbau vom Rand zum Kern der einzelnen Individuen :

	<u>Rand</u>	<u>Zentrum</u>
Pyrop	1,2 %	0,5 %
Almandin	36,9 %	21,5 %
Spessartin	31,8 %	48,7 %
Grossular	25,2 %	25,8 %
Andradit	4,6 %	3,1 %

Der Fe-Gehalt (der Granate) nimmt zum Kern hin ab und kann mit den Mn-Gehalten negativ korreliert werden.

Umwandlungen einiger Granate in Chlorit können auf retrograde metamorphe Prozesse zurückgeführt werden.

3.5. Mikroanalytik an Erzen

Die Untersuchungen an Erzmineralen wurden mit dem Rasterelektronenmikroskop durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 dargestellt.

Die Meßergebnisse zeigen, daß Silber in den Erzen des Arbeitsgebietes als Amalgam vorliegt.

Das Sb-reiche Mineral Ullmanit wurde bislang nur in einem Anschliff aus der Bohrung 15 im Borvasselv-Bereich gefunden.

Mikrochemische Untersuchungen an Borvassilverzen

(Rasterelektronenmikron, Ortec-System)

		Gewichtsanteile der Elemente in %											
Proben-Nr.		Mineral	Fe	Ni	Cu	Zn	S	As	Sb	Ag	Hg	"Si"	Summe
Bh 14	223,00 m	Arsenkies	35,2				22,7	37,3					95,2
Bh 14	222,35 m	Arsenkies	37,2				23,4	41,5					102,1
Bh 15	300,45 m	Ullmanit	0,9	23,4			14,7		56,6			0,4	96
Bh 15	300,45 m	Ullmanit	0,9	23,2			14,9		57,0			1,0	97
Bh 15	300,50 m	Magnetkies	55,9		Spuren		34,4					0,5	91,7
Bh 15	300,40 m	Kupferkies	30,0		31,3		33,8					0,4	95,5
Bh 15	300,40 m	Cubanit	38,5		21,7		32,9					0,5	93,6
Bh 15	300,40 m	Cubanit	38,2		20,8		33,2					0,5	92,6
Bh 15	224,25 m	Zinkblende	7,8			52,7	31,3					0,6	92,3
Bh 15	229,80 m	Zinkblende	6,3			48,5	27,3					0,4	82,5
Bh 15	300,40 m	Silber in Magnetkies	11,7							45,1	21,03	0,5	78,6
		Pyrit	Spuren von Co										

Tab. 4

3.6. Geochemie

Die geochemischen Daten aus den Gesteinsanalysen wurden zur Unterscheidung verschiedener Magmentypen herangezogen. Sie sollten außerdem Aufschluß über das tektonische Bildungsmilieu geben und die Ermittlung der Stammmagmen ermöglichen.

Zur Klassifizierung der Basalte, unter Berücksichtigung der tektonischen Platznahme, wurde die Einteilung von J.A. Pearce und J. R. Cann (1973) verwendet.

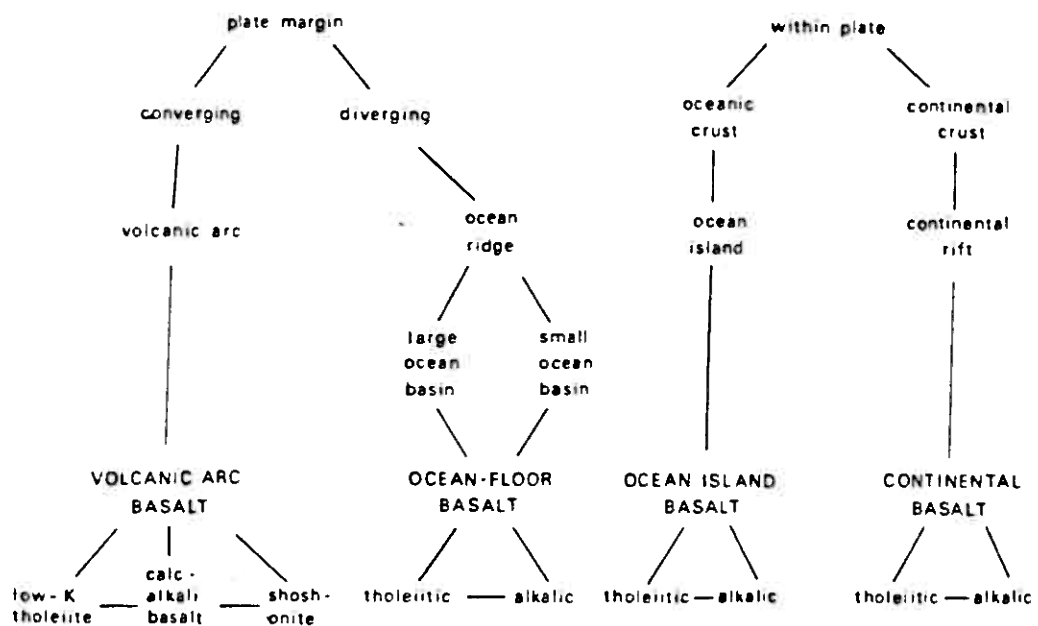


Abb. 10 : Basalteinteilung nach Pearce und Cann (1973)

3.6.1. Auswahl der Proben

Grünsteine, d.h. Metabasalte, zeichnen sich normalerweise durch ihr massiges, dichtes und ungeschiefertes Gefüge aus. Da aber alle Gesteine im Arbeitsgebiet verschiefert sind, muß die Bezeichnung Grünschiefer verwendet werden. Der Schluß auf ein basaltisches Edukt konnte daher nur anhand der mikroskopischen Mineralbestände erfolgen. Die Auswahl der Proben zur Ermittlung des Magmentyps geschah ebenfalls nach mikroskopischen Kriterien. Für die Analysen wurden nur Gesteine verwendet, die im Dünnschliff als Metabasalte und Metatuffe angesprochen wurden und keine mikroskopisch erkennbaren Alterationen zeigten. Es handelt sich ausschließlich um feinkörnige Epidot-Aktinolith-Schiefer mit einem SiO_2 -Gehalt < 52 Gew%, unterschiedlich starker Schieferung und schwankenden Gehalten an den Hauptgemengteilen Epidot, Aktinolith, Chlorit und Albit.

Die Grünschieferproben wurden mit AAS und ICP auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Analyseergebnisse sind in Tab. 5 und 7 dargestellt. Tab. 6 zeigt zum Vergleich Literaturwerte für die verschiedenen Basalttypen.

Für viele Diagramme zur Unterscheidung von Basalten anhand der Hauptelemente wird das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis in irgendeiner Form als Parameter verwendet. Da die Bestimmung von Fe^{3+} für meine Proben noch nicht vorliegt, mußte die Basaltklassifikation hauptsächlich mit Hilfe der Spurengehalte erfolgen.

Probleme bei der Basalteinteilung ergeben sich dadurch, daß die meisten Hauptelemente und viele Spurenelemente bei Metamorphose- und Alterationsprozessen in unterschiedlichem Maße mobil sind. Nur Ti, P, Zr, Y, Nb und SEE sind nach Darstellung einiger Autoren

(z.B. P.A. Floyd + J.A. Winchester, J.A. Pearce + J.R. Cann) als relativ immobil bei solchen Prozessen anzusehen und können zur Bestimmung des Ausgangsmagmas veränderter basaltischer Gesteine herangezogen werden. Nur P zeigt eine leichte Mobilität während der Metamorphose (P.A. Floyd und J.A. Winchester 1976). Mit Hilfe der immobilen Elemente können alterierte Basalte mit frischen verglichen werden (J.R. Cann 1970). Die geochemischen Daten der eigenen basaltischen Proben wurden in die Diagramme Fig. 1 - Fig. 18 eingetragen. Die Kriterien zur Unterscheidung von Basalttypen und die gewonnenen Ergebnisse sind in Tab. 7 - 9 aufgeführt.

3.6.2. Bestimmung der Magmentypen

3.6.2.1 Festlegung des tektonischen Bildungsmilieus (s. auch Tab. 7)

Mit Hilfe des Zr-Y-Ti-Diagramms (Fig. 1) wurden die Intraplatten Basalte (Feld D) von den anderen Basalttypen getrennt. Die Unterscheidung der verbleibenden Basaltarten erfolgte dann im Ti-Zr-Diagramm (Fig. 2).

Die meisten Proben fallen in die Felder von Intraplatten- und Ozeanboden-Basalten.

Nur Probe M 37 und M 38 bilden eine Ausnahme. In Fig. 1 liegt Probe M 37 auf der Feldergrenze zu den Niedrig-K-Tholeiiten (Feld A) und Probe M 38 auf der Grenze zu den Kalk-Alkali-Basalten (Feld C), beides typische Inselbogen-Basalte. In Fig. 2 überlappt sich aber der Niedrig-K-Tholeiit-Bereich mit dem der Ozeanbodenbasalte.

Anhand des Zr/Y-Ti/Y-Diagramms (Fig. 5) können die Intraplatten-Basalte ebenfalls abgetrennt werden.

Aus den Diagrammen Ti-Cr- (Fig. 3) und Nb-SiO₂ (Fig. 4) ist zu ersehen, daß es sich bei dem vorliegenden basaltischen Material nicht um vulkanisches Inselbogen-Magma handelt. Ausnahmen sind auch hier wieder die Proben M 37 und M 38. Beide Proben liegen im Grenzbereich zu den vulkanischen Inselbogenbasalten.

3.6.2.2 Bestimmung des Stammagmas

Nach der Festlegung des tektonischen Bildungsmilieus für die Basalte des Arbeitsgebietes - Ozeanboden- und Intraplattenbereich - wurde mit Hilfe unterschiedlicher Diagramme versucht, die tholeiitische und/oder Alkali-Verwandtschaft der Basalte zu ermitteln (Fig. 6-11).

Es zeigt sich, daß die Ozeanboden-Basalte Tholeiit-Charakter und die Intraplatten-Basalte Alkali-Charakter haben.

Auch über das Y/Nb-Verhältnis sind Aussagen zur Tholeiit- bzw. Alkali-Magmenverwandtschaft möglich.

Nach J.A. Winchester und P.A. Floyd (1976) nimmt das Y/Nb-Verhältnis mit steigendem Alkali-Charakter ab:

- bei einem Y/Nb-Verhältnis < 1 handelt es sich um Alkali-Basalte
- bei einem Y/Nb-Verhältnis > 1 um Tholeiite
- bei einem Y/Nb-Verhältnis ~ 1 um einen Übergang von Tholeiiten zu Alkali-Basalten

Probe M 18 und M 25 haben ein Y/Nb-Verhältnis von ~ 1 . Sie gehören zu den Proben, die nicht eindeutig eingeordnet werden konnten.

Nach J.A. Pearce und J.R. Cann (1973) handelt es sich

- bei einem Y/Nb-Verhältnis < 1 um Intraplatten-Basalte
- bei einem Y/Nb-Verhältnis < 2 um Ozeanboden-Alkali-Basalte.

Die Einteilung der Basalte nach dem Y/Nb-Verhältnis in Alkali- und tholeiitische Basalte sowie eine Trennung in Intraplatten- und Ozeanboden-Basalte kann bei stark alterierten bzw. metamorphen Gesteinen nur als Anhaltspunkt dienen (J.A. Pearce u. J.R. Cann 1973).

Mit Hilfe der Diagramme in Fig. 12-16 und 18) sollte eine Unterscheidung zwischen kontinentalen und ozeanischen Alkali- und Tholeiit-Basalten erfolgen. Die Überlappung der entsprechenden Felder in den einzelnen Diagrammen ist aber so groß, daß nur wenige Proben eindeutig zugeordnet werden konnten.

In Fig. 17 (TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Diagramm) ist zu erkennen, daß 3 Proben (M 13, M 21 und M 46) in das kontinentale Basalt-Feld fallen. Die übrigen Proben liegen alle im ozeanischen Basalt-Bereich.

Probe M 46 und M 21 befinden sich in Fig. 16 ebenfalls außerhalb der Felder für ozeanische Basalte, ebenso Probe M 38 infolge des niedrigen Ti-Gehaltes. Niedrige Ti-Gehalte sind typisch für Niedrig-K-Tholeiite und Kalk-Alkali-Basalte (s. auch Probe M 37).

Nach dem TiO_2 - Y/Nb-Diagramm (Fig. 12) existieren im Arbeitsgebiet ozeanische und kontinentale Alkali-Basalte sowie kontinentale Tholeiite (Probe M 37).

3.6.3. Ergebnisse

Anhand der Diagramme konnten für die Basalte des Arbeitsgebietes 2 Magmentypen bestimmt werden, ein alkalines und ein tholeiitisches Stammagma. Die tholeiitischen Magmen sind überwiegend Ozeanboden-Basalte (OFB), die alkalischen überwiegend Intraplatten-Basalte (WPB). Dies konnte auch durch Vergleich der geochemischen Daten mit den Literaturwerten für die verschiedenen Basalttypen bestätigt werden.

Die Intraplatten-Basalte zeichnen sich durch höhere K_2O -, P_2O_5 -, Ti- und Zr-Gehalte gegenüber den Ozeanboden-Basalten aus.

Die ozeanischen Tholeiite sind gekennzeichnet durch SiO_2 -Gehalte von 48 - 50 Gew%, die Alkali-Serien durch einen SiO_2 -Gehalt von 44 - 47 Gew%. Die K_2O -Gehalte liegen in fast allen Proben niedrig bis sehr niedrig (0,05 Gew%). Dies deutet auf eine K-Abfuhr durch Alterationsprozesse hin. Der hohe K_2O -Gehalt der Probe M 13 von 1,2 Gew% bildet eine Ausnahme. In der Probe tritt daher Muskowit als zusätzliches Hauptgemengteíl auf. Die hohen Cr-, Ni- und MgO-Gehalte von Probe M 13 weisen auf eine Alteration des Gesteins hin (J.A. Pearce + J.R. Cann 1973). Die Cr-Gehalte liegen in den ozeanischen Tholeiliten höher (130 - 230 ppm Cr) als in den Alkali-Basalten ($\sim$ 50 ppm Cr). Die einzige Ausnahme ist Probe M 13 mit 600 ppm Cr.

Unterschiede in den P_2O_5 -Gehalten der Proben zu den Literaturwerten sind wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß P während der Metamorphose und Alteration eine leichte Mobilität zeigt.

Auch deuten einige Meßergebnisse darauf hin, daß Ca und Na weggeführt wurde. Die Ca- und K-Abfuhr lassen auf eine Spilitisierung des Materials schließen.

Bei einigen Proben war eine zweifelsfreie Zuordnung zu den beiden Stammagmen nicht möglich. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß es Übergänge zwischen den Hauptmagmentypen gibt. Ob diese Übergangsformen existieren, läßt sich wegen der geringen Anzahl der bisher bearbeiteten Proben mit eindeutig basaltischen Edukten nicht feststellen.

Bislang konnte noch keine Trennung der Intraplatten-Basalte in Ozeaninsel- und kontinentale Basalte erfolgen. Dies ist nur möglich unter Einbeziehung der geotektonischen Großsituation. Anhand der Analyseergebnisse soll in nächster Zeit geklärt werden, ob auch ozeanische Alkalibasalte und Intraplatten-Tholeiite am Gesteinsaufbau beteiligt sind.

Die während des diesjährigen Geländeaufenthaltes neu aufgefundenen Pillow-Laven können entscheidend zur Klärung dieser Fragen beitragen.

3.7. Genetische Modellvorstellung der Joma-Vererzung

Folgende Parameter müssen bei der Entwicklung eines genetischen Modells für die Joma-Vererzung berücksichtigt werden:

1. das geotektonische Bildungsmilieu
2. die Gesteinstypen
3. die Verbandsverhältnisse
4. die sekundären Prozesse.

Die bituminösen-sandigen Tone, Sande und Karbonate sprechen für eine ruhige Sedimentation in einem Flachwasserbereich in der Nähe eines Kontinents. Der überwiegende Teil des vulkanischen Materials besteht aus Pyroklastika, die mit Sedimenten wechsellagern. Auch wechsellagern Tuffe mit Laven, die lokal Pillow-Strukturen zeigen und somit als submarine Bildungen anzusehen sind.

Die Kontakte der einzelnen Gesteinsserien zueinander sind konkordant mit z.T. kontinuierlichen Übergängen.

Der Chemismus der Vulkanite ist basaltisch mit einem Trend von tholeiitischen Ozeanboden-Basalten (typisch für Dehnungszentren in ozeanischen Becken) zu alkalischen Intraplatten-Basalten. Daraus ist zu schließen,

daß die Laven über ozeanischer Kruste gebildet wurden, aber in Kontinent-Nähe. Übergänge zu Kalk-Alkali-Basalten deuten ebenfalls auf einen Bildungsbereich am Kontinentalrand hin (Baker, P.E. 1972).

Nach D.E. Karig (1971) kommen dehnende Plattengrenzen auch in kleinen ozeanischen Becken hinter Inselbögen vor. Die Gesteine zeigen wenig Unterschied im Chemismus zu großen Ozeanbecken (typisch für diese sind OFB).

Sedimente und Vulkanite wurden nach ihrer Ablagerung durch Metamorphose im Grünschieferfaziesbereich und durch Alteration sekundär verändert. Es kam zu Mineralum- und Neubildungen sowie zu Elementmigrationen.

Erhöhte Ti- und Zr-Gehalte in tuffitischem Material sprechen für eine Zufuhr dieser Elemente aus Sedimenten. Ca- und K-Abfuhr mit z.T. einhergehender Na-Zufuhr bei den Metabasalten können auf eine Spilitisierung dieser zurückgeführt werden. Karbonat-, Chlorit- und Sulfidbildung auf Klüften, teilweise Mg-Abfuhr, Karbonatisierung und Chloritisierung von Grünschiefer sprechen für eine hydrothermale Alteration im Gefolge des Vulkanismus.

3.7.1. Geotektonischer Rahmen zur Bildung der Joma-Vererzung

Die metamorphen Vulkanite und Flachwassersedimente der Røyrvik-Gruppe wurden in einem kleinen ozeanischen Becken zwischen einem Inselbogen im W (Gjersvik-Gruppe mit Skorovass-Vererzung) und dem Kontinentalrand im E gebildet. Die Sedimentation in dieses Randbecken erfolgte von W und E auf ozeanische und im Randbereich auf kontinentale Kruste. Ein Dehnungszentrum in diesem Becken ("back arc spreading") bewirkte die Förderung von Mantelmaterial und führte zur Bildung von

Ozeanboden-Basalten, beginnend mit tholeiitischem Material. In Richtung des Kontinents wurden Alkali-Basalttypen gefördert, die Übergänge zu Kalk-Alkali- und kontinentalen-Basalten zeigen.

Nach dem untermeerischen Ausfließen fand bereichsweise eine Spilitisierung der Laven durch Reaktion mit dem Meerwasser statt.

In den vulkanischen Förderpausen kam es zu weiterer Sedimentation. Hydrothermale Lösungen zirkulierten im vulkanischen Förderbereich und führten zu Alterationen und Ablagerung der Sulfide. Späte Hydrothermentätigkeit bewirkte eine Ausfüllung der Klüfte mit Chlorit, Karbonat und Sulfiden.

Entsprechend der Morphologie des Meeresbodens wurden "linsenartige" Sulfidvorkommen unterschiedlicher Mächtigkeit im gleichen Grünschieferhorizont abgelagert. Die Hydrothermentätigkeit bei weiteren Förderphasen führte nur zu Sulfidimprägnationen.

Ob es mehrere Eruptionszentren verschiedener Stärke gab, die lokal Pillowlaven förderten oder ob es sich um ein Förderzentrum handelt, kann zur Zeit noch nicht gesagt werden. Durch die starke Verschieferung und Alteration der Grünschiefer ist eine Bestimmung als Metabasalte nur anhand von Dünnschliffen und den geochemischen Daten möglich. Eine Aussage über die Horizontbeständigkeit der Pillowlaven und Metabasalte kann nur unter Berücksichtigung des neuen Probenmaterials gemacht werden.

Mit Sicherheit gab es mehrere Eruptionsphasen, in denen die Laven und Pyroklastika der verschiedenen Grünschieferhorizonte gefördert wurden.

Im Arbeitsgebiet überwiegt der Anteil der Pyroklastika den der Laven. Der Sedimentanteil ist größer als die Menge der Vulkanite. Es könnte sich deshalb um eine Zone entfernt vom Hauptförderzentrum handeln.

Schwierigkeiten bei der Modellerstellung ergeben sich dadurch, daß bis jetzt nicht ausreichende chemische Analysendaten vorhanden sind, um eine Trennung der Intraplatten-Basalte (WPB) in Ozeaninsel- und kontinentale Basalte zu ermöglichen.

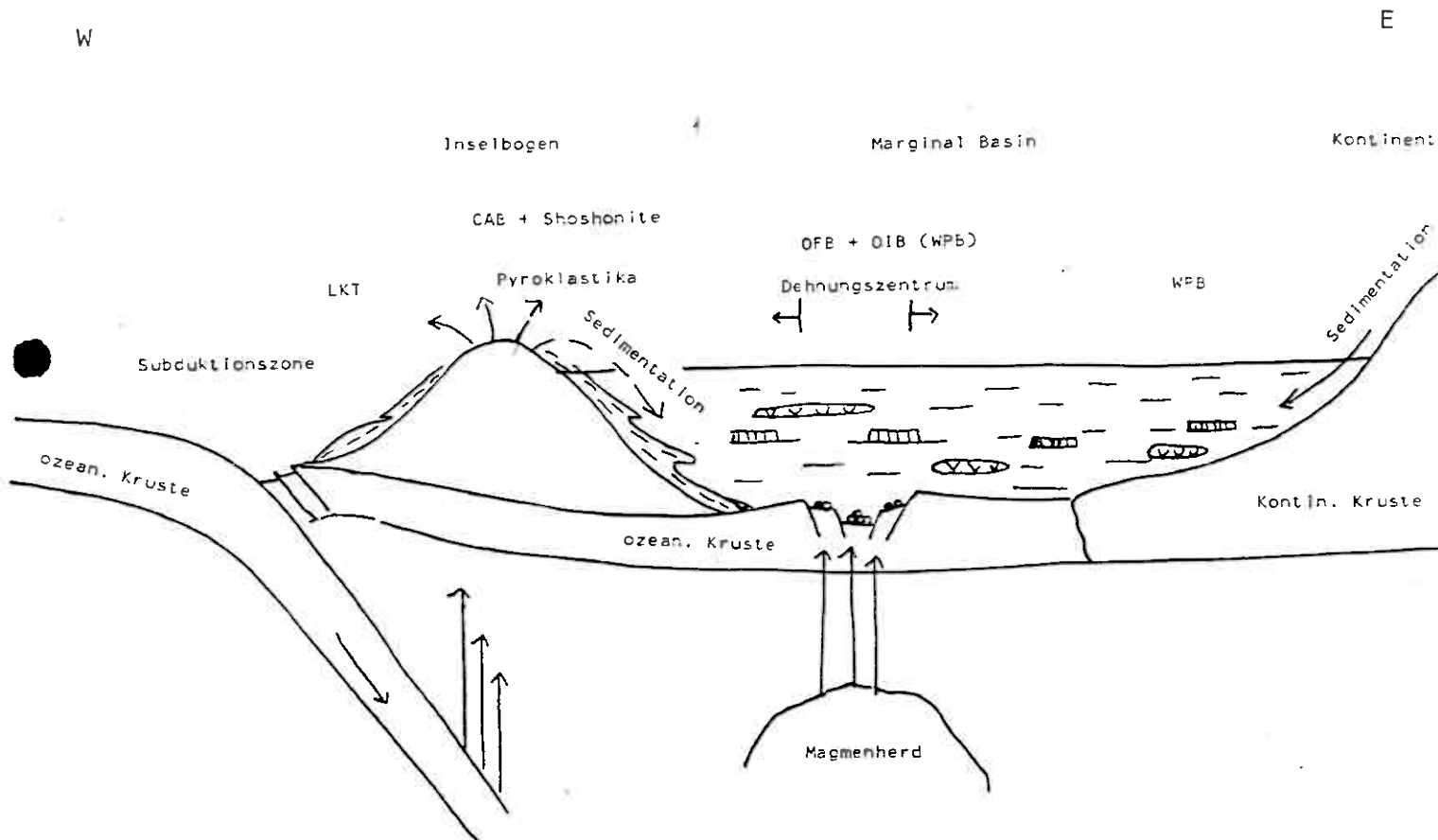
Wenn es sich um Ozeaninsel-Basalte (OIB) handeln würde, wäre die Bildung dieser Gesteine über ozeanischer Kruste geschehen, entweder an Bruchzonen (J.A. Pearce + J.R. Cann 1973) oder als Inseln auf den Rücken (J.A. Winchester + P.A. Floyd 1976). Kontinentale Basalte setzten eine Bildung über kontinentaler Kruste voraus. Nach P.A. Floyd und J.A. Winchester (1975) zeigen die ozeanischen Rücken tholeiitischen Charakter, die Flanken alkalischen. Da aber nach der Aussage dieser beiden Autoren (1976) OIB auch als Inseln auf den Rücken sitzen können und Alkali-Charakter haben, wäre eine Deutung der alkalischen Intraplatten-Basalte als Ozeaninseln möglich. Für eine Beteiligung von kontinentalem Material am Gesteinsaufbau im Arbeitsgebiet spricht wiederum die Aussage des $\text{TiO}_2 - \text{K}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ -Diagramms (Fig. 17).

So konnte bis jetzt noch nicht geklärt werden, ob der Bildungsraum der Røyrvik-Gruppe nur rein ozeanisch war, oder ob auch kontinentale Einflüsse vorhanden waren.

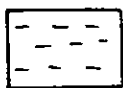
Um eine gesicherte Aussage über das Bildungsmilieu der Joma-Vererzung machen zu können, muß eine größere Anzahl von Proben verwandt werden, da nach J.A. Pearce und J.R. Cann (1973) die Gesteinsserien polygenetisch sein können, d.h. mehr als ein Magmentyp im gleichen Bereich enthalten sein kann.

Auch konnten bisher noch nicht alle Parameter für die Basalteinteilung und besonders deren Alteration auch im Hinblick auf die Hydrothermentätigkeit während der Erzbildung ermittelt, ausgewertet und berücksichtigt werden.

1) Großsituation



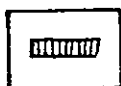
vulkanische Förderprodukte



Sedimente

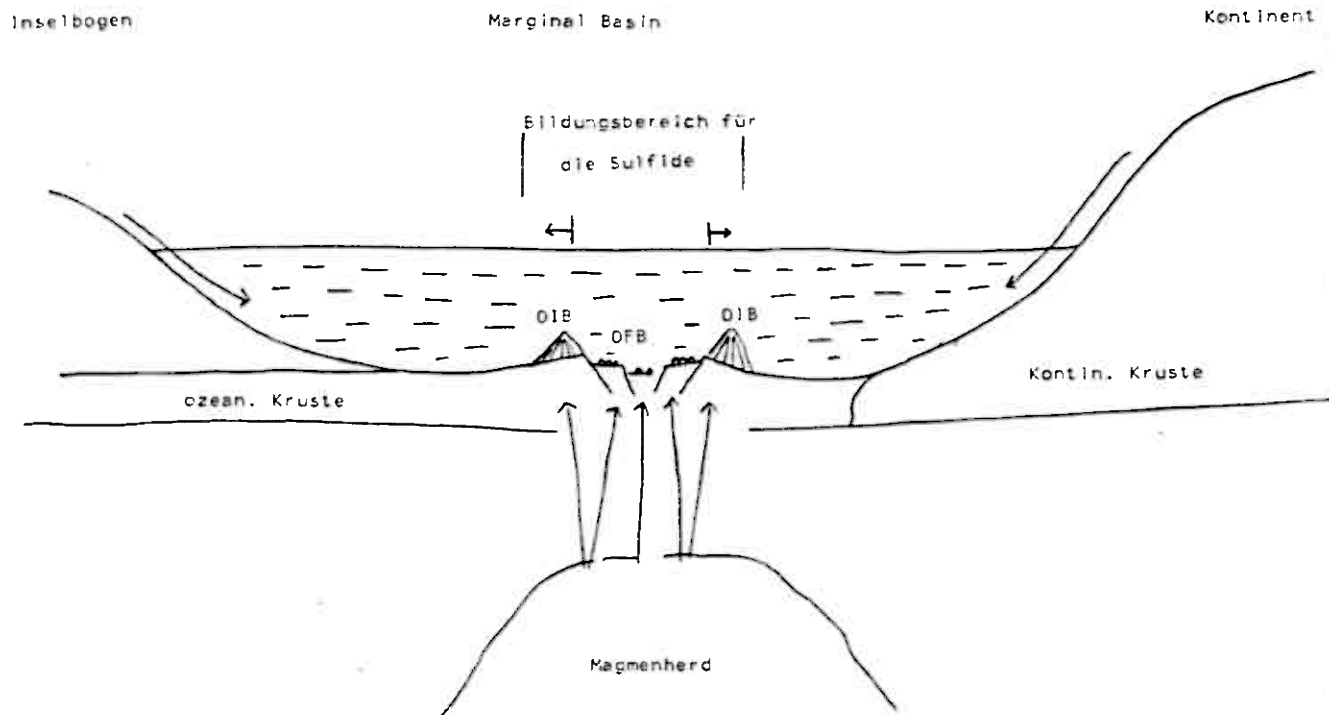


Pillow-Laven

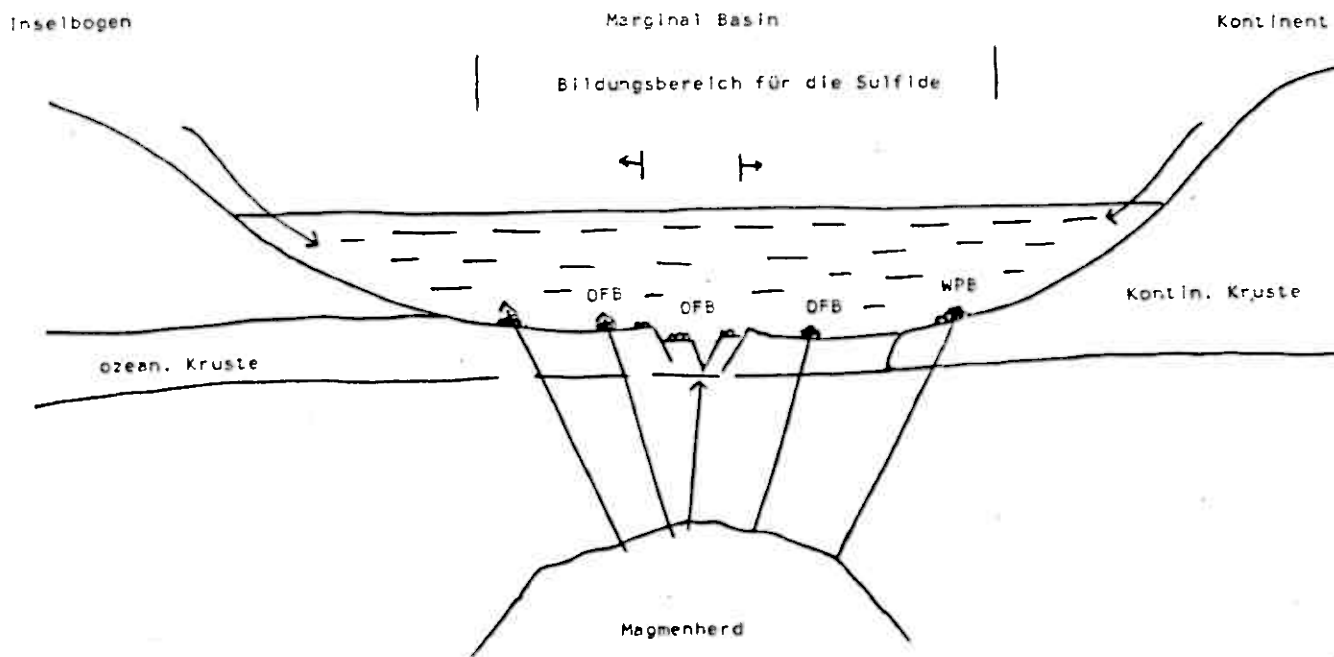


Karbonatlagen

1. Modellvorstellung für die Bildung der Sulfidvererzungen in der Røyrvik-Gruppe



2. Modellvorstellung



zu 1) : Bildungsraum ist ein Becken zwischen einem Inselbogen im Westen und dem Kontinent im Osten. In einem Dehnungsbereich werden in mindestens zwei Förderphasen Ozeanboden-Basalte und Ozeaninsel-Basalte über ozeanischer Kruste gefördert. Im Becken wechsellagern sedimentäres Material und vulkanische Förderprodukte.

zu 2) : An mehreren Stellen im Becken wird vulkanisches Material durch ozeanische (OFB) und kontinentale Kruste (WPB - kontin. Basalte) gefördert.
Bildungsraum, Förderphasen und Sedimentation entsprechen den Bedingungen von Modell 1.

Abkürzungen zu den geochemischen Darstellungsdiagrammen

WPB Intraplatten-Basalte

OFB Ozeanboden-Basalte

LKT Niedrig-K-Tholeiite

CAB Kalkalkali-Basalte

IAB Inselbogen-Basalt

OIB Ozeaninsel-Basalt

PM Plattenrand

Marginal basin Randbecken

Alkali.-F. Alkali-Feld

oz.Thol.F. ozeanisches Tholeiit-Feld

ocean. ozeanisch

kont. kontinental

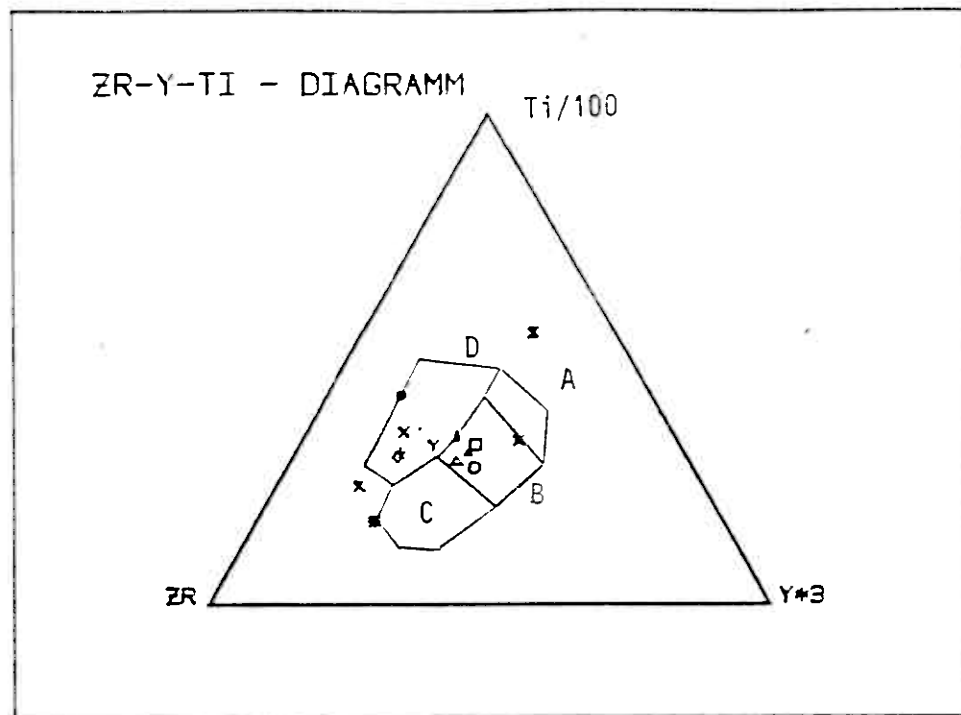


Fig 1: Diagramm nach Pearce u. Cann 1973

WPB in Feld D
 OFB in Feld B
 LKT in Feld A u. B
 CAB in Feld C u. B

WPB : M 12
 M 13A
 M 17
 M 24
 M 25
 M 47

ZR-TI - DIAGRAMM NACH PEARCE, CANN (1973)

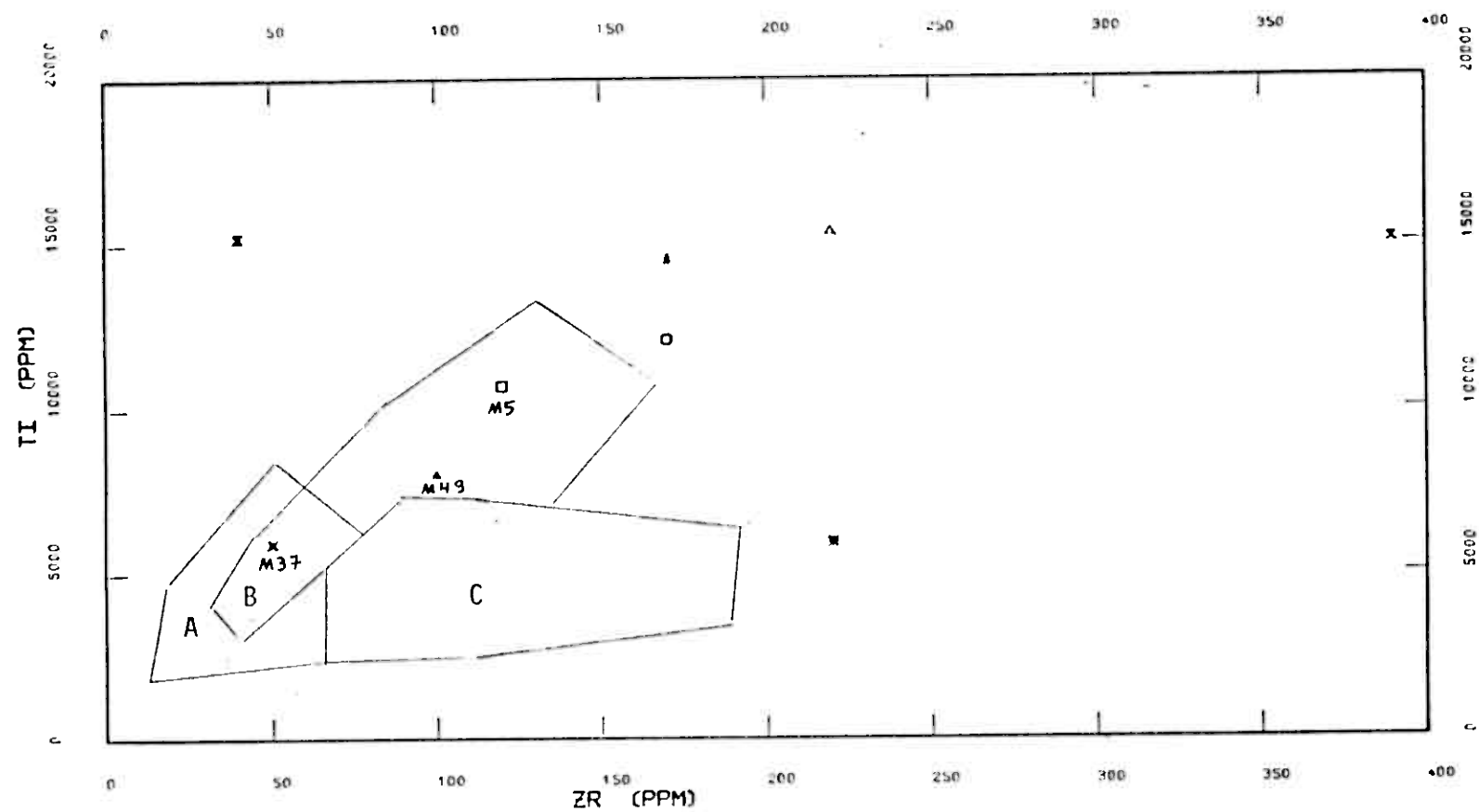


Fig 2: Diagramm ohne WPB

OFB in Feld D u. B

CAB in Feld C u. B

LKT in Feld A u. B

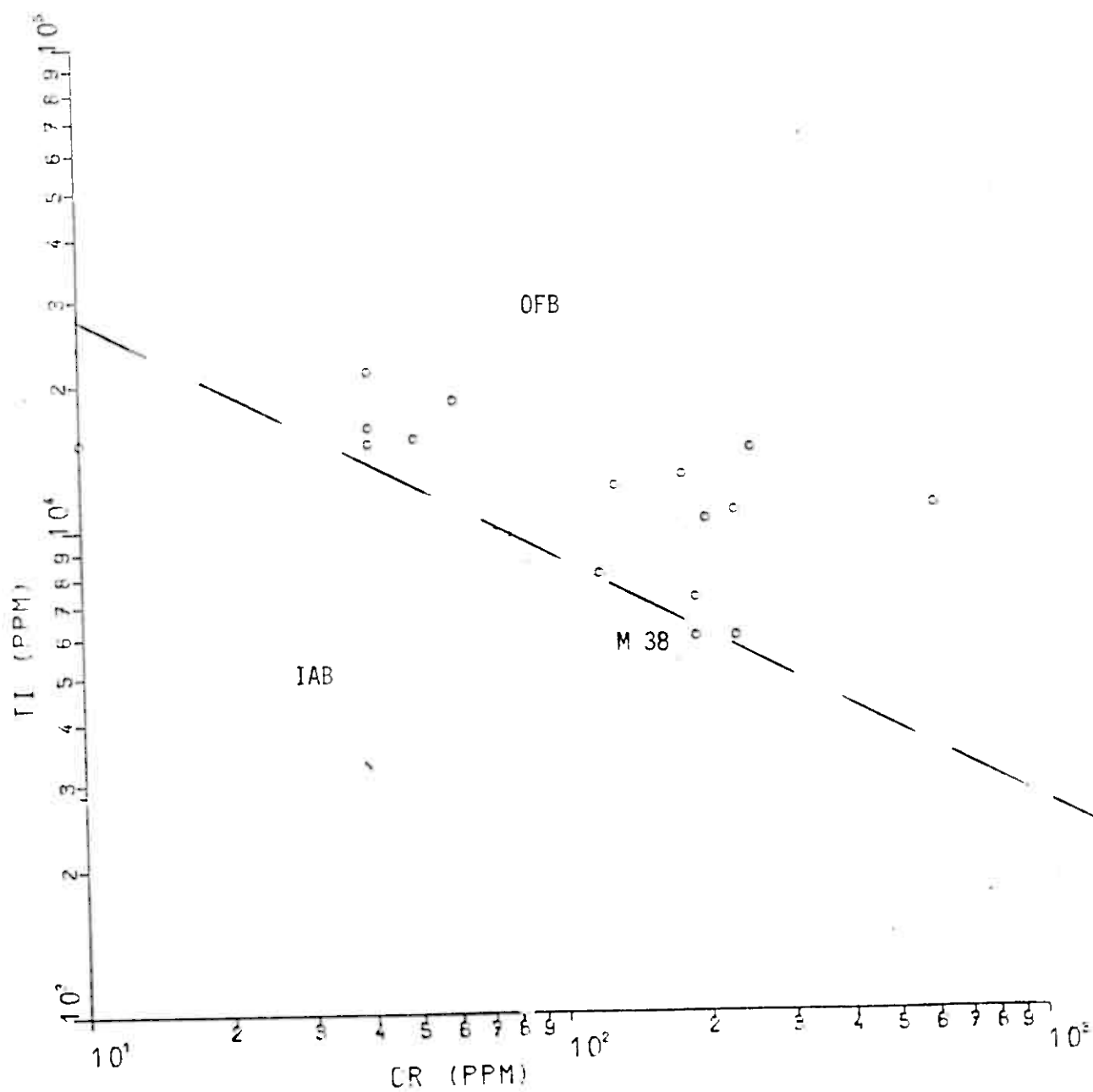


Fig 3: Tl-CR-DIAGRAMM NACH PEARCE & GALE

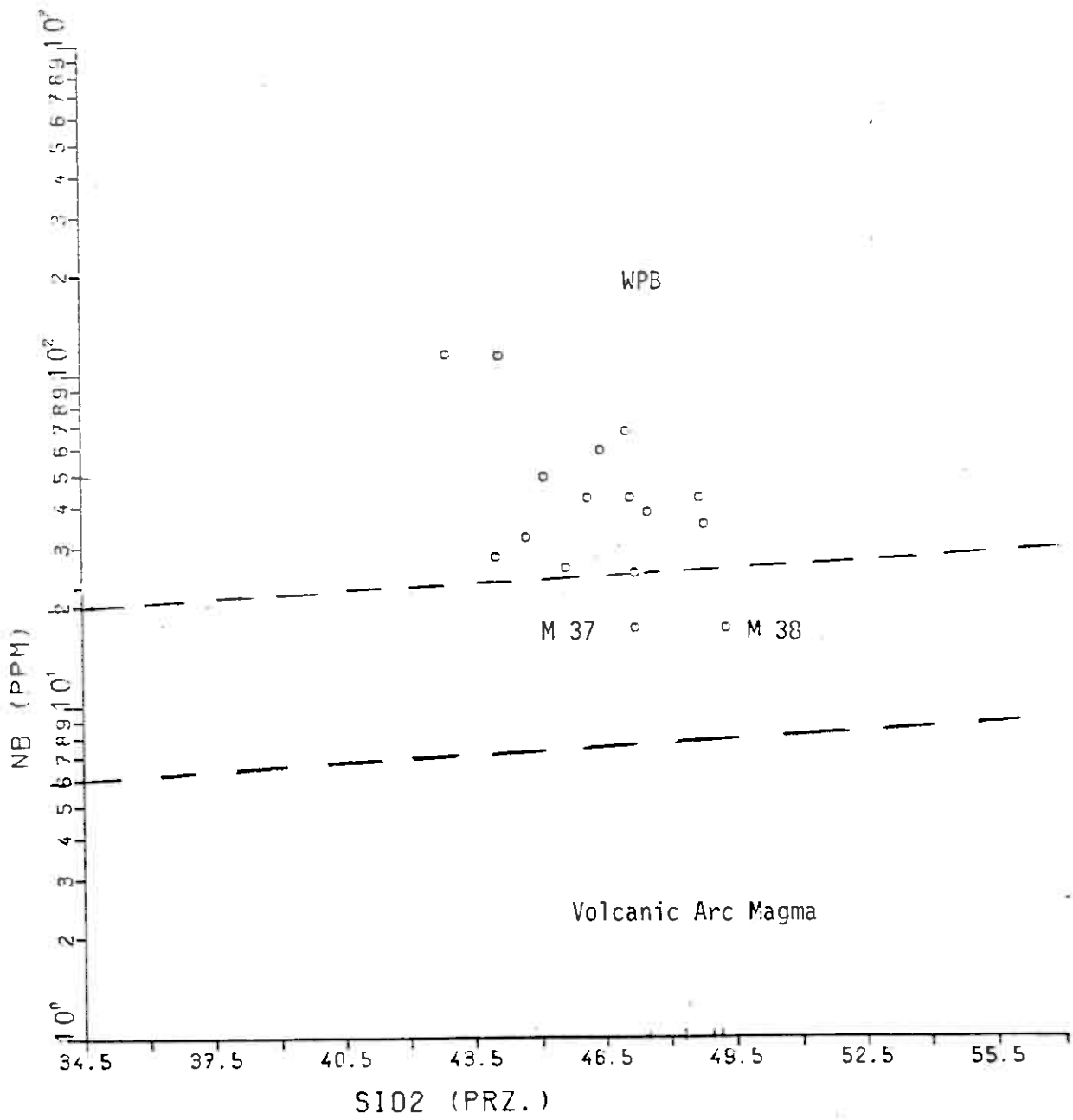
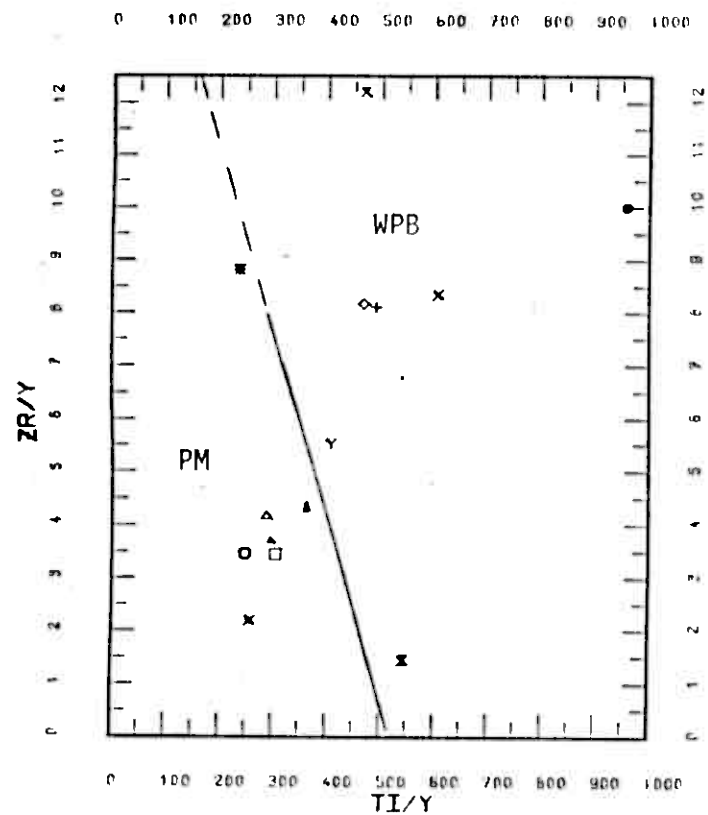


Fig 4: ○ NB-SiO2-DIAGRAMM NACH PEARCE & GALE

TI/Y - ZR/Y -DIAGRAMM



16 PUNKTE

Fig 5: Diagramm nach Pearce u. Gale

WPB : M 13A
M 12
M 17
M 25
M 24
M 46
M 21
M 47

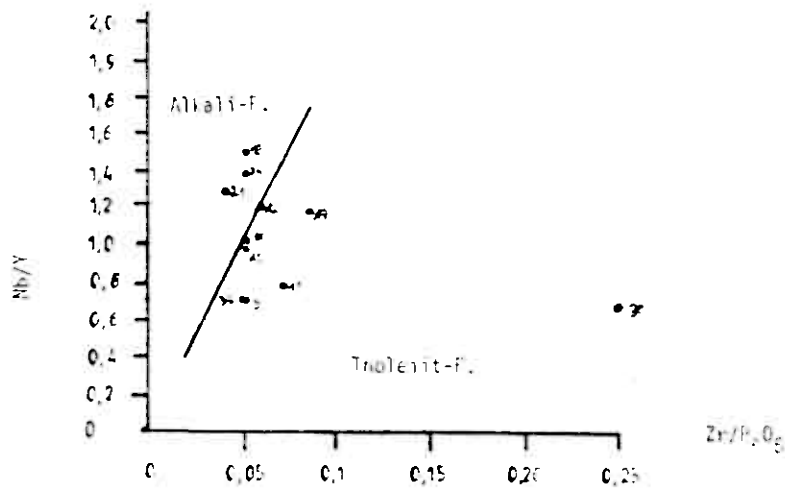


Fig 6: Nb/Y - Zr/P₂O₅ - Diagramm
(Winchester u. Floyd 1976 für Amphibolithe)
Unterscheidung zwischen Alkali- und Tholeiitischen Basalten

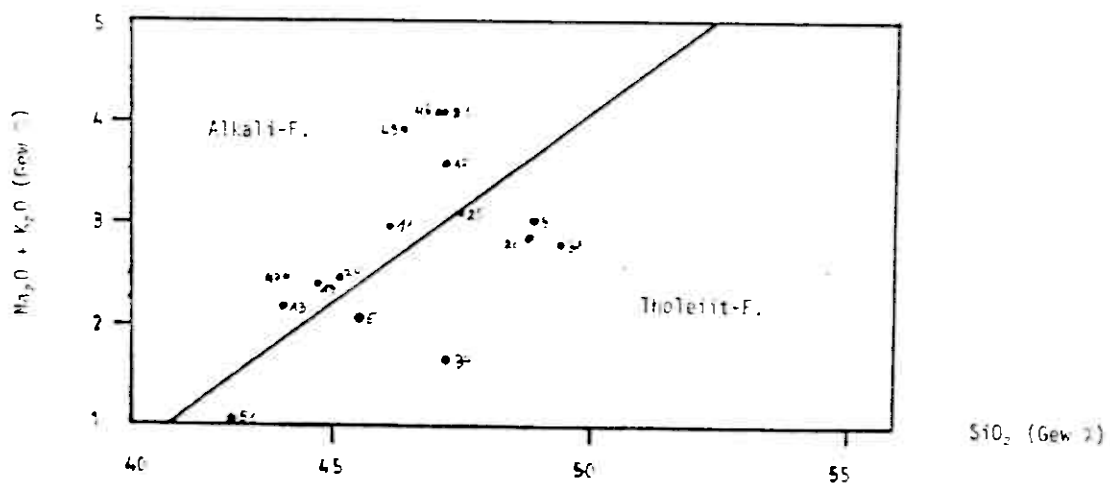


Fig. 7: Na₂O + K₂O - SiO₂ - Diagramm
(MacDonald u. Katsura 1964)
Unterscheidung Alkali- von Tholeiit-Basalten

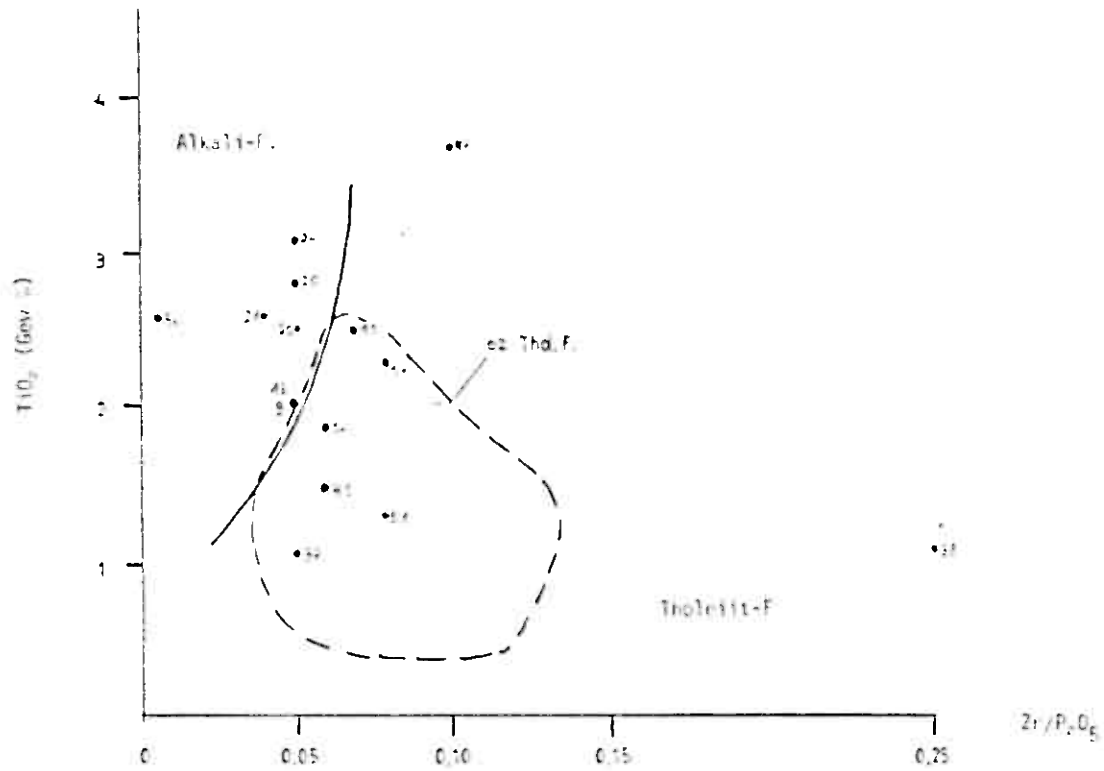


Fig. 8: TiO_2 - $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ - Diagramm
(Winchester u. Floyd 1976 für archaische Grünsteine)
Unterscheidung Alkali- von Tholeiit-Basalten

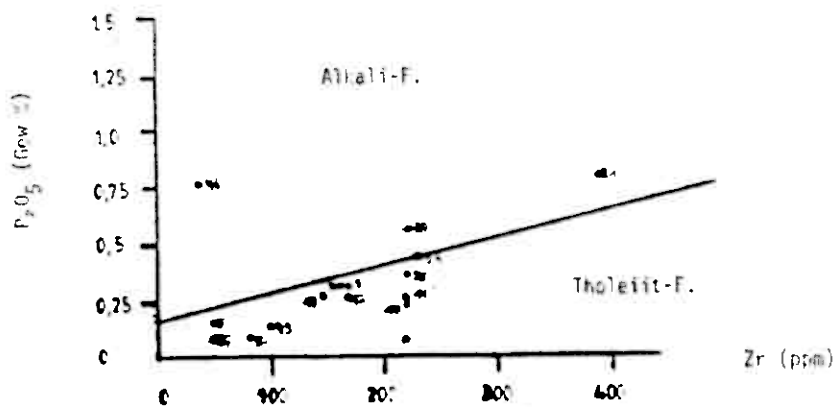


Fig. 9: P_2O_5 - Zr - Diagramm
(Winchester u. Floyd 1976 für archaische Metabasalte)
Unterscheidung zwischen Alkali- und Tholeiit- Basalten

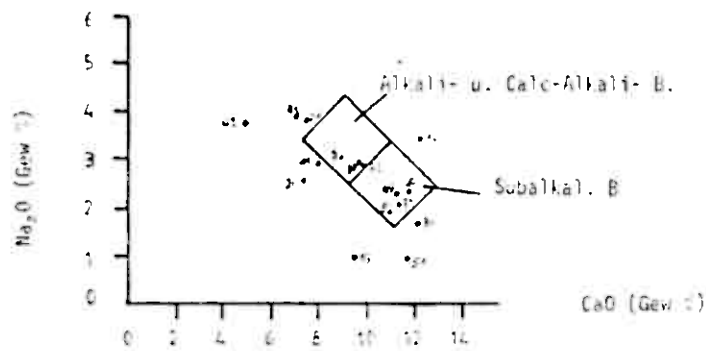


Fig. 10: Na₂O - CaO - Diagramm

(Stephens 1982)

Trennung Alkali- u. Calc-Alkali- Basalte von Subalkalischen Basalten

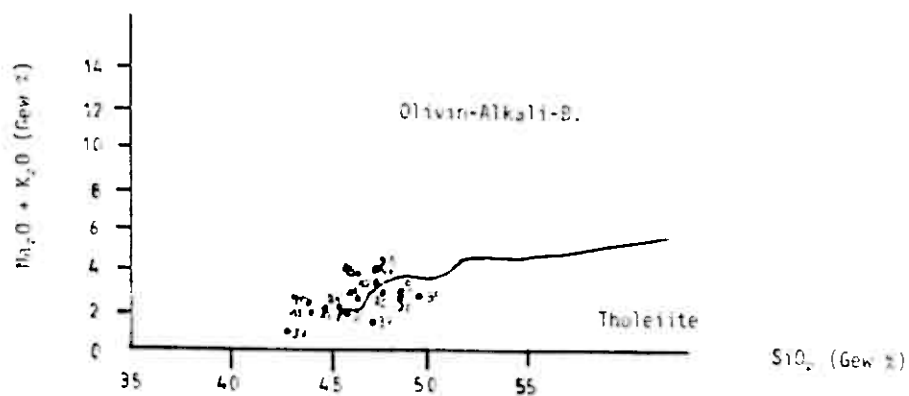


Fig. 11: Na₂O + K₂O - SiO₂ - Diagramm

(Kuno 1957)

Trennung Olivin-Alkali-Basalte von Tholeiit-Basalten

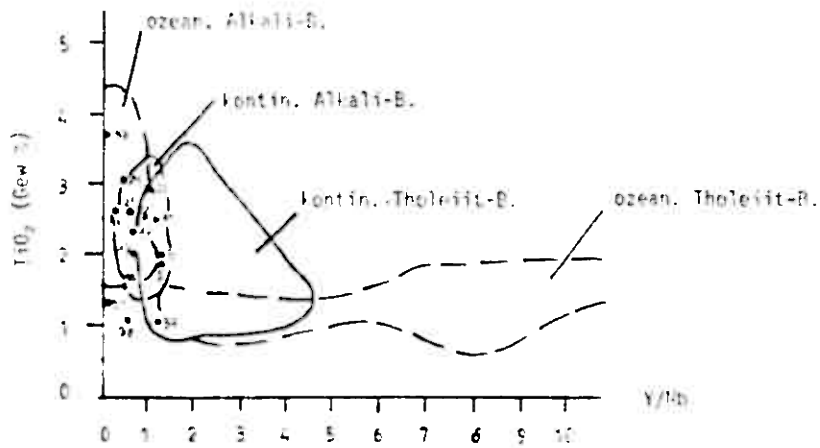


Fig. 12: TiO_2 - Y/Nb - Diagramm

(Floyd u. Winchester 1975)

Darstellung von ozeanischen und kontinentalen Tholeiitischen- u. Alkali-Basalten (ohne OIT)

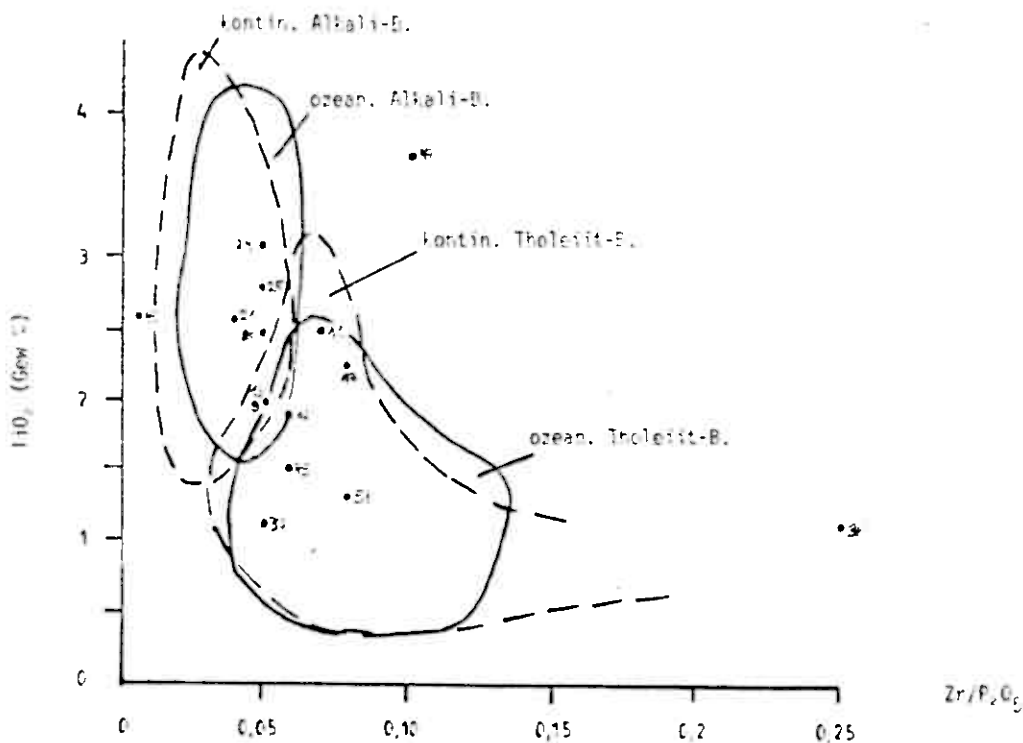


Fig. 13: TiO_2 - $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ - Diagramm

(Floyd u. Winchester 1975)

Darstellung ozeanischer u. kontinentaler Tholeiit- u. Alkali-Basalte

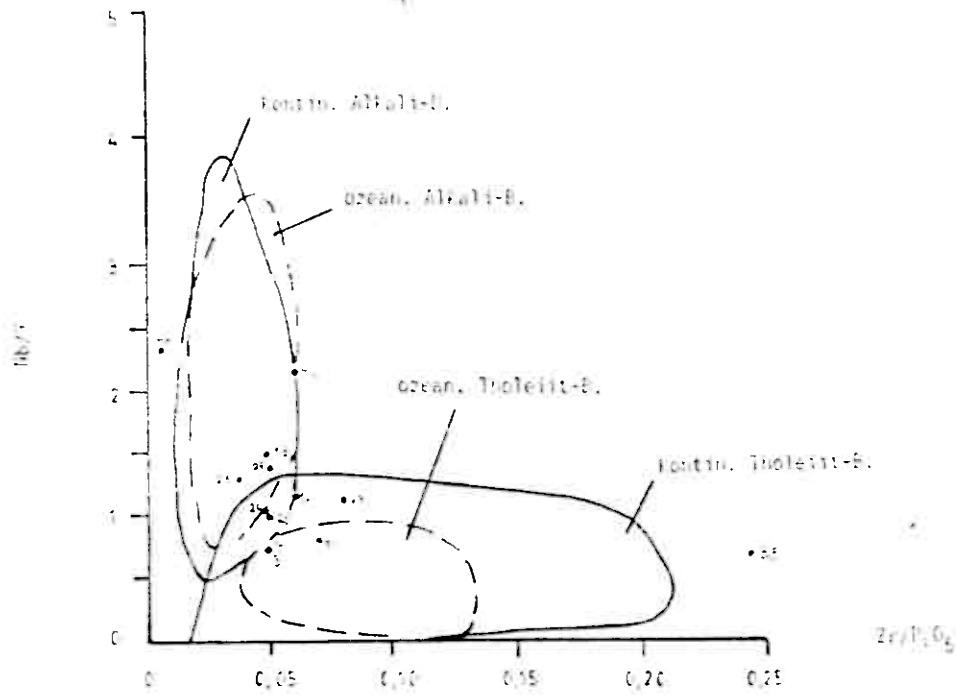


Fig. 14: Nb/Y - Zr/P₂O₅ - Diagramm

(Floyd u. Winchester 1975)

Darstellung ozeanischer u. kontinentaler Tholeiit- u. Alkali-Basalte

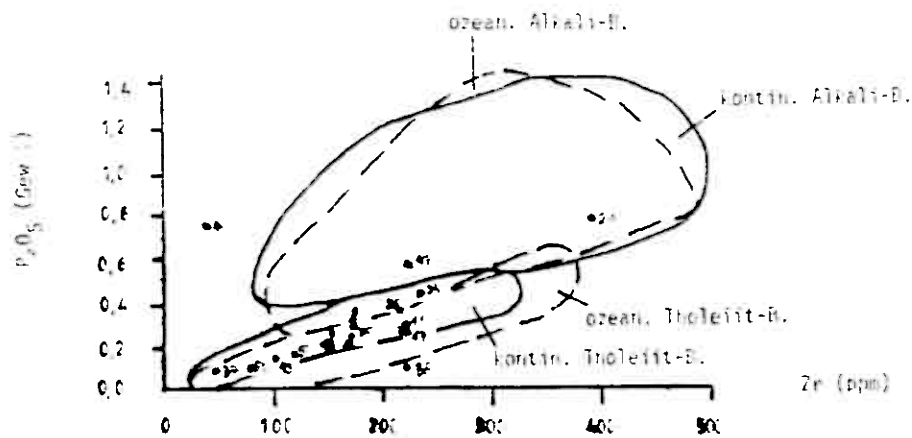


Fig. 15: P₂O₅ - Zr - Diagramm

(Floyd u. Winchester 1975)

Darstellung ozeanischer u. kontinentaler Tholeiit- u. Alkali-Basalte)

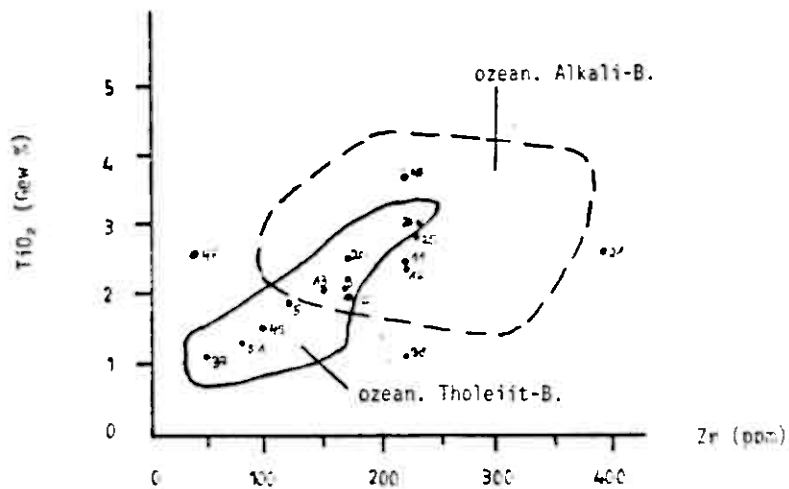
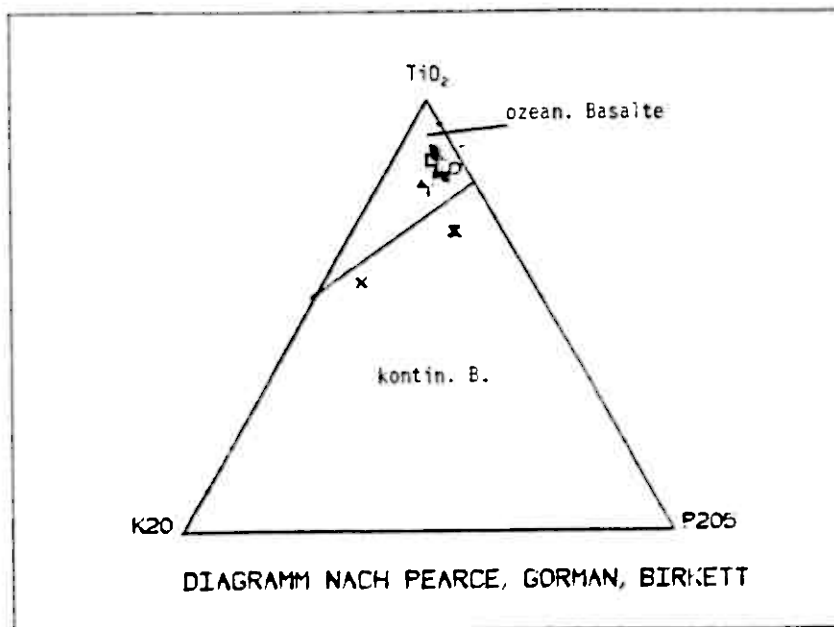


Fig. 16: TiO_2 - Zr - Diagramm
(Floyd u. Winchester 1975)
Darstellung ozeanischer Tholeiit- u. Alkali- Basalte



Kontin. B.: M 13A
M 21
M 46

Fig. 17: K_2O - P_2O_5 - TiO_2 - Diagramm
(Floyd und Winchester 1975)
Unterscheidung zwischen Ozeanischen u. nicht ozeanischen
Basalten

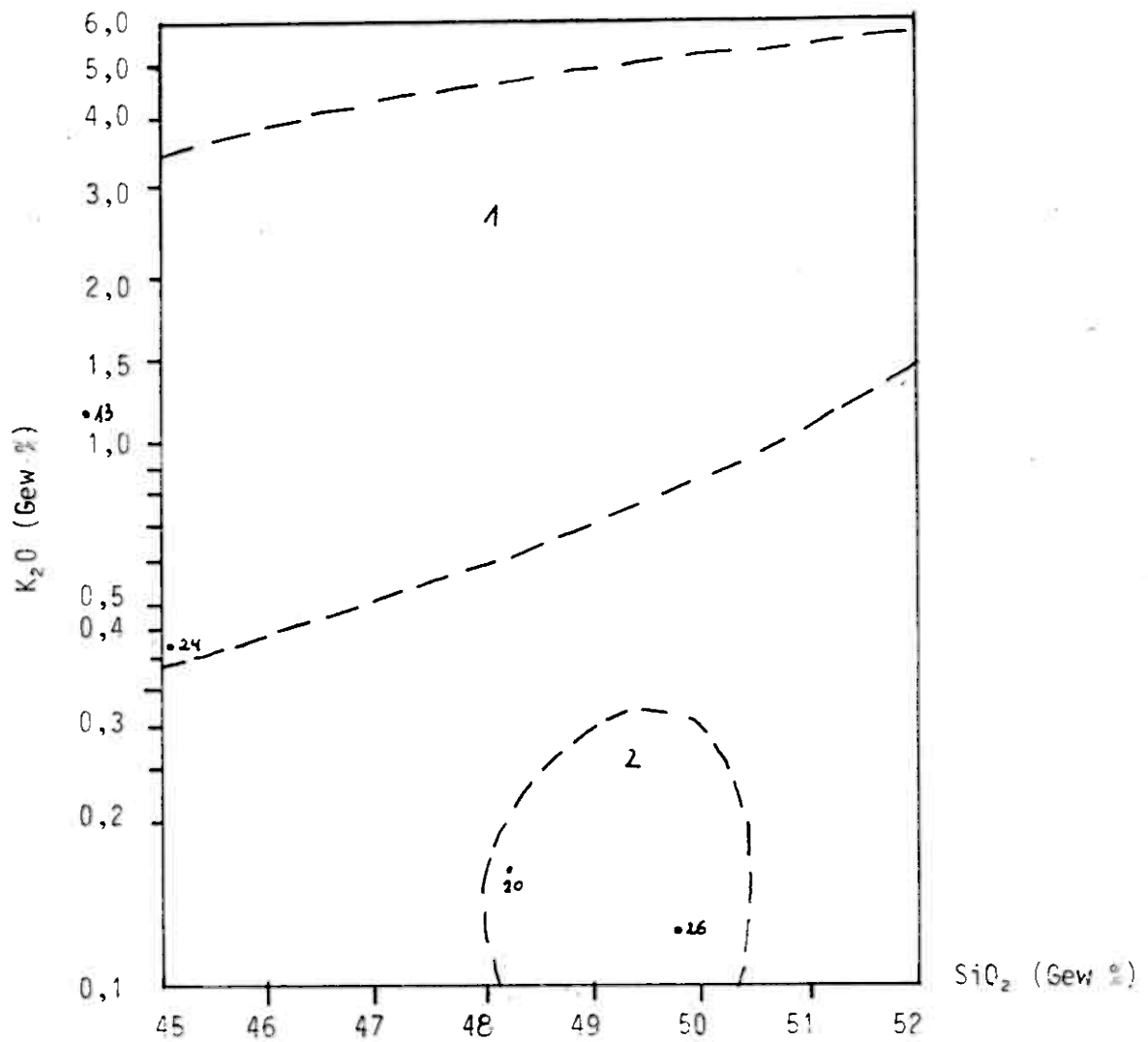


Fig. 18: K_2O - SiO_2 - Diagramm für ozeanische Basalte
(Engel, Engel, Havens 1965)
Feld 2: ozeanische Tholeiite
Feld 1: Alkali-Basalte

Alkali-Basalt: M 24, M 13
ocean. Tholeiit : M 20, M 26

Grünsteine und Grünschiefer

Gew.-%

ppm

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung	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	SO ₃	Cr	Ba	Sr	Rb	V	Cu	Zr	Ti	Y	Nb	Co	Ni	
M 4	Epidot-Aktinolith-Schiefer	45,3	2,5	14,1	13,8	0,2	7,1	8,6	2,2	0,19	0,28	0,13	0,03													
M 5	Epidot-Aktinolith-Schiefer	45,6	1,8	13,7	12,0	0,2	6,9	11,2	2,0	0,12	0,17	1,8	0,01	230	10	140	<10	320	<10	120	10700	35	26	43	73	
M 9	Epidot-Aktinolith-Albit-Schiefer	48,8	2,00	16,0	9,3	0,16	6,6	9,0	3,1	0,05	0,32	0,16	0,02	130	120	250	<10	310	60	170	12100	48	35	67	118	
M 11	Epidot-Aktinolith-Schiefer	46,1	2,50	14,4	12,4	0,17	7,5	8,0	2,8	0,10	0,28	0,61	0,01	50	<10	210	<10	390	<10	220	15300	53	42	73	58	
M 13 A	Epidot-Aktinolith-Schiefer	44,0	2,00	15,4	10,5	0,15	10,3	9,6	1,0	1,2	0,27	0,05	0,01	600	170	120	10	300	50	150	10900	18	28	57	326	
M 17	Aktinolith-Epidot-Schiefer	44,7	2,3	14,4	12,2	0,2	5,8	11,8	2,3	0,11	0,25	1,8	0,02	180	20	130	<10	330	80	220	12700	27	32	61	76	
M 18	Epidot-Aktinolith-Schiefer	48,2	1,8	13,7	11,8	0,18	7,0	9,1	2,9	0,17	0,18	0,95	0,04													
M 24	Epidot-Aktinolith-Schiefer	45,1	3,1	14,7	13,1	0,19	5,5	10,8	2,1	0,43	0,45	0,09	0,02	60	60	410	10	270	10	230	18300	34	49	61	30	
M 25	Epidot-Aktinolith-Schiefer	47,5	2,8	14,4	12,9	0,2	5,4	8,9	2,8	0,35	0,37	0,12	0,01	40	30	290	<10	270	20	220	16200	40	38	54	36	
M 26	Epidot-Aktinolith-(Albit-) Schiefer	49,8	0,37	10,4	14,5	0,28	10,0	8,6	1,9	0,13	0,06	0,10	0,38													
M 37	Epidot-Aktinolith-Schiefer	47,2	1,1	14,5	10,7	0,17	8,4	12,1	1,7	0,05	0,10	0,09	0,01	230	10	190	<10	390	10	50	5900	23	17	47	141	
M 38	Epidot-Aktinolith-Schiefer	49,3	1,1	14,6	10,1	0,15	8,5	8,8	2,8	0,05	0,09	0,11	0,01	190	<10	120	<10	330	20	220	5900	25	47	41	97	
M 46	Epidot-Aktinolith-Schiefer	47,0	2,6	16,7	10,4	0,18	6,0	6,6	3,8	0,36	0,77	0,14	0,01	<10	50	290	<10	340	90	40	15200	28	67	42	128	
M 47	Epidot-Aktinolith-Schiefer	44,1	3,7	15,1	12,5	0,21	5,0	11,3	2,3	0,22	0,58	0,04	0,02	40	50	560	<10	360	20	220	21100	22	114	58	29	
M 49	Albit-Chlorit- Akti- nolith-Schiefer	46,4	1,5	15,6	10,3	0,15	9,9	5,0	3,7	0,20	0,16	2,3	0,33	80	<10	240	<10	320	40	120	9600	25	58	57	57	
M 51	Klinozoisit-Akti- nolith-Schiefer	42,9	1,3	17,2	10,0	0,16	10,4	11,5	0,9	0,25	0,10	0,18	0,01	190	30	100	<10	240	50	80	7100	20	115	34	188	

Tab. 5 : Chemische Analysenergebnisse

Literaturwerte für unterschiedliche Basalttypen

Gew.-%

Gew %	OFB	OF Tholeiit	Alkali-B	Olivin-Alk.B	Tholeiit	Kontin.Th.	Isl. Arc-Th.	LKT	CAB	Shoshonit	High-Al-B	OIB
SiO ₂	49,61	49,99	45,78-47,2	47,1-48,4	50,1 -53,8	50,7	51,57-52,86	51,6	51,31-52,12	50,8	49,15-50,59	46,8
Al ₂ O ₃	16,09	15,65	14,64-15,8	15 -15,3	13,9 -15,9	14,4	15,91-16,8	16,4	18,6	16,8	16,29-17,73	16,4
TiO ₂	1,42	1,4 - 1,8	2,4 - 2,6	2,4- 2,7	1,4 - 2,03	2,0	0,8	0,8	0,88- 1,07	1,03	1,05- 1,52	3,04
Fe ₂ O ₃		1,74- 2,4	2,7 - 3,2	4,3	2,6 - 3,2	3,2	2,74		2,91		2,76- 3,56	
FeO	10,17- 11,49	8,0	8,0 - 9,1	7,9- 8,3	8,9 - 9,6	9,8	7,04	10,16	5,81	8,23	5,08- 7,2	10,9
MnO	0,18	0,19	0,16- 0,2	0,17	0,17- 0,2	0,2	0,17		0,15		0,17	
MgO	7,84	7,9 - 8,3	7,0 - 9,39	7,0- 7,5	4,1 - 8,3	6,2	6,7	5,92	5,95	5,88	6,9 - 8,96	5,5
CaO	11,34	10,8 -11,36	10,1 -10,82	9,0	7,9 -12,2	9,4	10,52-11,74	10,27	10,3	9,06	9,5 - 9,9	9,9
Na ₂ O	2,80	2,7	2,63- 3,2	3,4	2,23- 3,0	2,6	2,41	2,03	2,93	3,11	2,88	3,3
K ₂ O	0,22	0,19- 0,24	0,89- 1,4	1,2- 1,6	0,1 - 1,5	1,0	0,44	0,43	0,74	2,51	0,7 - 1,07	1,3
P ₂ O ₅	0,14	0,13- 0,21	0,38- 0,48	0,41	0,21- 0,4				0,12		0,26	
H ₂ O+			0,45- 1,0						0,3		0,8	

Quelle: (s. Literaturverzeichnis)

OFB : Cann, Pearce, Pearce + Gale

Alkali B. : Nockolds, Floyd + Manson + Prinz, Wedepohl

Tholeiit : Hart, Floyd + Manson + Prinz, Nockolds, Wedepohl, Irvine + Baragar, Pearce + Cann, Pearce + Gale, Jakes + White

LKT : Pearce

CAB : Pearce, Jakes + White

Shoshonit : Pearce

High-Al-B. : Irvine + Baragar, Jakes + White

OIB : Pearce, Pearce + Gale

Tab. 6

keIn Island Arc-Material	
keIn Volcanic Arc-Material	

Tab. 8 : Ergebnisse aus den Darstellungsdiagrammen
und Unterscheidungskriterien für die Basalt-Einteilung

Winchester, Floyd											Engel, Engel, Havens				Winchester, Floyd			
TiO ₂ - Y/Nb		TiO ₂ - Zr		Nb/Y - Zr/P ₂ O ₅		TiO ₂ - Zr/P ₂ O ₅		P ₂ O ₅ - Zr						Diagramm TiO ₂ - Y / Nb				
Y/Nb > 1	Y/Nb < 1	TiO ₂ < 1,8 Gew%	TiO ₂ > 1,8 Gew%	Nb/Y < 1,2	Zr/ P ₂ O ₅ × 10 ⁴ < 0,06	TiO ₂ -Zr P ₂ O ₅ > 0,04 TiO ₂ < 1,5 Gew%	TiO ₂ -Zr P ₂ O ₅ < 0,06 TiO ₂ > 1,5 Gew%	0,25 Gew% P ₂ O ₅ < 150 ppm Zr	> 0,25Gew% P ₂ O ₅	Sr / Rb ~ 130	Sr / Rb ~ 9	Na / K ~ 16	Na / K ~ 2					
Tholeiit	Alkali	Tholeiit		Alkali	Tholeiit	Alkali	Tholeiit	Alkali	Tholeiit	Alkali	Ozean- Tholeiit	Alkali- Basalt	Ozean- Tholeiit	Alkali	Ozean- Tholeiit	Kontin- Tholeiit	Ozean- Alkali	Kontin- Alkali
M 5	x	x			x			x			x ?		x					x
M 9	x			x	?		x		x		x ?		?					x
M 11	x			x	x		x		x		x ?		x ?					
M 12				x	x				x				x ?					x
M 13A	x			x		x			x									x
M 17	x			x	x		x				x			x				
M 18	x			x	x				x		x ?		x ?				x ?	
M 21	x			x		x			x				x					
M 24	x			x		x			x									x ?
M 25	x			x	x		x		x					x			x	
M 37	x		x		x			x		x	x ?			x ?				x
M 38	x		x		x		x				x ?		x ?			x		
M 46	x			x		x					x ?		x ?					
M 47	x			x			x		x		x ?			x			x	
M 49	x	x						x			x ?			x			x	
M 51	x	x					x		x		x ?			x ?				

Fortsetzung zu Tab. 8

Unterscheidungsparameter für Alkali- und Tholeiit-Basalte nach P.A. Floyd und J.A. Winchester (1976)

Diagramm	Tholeiit	Alkali-Basalte	
$\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ (Fig. 16)	Mehrzahl $< 1,8 \text{ Gew\% TiO}_2$ $\text{TiO}_2 \times 10^4 / \text{Zr} \sim 150$ ozean. Th. $\text{TiO}_2 \times 10^4 / \text{Zr} \sim 70-200$ kontin. Th.	Mehrzahl $> 1,8 \text{ Gew\% TiO}_2$ horizontaler Trend	OI Tholeiite liegen im ozean. Alkali-Feld ozean. u. kontin. Alkali-Basalte überlappen sich meist vollständig
$\text{TiO}_2 - \text{Y/Nb}$ (Fig. 12)	$\text{Y/Nb} > 1$ ozean.: horizontaler Trend $\text{Y/Nb} (1-10)$ kontin.: steiler negativer Trend $\text{Y/Nb} < 4$	$\text{Y/Nb} < 1$ vertikaler Trend für ozean. u. kontin. Alkali-Ba.	
$\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ (Fig. 9)	Mehrzahl $< 0,25 \text{ Gew\% P}_2\text{O}_5$ und $< 150 \text{ ppm Zr}$ $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4 / \text{Zr} \sim 15$	Mehrzahl $> 0,25 \text{ Gew\% P}_2\text{O}_5$	
$\text{TiO}_2 - \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ (Fig. 13)	$\text{Zr/P}_2\text{O}_5 \times 10^4 > 0,04$ für niedrige- TiO_2 -Gehalte $(< 1,5 \text{ Gew\%})$ negativer oder konvexer Trend	$\text{Zr/P}_2\text{O}_5 \times 10^4 < 0,06$ für hohe TiO_2 -Gehalte $(> 1,5 \text{ Gew\%})$ vertikaler Trend	
$\text{Nb/Y} - \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ (Fig. 6)	$\text{Nb/Y} < 1,2$ horizontaler Trend	$\text{Zr/P}_2\text{O}_5 \times 10^4 < 0,06$ vertikaler Trend	

Tab. 3

Kriterien zur Unterscheidung von Basalttypen

Alkali-Basalt	Tholeiit-Basalt	Literaturquelle
Y/Nb < 1	J/Nb > 1	J.A. Winchester + P.A. Floyd (1976)
Y/Nb ~ 1 Übergang Tholeiite zu Alkali-Basalten		
Y/Nb < 1 für WPB WPB= alkaline OIB und kontin. B.	Y/Nb < 2 OF Alkali B	J.A. Pearce + J.R. Cann (1973)
ocean. Alkali: Sr/Rb ~ 9 Na/K ~ 2 K/Rb ~ 350	K ₂ O ~ 0,2 Gew% , ozeanische Tholeiite K ₂ O ~ >0,5 Gew%, Ø 0,9 Gew% kont. Tholeiite ocean. Tholeiite: Ø 1 ppm Rb 44-160 ppm Zr Sr/Rb ~ 130 Na/K ~ 16 K/Rb ~ 1300 Si, K, Ba, Rb, Sr, Zr sind in kontin. Tholeiite gegenüber ocean. Tholeiiten angereichert	A.E. Engel + C.G. Engel + R.G. Havens (1965)
	Tholeiite 12-16 Gew% Al ₂ O ₃	T.N. Irvine + W.R.A. Baragar (1971)
P, Ti, Y, Zr, Nb sind in Alkali-Basalten gegenüber Tholeiiten angereichert		P.A. Floyd + J.A. Winchester (1975)
~ 50 ppm Cr	~ 200 ppm Cr	Wedepohl (1975)



Abb. 11 : Wechsellagerung von Grünschiefer- und Phyllitlagen,
isoklinal verfaltet
Kontaktbereich Grünschiefer - Phyllit, SW der Småvatnan



Abb. 12 : Konkordanter Kontakt zwischen Grünschiefer im Liegenden
und Quarzit im Hangenden
NE der Småvatnan

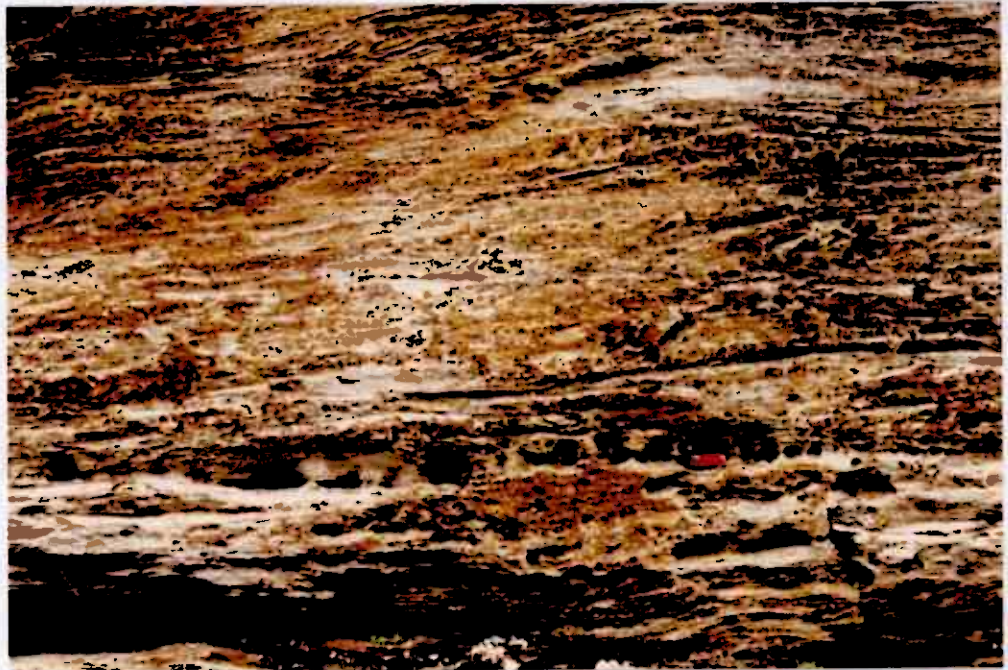


Abb. 13: Karbonat- und Chlorit- reicher Grünschiefer
Alterierte Zone eines vererzten Bereiches im Bach SW
der Smavatnan. Das Karbonat ist z.T. herausgewittert.



Abb. 14: Quarzreiche Phyllitlage im Liegenden des Quarzits
mit F1-Falten im phyllitischen Bereich
SW des Gasvatnet

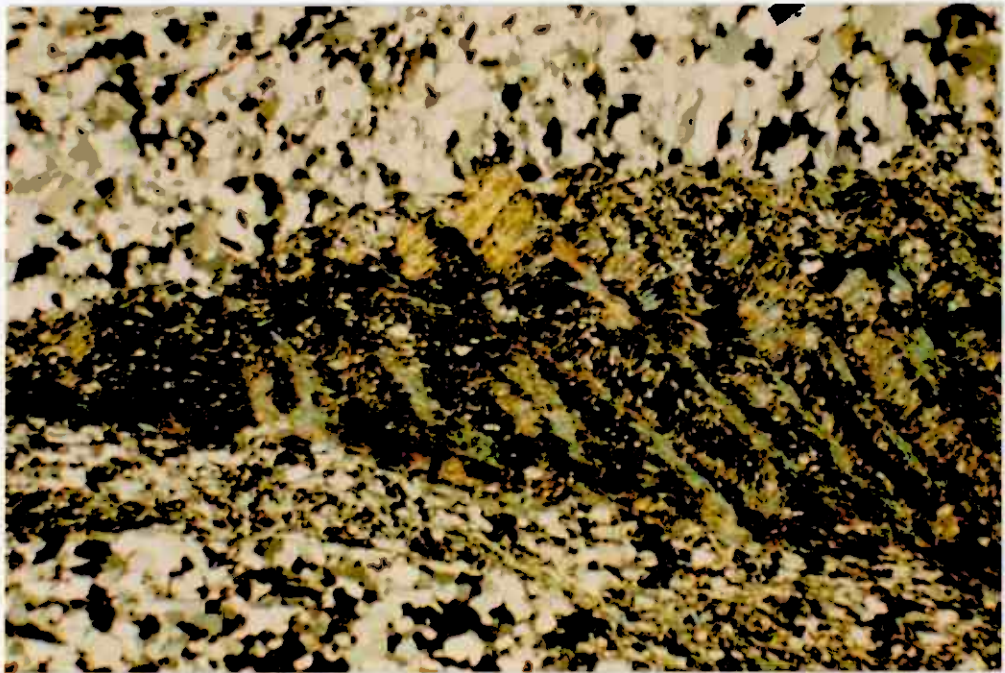


Abb. 15 : Quarzit mit Phyllitlage (Bildmitte)
Der phyllitische Bereich zeigt eine Grenulations-
schieferung

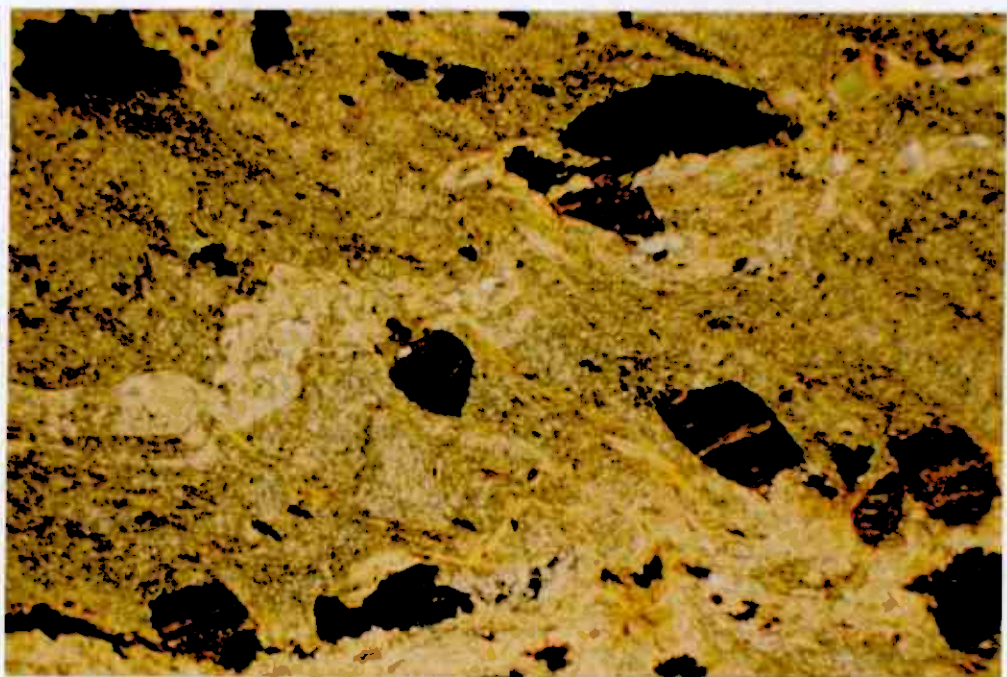


Abb. 16 : Phyllit mit Titanitblasten (braun)
Die Titanitblasten sind z.T. rotiert und haben ein In-
terngefüge. Der Phyllit zeigt Grenulations-Schieferung.



Abb. 17 : Epidot - Chlorit - Schiefer

Alterierte Zone im Bereich der Borvasselv-Vererzung

Chlorit: Mg-reich (helle Lagen)

Epidot: überwiegend Klinozoisit (dunkle Lagen)

Eine Grenulations-Schieferung ist zu erkennen.

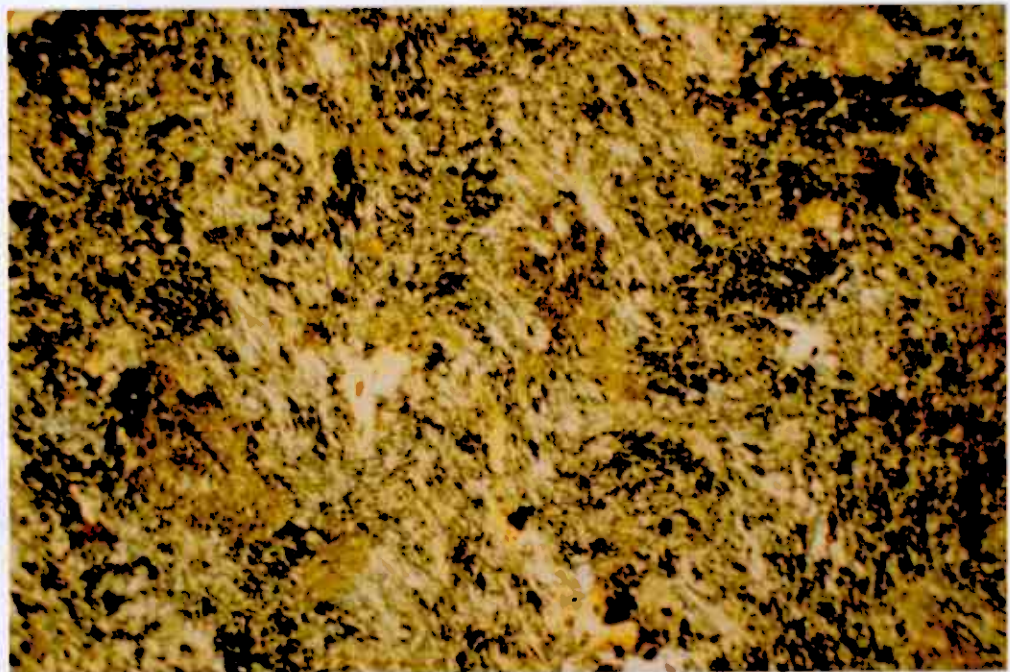


Abb. 18 : Karbonat - Chlorit - Schiefer

Alterationszone im Borvasselv-Vererzungsbereich

Chlorit: Mg-reich

Karbonat: größere Blasten, Albit: weiß

4. Fortführung der Arbeiten

1) Bearbeitung des im Geländezeitraum 1985 genommenen Probenmaterials

- Anfertigen weiterer Dünn- und Anschliffe
- Mikroskopische Bearbeitung der Schliffe, besonders im Hinblick auf :

Alteration

Zonierung in vererzten Bereichen

Mineralumbildungen

Feingefüge

Deformationsphasen

- Mikroskopie des Probenmaterials aus den Borvasselv-Bohrungen
- Geochemische Untersuchungen an: Metabasalten und Metatuffen
alterierten Gesteinen
Erzen

auf Haupt- und Spurenelemente

Bestimmung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses

zur : Klassifizierung der Basalte

Ermittlung des Bildungsmilieus

Klärung der hydrothermalen Prozesse

- Darstellung der chemischen Analysen in Diskriminierungsprogrammen
- Berechnung von Gesteinsnormen
- Korrelation der Ergebnisse des Geländezeitraums 1985 mit den erarbeiteten Daten
- Mikroanalytik an Erzen
- Mikroanalytik an Silikaten :

Mikrosondemessungen an : Detritusfeldspäten
($\Rightarrow$ zur Ermittlung des Eduktes)

Chloriten (in ver-
erzten Bereichen)

Amphibolen (Festlegung
der Metamorphosebe-
dingungen)

- 2) Vergleich der gewonnenen Daten mit anderen Sulfid-
erzlagerstätten (insbesondere mit dem Rammelsberg
und Stekenjokk/Schweden)
- 3) Weiterentwicklung des Genesenmodells für die Sul-
fidvererzungen im Joma-Revier
- 4) Korrelation der Ergebnisse mit der regionalen
Situation im Grong Revier

5. Durchgeführte Arbeiten (W. Ließmann)

- Nov. 1984 - Jun. 1985 :
 - Mikroskopische, chemische und mikroanalytische Untersuchung des in der Geländesaison 1984 gewonnenen Probenmaterials
 - Gliederung der Erze und Nebengesteine nach den makroskopischen und mikroskopischen Befunden
 - Anfertigung von anpolierten Handstückscheiben zur Erfassung der Grobgefüge
 - Fotographisches Belegen der unterschiedlichen Gefügetypen im Handstück und unter dem Mikroskop
- Ende Juni 1985 - Anfang Sept. 1985 :
Arbeitsaufenthalt in Røyrvik, Untertageeinsatz in der Grube Joma
- Befahrung der seit Sept. 1984 neu aufgefahrenen Grubenteile
- Fortsetzung und Ergänzung der Detailkartierung und der Bemusterung geeigneter Aufschlüsse (1 : 100 und 1 : 50) im Erzbergwerk Joma
- Schwerpunktmäßige Probenahme im Bereich der Alterationszone sowie im Bereich des Auskeilens der Lagerstätte
- insgesamt liegt nun von 10 Sohlen der Grube sowie von 7 Kernbohrungen aus den nicht mehr befahrbaren Grubenteilen folgendes Probenmaterial vor :

	Erzproben	Nebengesteinsproben	
Sommer 84	97	93	190
Sommer 85	79	87	166
Proben von 7 Kernbohrungen			317
			673
			=====

(Die Lagerstätte Joma)

6.1. Gliederung und Beschreibung der Erztypen6.1.1. Die Erze des massiven Erzkörpers

Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung lassen sich sowohl makroskopisch, als auch erzmikroskopisch 8 massive Erztypen unterscheiden. Im folgenden sollen ihre wichtigsten Merkmale kurz umrissen werden. Gewöhnlich gibt es fließende Übergänge zwischen den einzelnen Haupttypen. Die Grenze zu den halbmassiven Erzen bzw. Imprägnationserzen wurde bei 50 Vol-% Gangart festgelegt. (Siehe Tab. 10)

6.1.1.1. Massives quarzführendes bis quarzreiches Pyriterz

$\text{FeS}_2 \gg \text{CuFeS}_2 \quad \text{ZnS} \pm \text{Sp FeS}; \quad \text{Qu} \gg \text{CC}$

Feinkörniges, dichtes Pyriterz (mittlere Korngröße $< 0,3 \text{ mm}$), mit einem Sulfidanteil von gewöhnlich $> 70 \%$ (max. 91%). Es gibt einen unregelmäßigen Wechsel von Zonen in denen Zn vorherrschendes Buntmetall ist mit solchen in denen Cu überwiegt. In einigen Profilen zeigt sich eine deutliche Zunahme der Zinkblendeführung zum Hangenden hin (z.T. im Tagebau, siehe Anlage 1). Als durchschnittliche modale Mineralverteilung kann gelten: $0,4 - 6,6 \%$ Kupferkies, $0,2 - 7,6 \%$ Zinkblende (in ZnS-reichen Schlieren bis über 50%), $0,1 \%$ Bleiglanz, Magnetkies liegt durchschnittlich unter $0,5 \%$, nur im Bereich rekristallisierter Störungen ist dieses Mineral häufiger zu beobachten.

In der Nähe des primär liegenden Kontaktes konnten stellenweise (Tagebau, W-Stoß; 495-m-Sohle, Auffahrung n. S) Horizonte festgestellt werden, in denen das Erz eine deutlich klastische Textur zeigt. Ovale Erzaggregate von $0,5 - 5 \text{ mm}$ Korngröße liegen geschichtet, in lockerer bis dichter Packung, in einer Matrix aus vorwiegend Quarz.

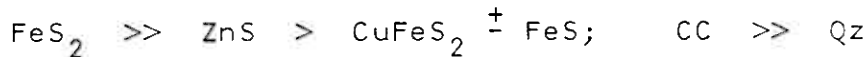
Erztyp	Anzahl der Analysen	Pyrit			Magnetkies			Kupferkies			Zinkblende			Bleiglanz			Gangart		
		min.	max.	Ø	min.	max.	Ø	min.	max.	Ø	min.	max.	Ø	min.	max.	Ø	min.	max.	Ø
Quarzführendes Pyrit Erz	25	41,5	- 87,3	65,0	Sp	- 1,3	0,4	0,4	- 6,6	2,2	0,2	- 7,6	3,9	Sp	- 1,6	0,1	9,4-42,3	25,8	
Karbonatisches Pyrit Erz	31	22,4	- 68,2	41,4	0,1	- 8,5	2,2	0,2	- 7,0	1,5	0,2	- 48,7	10,8	Sp	- 0,2	0,1	5,4-55,2	39,1	
Cu-reiches Pyrit Erz	19	10,2	- 64,3	30,1	0,3	- 29,0	9,9	10,0	- 35,2	20,0	0,3	- 7,8	3,0	Sp			15,4-47,5	37,2	
Magnetkiesreiches Pyrit Erz	6	10,9	- 70,5	35,4	5,5	- 45,5	29,8	0,5	- 21,8	5,8	0,1	- 11,0	2,1	Sp			10,3-51,9	35,6	
Massives Magnetkies Erz	4	2,0	- 12,2	5,5	44,1	- 78,3	52,1	3,8	- 18,0	9,8	0,1	- 9,8	6,4	Sp			9,8-48,7	29,5	
Kupferkies-Magnetkies-Erze Durchbewegterz-Normaltyp + Breccien Erz	21	5,4	- 30,8	12,3	11,1	- 36,7	24,1	0,5	- 45,5	22,1	0,5	- 4,7	2,5	Sp			20,5-52,0	36,1	

Tab. 10 Modalbestände der wichtigsten massiven Sulfiderztypen der Lagerstätte Joma

Einige Proben zeigen eine deutliche "gradierte Schichtung" der Erzpartikel. Häufig sind Gelstrukturen in den Erz körnern erhalten geblieben (siehe Tafel 8). Das quarzreiche, klastische Pyriterz geht stellenweise zum primär Liegenden und lateral (Randfazies ?) in ein quarzreiches pyritisches "Banderz" über (siehe Tafel 1).

In vielen Teilen der Grube ist das Pyriterz brecciiert, es besteht aus eckigen, wenigen mm bis 10 cm mächtigen Erzbruchstücken, die mit einem Bindemittel aus Quarz, Kupferkies, Zinkblende und Karbonat verkittet sind. Dieses Pyrit-Breccienerz ist meist an die F 1 - Störungszonen gebunden.

6.1.1.2. Massives karbonatisches Pyriterz



Das mittel- bis grobkörnige, karbonatische Pyriterz (mittlere Korngröße > 0,5 mm), besitzt einen Sulfidanteil von 50 - 95 % (im Durchschnitt 60 - 80 %).

Diese Erzsorte ist noch vor dem quarzführenden Pyriterz das häufigste Massiverz der Joma-Lagerstätte. Beide Erztypen zusammen machen etwa 90 % des massiven Erzkörpers aus.

Zum stratigraphisch Hangenden hin nehmen die Gehalte an Karbonat und Zinkblende deutlich zu. Oft sind hier dm bis max. 1 m mächtige monomineralische Karbonathorizonte (Marmorbänke) konkordant eingeschaltet. Das gesamte Karbonat im Erzkörper ist reiner Calcit.

Die Modalverteilung der Erzminerale ergibt folgende Zusammensetzung 22 - 68 % Pyrit, 0,2 - 7,0 % Kupferkies, 0,2 - 48,7 % (Ø 10 %) Zinkblende, 2 % Magnetkies und 0,1 % Bleiglanz.

Aktinolithreiche Erzhorizonte treten oft in der Nähe von Chlorit-Albit-Aktinolith-Schiefer Zwischenmitteln (ehemals tuffitisches Material) im karbonatischen Pyriterz auf und zeigen, daß zeitweise parallel zur Erzbildung eine Sedimentation von tuffitischem Material erfolgte.

Auch dieser Erztyp ist in einigen Horizonten klastisch ausgebildet. Bemerkenswert sind regellos verteilte, bis einige mm große Fragmente von quarzreichem Pyriterz im gut geschichteten karbonatischen Pyriterz.

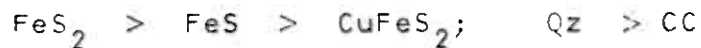
6.1.1.3. Massives kupferreiches Pyriterz



Das vorwiegend mittelkörnige, massige, nur selten sichtbar geschichtete Erz hat einen Sulfidanteil von 53 - 85 %. Kupferkies schwankt zwischen 10 und 35 % mit einem Durchschnittswert von 20 %. Zinkblende liegt mit etwa 3 % wesentlich niedriger. Die stark schwankenden Gehalte von Magnetkies (0,3 - 30 %, Ø 10 %) und Pyrit (10 - 64 %, Ø 30 %) erklären sich mit dem fließenden Übergang des kupferreichen Pyriterzes in Kupferkies-Magnetkies-Erz zum stratigraphisch Liegenden hin. Dabei nimmt Pyrit ab und Magnetkies zu, während Kupferkies etwa konstant bleibt. Beide Erztypen treten stets gemeinsam auf. Zum primär Hangenden hin nimmt der Karbonatgehalt zu und der Kupfergehalt ab. Somit stellt das kupferreiche Pyriterz scheinbar eine Übergangsfazies zwischen dem älteren Kupferkies-Magnetkies-Erz und dem jüngeren karbonatischen Pyriterz dar.

Mikroskopisch konnten in 12 von 19 Anschliffen dieses Erztypes Silber-(Gold)-Amalgame beobachtet werden (siehe 6.3.2.).

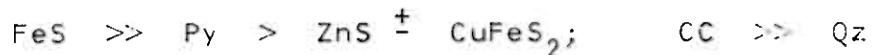
6.1.1.4. Massives magnetkiesreiches Pyritierz



Mengenmäßig tritt dieser Erztyp stark zurück. Als dm mächtige Schlieren und Linsen tritt das magnetkiesreiche Pyritierz am Kontakt zwischen kupferreichem Pyritierz und Kupferkies-Magnetkies-Erz auf. Auch laterale Übergänge beider kupferreicher Erze in Magnetkies-Pyrit-Erz sind gelegentlich zu beobachten.

Korngrößen und Gangartverteilung sind ähnlich wie im kupferreichen Pyritierz. Das magnetkiesreiche Pyritierz besitzt einen wesentlich höheren FeS-Gehalt (Ø 30 %) und einen niedrigeren Kupferkiesgehalt (Ø 6 %).

6.1.1.5. Massives Magnetkieserz



Dieses mittelkörnige, massige Erz bildet gelegentlich 0,5 m mächtige Lagen am stratigraphisch liegenden Kontakt des Erzkörpers. Vorzugsweise dort, wo karbonatreiches Pyritierz an Aktinolith-Chlorit-Serizit-Schiefer angrenzt. Auffällig ist der hohe Karbonatgehalt von durchschnittlich 30 - 40 %, manchmal sind sogar cm-mächtige "Marmorschlieren" im Erz ausgebildet.

Kupferkies fehlt z.T. völlig, hingegen sind Zinkblende (bis 10 %) und Arsenkies (bis 1 %) angereichert. Der Silbergehalt dieses Erztyps scheint relativ gering zu sein (Ø < 20 ppm).

Der Kontakt von Magnetkieserz und Pyritierz ist stets sehr scharf. Die Magnetkiesführung geht abrupt von über 50 % auf unter 2 % zurück.

6.1.1.6. Massives Kupferkies-Magnetkies-Erz

(Durchbewegterz-Normaltyp)

CuFeS_2 $\cup$ FeS $>$ FeS_2 $>$ ZnS ; Cc Qz, Silikate

Gewöhnlich tritt dieser Erztyp dort nahe des stratigraphisch liegenden Kontaktes der Lagerstätte auf, wo ein dunkler, massiger Amphibol-Biotit-Fe-Mg-Chlorit-Schiefer das angrenzende Nebengestein bildet (z.B. 508-m-Sohle).

Besonders in Kontaktnähe ist der Schiefer stark mit Magnetkies und Kupferkies imprägniert. Mit zunehmender Entfernung vom Erzkörper nimmt die Buntmetallführung rasch ab.

Das sehr massive, mittel- bis grobkörnige Erz hat einen Gangartanteil von etwa 10 - 20 %. Quarz, Karbonat, Aktinolith und Chlorit sowie Schieferfragmente sind etwa gleich vertreten. Kupferkies und Magnetkies haben zusammen einen Anteil von 60 - 80 %.

Aufgrund dieser hohen Gehalte an plastischen Sulfiden entwickelte sich bei der Metamorphose durch das komplizierte Zusammenwirken von Deformation und Rekristallisation ein ausgeprägtes "Durchbewegungsgefüge" (siehe 6.3.3. sowie Tafeln 2 und 4).

6.1.1.7. Kupferkies-Magnetkies-Breccienerz

Matrix: CuFeS_2 $>$ FeS ; $\gg$ FeS_2 $>$ ZnS ; Cc $>$ Qz

Bruchstücke : massives Pyritierz, Chlorit-Aktinolith-Schiefer, Magnetitierz, Quarzit

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Erzen handelt es sich bei diesem grobkörnigen, sehr inhomogenen Erz um eine epigenetische Bildung. Das Breccienerz ist stets an die, die isoklinale F 1 - Faltung begleitenden, streichenden Störungszonen gebunden (siehe Anlage 3 und Foto-tafel 2). Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Erzsorte beträgt 0,5 - 2 m. Die enge Verzahnung des

Breccienerz mit dem massiven kupferkiesreichen Pyrit-erz ist auffällig. Nach den bisherigen Befunden sind die plastischen Sulfide Kupferkies und Magnetkies aus den primären, massiven Erzen während der ersten Faltungsphase auf die oft parallel den isoklinalen Faltenschenkeln verlaufenden Störungen "gepresst" worden. Das zweite Deformationseignis, verbunden mit erneuter Rekristallisation, schuf ein "verheiltes Breccienerz" mit dem unter 6.1.1.6. erwähnten Durchbewegungsgefüge. Die jüngeren F₂-Störungen, die das Breccienerz im m-Bereich verwerfen sind oft Träger von Kupferkies-, seltener von Magnetkies-Mobilisationen (siehe Anlage 3). Solche sehr grobkristallinen, oft monomineralischen Mobilisate lassen sich ausgehend vom Breccienerz etwa 1 - 2 m weit verfolgen.

6.1.1.8. Magnetiterze

Hierunter werden verschieden ausgebildete, massive bis halbmassive Erze mit einem Magnetitanteil von mehr als 20 Vol% zusammengefaßt.

Am verbreitetsten ist ein derbes, sehr feinkörniges (< 50 µm) Erz, das mm bis einige cm mächtige, scharfbegrenzte Lagen und Schlieren im quarzführenden Pyrit-erz bildet (siehe Fototafel 3). In der Nähe des ursprünglich liegenden Kontaktes des Erzkörpers lassen sich sedimentäre Wechsellagerungen von Magnetit- und Pyrit-erz beobachten. Solche Magnetitbänderzonen erreichen Mächtigkeiten bis zu 0,5 m und sind lateral bis 100 m verfolgbar.

Andere magnetitreiche Wechsellagerungen treten in den dunklen Chlorit-Amphibol-Schleifern auf, die das Kupferkies-Magnetkieserz im primär Liegenden begleiten.

Am stratigraphisch hangenden Kontakt des Lagers finden sich Quarzitbänke, die aufgrund feiner Chlorit-, Magnetit- und Magnetkiesimprägnationen dunkel gefärbt sind. Die Verbreitung des Magnetiterzes in der Lagerstätte ist sehr absetzig, zusätzlich kompliziert durch die starke Faltung ist eine stratigraphische Zuordnung oft nicht möglich. Die Magnetiterze können als Produkte einer eisenreichen oxidisch-silikatischen Vorphase angesehen werden. Neben Quarz sind Fe-reiche Amphibole, Fe-Chlorite und untergeordnet Stilpnomelan die begleitenden Gangartminerale. Sowohl vertikal, als auch lateral sind Übergänge und Verzahnungen mit der Sulfidfazies zu beobachten. Mikroskopisch zeigt Magnetit aus den massiven Lagen häufig reliktsche Gelstrukturen (siehe Fototafel 5). Mikroanalytisch erwies sich der Magnetit als sehr rein. Die Befunde sprechen für eine syngenetische Ausfällung des Magnetits.

6.1.2. Nebengesteinsvererzungen

Der stratigraphisch hangende Kontakt des Erzkörpers ist fast immer scharf ausgebildet. Die liegende Begrenzung des Lagers ist nur an wenigen Stellen scharf, normalerweise ist ein diffuser Übergang vom massiven bis halbmassiven Lagererz zu den stärker oder schwächer vererzten, stark alterierten Nebengesteinen zu beobachten (siehe 6.2.2.).

Nach der vorherrschenden Erzparagenese und der stratigraphischen Stellung lassen sich die komplex vererzten Nebengesteine in eine Reihe von Klassen gliedern. An dieser Stelle sollen daraus nur zwei sehr markante Ausbildungsformen beschrieben werden.

6.1.2.1. Pyritisches "Banderz"

Dieser bewußt analog zum "Rammelsberger Banderz" gewählte Name steht für eine feine Wechsellagerung von Pyritschichten mit quarz- und albitreichen Sedimentschichten (siehe Fototafel 1). Dieses Erz bildet bis 1 m mächtige, linsenförmig gestreckte Körper am Kontakt des massiven, quarzführenden Pyriterzes zum pyrit-quarz-durchtrümmerten Hellglimmer-Mg-Chlorit-Albit-Schiefer (z.B. Tagebau Weststoß).

Das Banderz zeigt sowohl im Handstück, als auch unter dem Mikroskop ausgezeichnete, sedimentäre Gefüge bzw. deren Relikte. Genannt seien hier: Rutschungen, Einsinken der schwereren Sulfidschichten in die Weichsedimentlagen (Geopetalgefüge), framboidaler Pyrit, Relikte von Sulfidknollen und Krusten. (siehe Fototafel 8).

6.1.2.2. Kupferkies-Magnetkies-Imprägnationserz

Die Kupferkies-, Magnetkies-,⁺ Pyritimprägnationen beschränken sich auf dunkle, mittel- bis grobkörnige Albit-Biotit-Amphibol-Mg-Fe-Chlorit-Schiefer im unmittelbar stratigraphisch Liegenden des massiven Kupferkies-Magnetkies-Erzes.

Die Sulfide bilden zum einen unregelmäßig verteilte, wenige mm bis 1 cm mächtige, parallel zur Schieferung orientierte Schlieren und Schnüre. Der Schiefer ist außerdem sehr fein ($< 20 \mu\text{m}$) mit Kupferkies und Magnetkies durchstäubt.

Als dritte Vererzungsform sind mm-mächtige Kupferkies⁺ Magnetkies-Trümer zu nennen, die den Schieferverband diskordant durchschlagen. Bei diesem oft netzartig verzweigten Gängchen scheint es sich um postdeformative, metamorphe Mobilisationen zu handeln.

Während das Imprägnationserz nahe des Lagerkontaktes oft bis 20% Sulfide hat, nimmt die Erzführung zum primär Liegenden hin meist sehr schnell ab (auf 1-2% in 3 m stratigraphischem Abstand vom Erzkörper auf der 508-m-Sohle, NE-Auffahrung).

6.2. Die Nebengesteine

6.2.1. Der Joma-Grünstein

Der Joma-Erzkörper liegt in einer Sequenz von basaltischen Laven, Pyroklastiten und deren Umlagerungsprodukten (Innerer Grünstein Zug).

Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des Erzlägers dominieren basaltische Pillowlaven, und schalsteinartige Pillowbreccien, in lateraler Entfernung nehmen Pyroklastite und Tuffite an Bedeutung zu.

Während die Gesteine im stratigraphisch Liegenden des Erzkörpers stark hydrothermal alteriert sind (siehe 6.2.2.) sind die hangenden Nebengesteine scheinbar nur schwach verändert worden.

Das basaltische Edukt wurde durch die grünschieferfazielle Metamorphose in einen Albit-Chlorit-Aktinolith-(Epidot)-Klinozoisit-Schiefer umgewandelt. Dieses massive, hellgraugrüne Gestein weist nur in unmittelbarer Hangendkontaktnähe eine sehr schwache Sulfidimprägnation auf. Gehalte bis zu 10% Mg-Chlorit und eine z.T. ausgeprägte Karbonatisierung sind auf epigenetische Einflüsse zurückzuführen (siehe Tab. 11, Nr. 1-5).

Der Joma-Grünstein ist gekennzeichnet durch niedrige K_2O -Gehalte (0,1%) und mäßig hohe Al_2O_3 -Gehalte (Ø 15,7%).

Nach den wenigen bisher vorliegenden Analysen zeigt sich ein Trend hin zu den Tholeiiten.

6.2.2. Nebengesteinsalteration

An dieser Stelle kann nur kurz auf einige markante Phänomene der hydrothermalen Veränderung des primär basaltischen Ausgangsmaterials eingegangen werden.

Probe	Hauptelement - Chemismus												Modalbestand (Vol.-%)							
	CO ₂	P ₂ O ₅	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	MnO	Glüh- verluste	Calcit	Albit	Aktinolith	Epidot Klinozoisit	Chlorit	Titanit	Serizit	Sulfid
1 JTB/1.14. 1)	2,1	0,09	0,9	0,05	2,4	11,5	8,1	15,6	46,3	7,9	0,16	4,3	8	17	33	30	7	2	-	<1
2 387/6.1.	6,3	0,11	1,2	<0,05	3,0	13,2	9,2	12,5	43,6	6,6	0,19	7,1	15	16	36	26	5	2	-	1
3 375/3.4.	3,6	0,07	0,9	<0,05	2,2	13,0	8,8	15,8	43,3	7,3	0,15	5,5	11	14	20	41	7	3	1	1
4 362/3.1. 1)	1,1	0,10	1,1	0,17	2,0	11,7	9,1	18,0	44,7	6,7	0,15	3,2	10	14	18	45	11	2	<1	<1
5 362/4.1. 1)	0,8	0,11	1,3	0,3	1,6	10,8	10,3	16,5	43,3	9,5	0,18	3,9	2	5	45	33	8	3	<1	<1
Durchschnitts- werte	2,8	0,1	1,1	0,1	2,2	12,0	9,1	15,7	44,2	7,6	0,17	4,8	9	13	30	35	8	2	<1	<1
6 JTB/1.1.	0,1	0,11	1,2	2,2	1,3	2,5	9,0	18,5	42,8	14,0	0,14	6,3	1	10	28	1	34	5	16	<1
7 387/6.29.	0,3	0,05	0,9	2,9	1,4	5,3	10,8	14,4	46,9	10,8	0,17	4,0	1	6	53	1	14	2	22	2
8 495/5.5.	0,2	0,11	1,3	1,1	2,0	3,1	10,6	19,5	41,0	12,1	0,23	6,0	1	10	15	17	29	3	23	2
Durchschnitts- werte	0,2	0,1	1,1	2,1	1,6	3,6	10,1	17,5	43,5	12,3	0,18	5,4	-	-	-	-	-	-	-	1

1)

::

Pillow lavas = Fe - gesamt

Tab. 11 Hauptelement-Chemismus und Modalbestände
einiger Nebengesteine des Joma-ErzkörpersProbe 1 - 5 : Chlorit-Albit-Aktinolith-
(Epidot)-Klinozoisit-Schiefer
stratigraphisch Liegendes des Erzkörpers
(1 - 10 m vom Kontakt)Probe 6 - 8 : Albit-Serizit-Chlorit-Aktinolith-Schiefer
stratigraphisch Hangendes des Erzkörpers
(1 - 2 m vom Kontakt)

Durch die starke tektonische Deformation von Erz und Nebengestein (Isoklinalfaltung, Verschuppungen, Überschiebungen) ist die ursprüngliche Form der sehr kompliziert gebauten Alterationszone so stark verändert, daß die Verbandsverhältnisse oder eventuelle Zonierungen nur schwer rekonstruierbar sein werden. Zur Deutung der bisher beobachteten Zusammenhänge ist die geochemische Untersuchung der im Sommer 85 schwerpunktmäßig im Bereich der Alterationszone genommenen Proben unbedingt erforderlich.

Die stark alterierten Gesteine im stratigraphisch Liegenden des Erzkörpers lassen sich grob in eine "helle Gruppe" und eine "dunkle Gruppe" aufteilen. Die folgenden Paragenesen sind darin häufig zu beobachten (Minerale geordnet nach steigender Häufigkeit) :

- "Helle Gruppe" :
- Pyrit-Aktinolith-Karbonat-Albit-Mg-Chlorit-Serizit
 - Titanit-Albit-Mg-Chlorit-Serizit
 - Karbonat-Fe-Mg-Chlorit-Quarz-Albit
 - Klinozoisit-Albit-Serizit-Mg-Chlorit
 - Pyrit-Quarz-Albit
 - Albit-Stilpnomelan-Quarz-Karbonat
- "Dunkle Gruppe" :
- Magnetkies-Albit-Biotit-Akt. Hornblende-Mg-Fe-Chlorit
 - Stilpnomelan-Akt. Hornblende-Mg-Fe-Chlorit
 - Karbonat-Biotit-Mg-Fe-Chlorit-Aktinolith
 - Mg-Fe-Chlorit (monomineralisch)

Auffällig ist das weitgehende Fehlen von Mineralien der Epidotfamilie, die normalerweise für die Grünschiefer und Grünsteine, z.B. im stratigraphisch Hangenden des Erzkörpers typisch sind. Auch Karbonat fehlt in einigen Paragenesen der "hellen Gruppe" völlig. Quarz tritt außer auf Trümmern, gemeinsam mit Pyrit, sowie im Quarz-Albit-Fels,

nur selten in den Gesteinen der Alterationszone auf. Wesentlich für die meisten dieser Gesteine sind Chloritisierung, Albitisierung und Serizitisierung.

Sehr markant ist die hohe Konzentration von Mg-Chlorit in der "hellen Gruppe" (siehe Tab.11, Nr. 6-8). Im stratigraphisch Hangenden ist mit zunehmender Distanz vom Erzkörper ein Anstieg des Fe-Anteils gegenüber dem Mg-Anteil in den Chloriten zu beobachten. In der "dunklen Gruppe" sind die Fe-Gehalte der Chlorite auch direkt im Bereich des Erzkörpers hoch. Charakteristisch ist das gemeinsame Auftreten zusammen mit Fe-reichem Biotit, Fe-reicher aktinolithischer Hornblende und Stilpnomelan. Eine enge Verknüpfung mit den unter 6.1.1.8. beschriebenen Magnetitserzen ist oft zu beobachten.

Die Serizitisierung ist besonders markant in den hellen Schiefern im Liegenden des massiven Pyriterzes (Tagebau W-Stoß, Anlage 1). Die K_2O -Gehalte steigen hier auf 2-3% an, die Durchschnittswerte für die Grünsteine liegen bei 0,1% K_2O .

Die Albitisierung ist in der ganzen Alterationszone weit verbreitet, ihre Intensität schwankt aber erheblich. Ein großer Teil des Albits ist als Umwandlungsprodukt der während der hydrothermalen Bedingungen instabil gewordenen Ca-reichen Plagioklase zu deuten. (Spilitisierung)

Außerdem ist die Möglichkeit einer Zufuhr von Na-ionen zu diskutieren, die durch Reaktion mit dem An-Anteil des Feldspats zu weiterer Albitbildung führte.

Die beiden gegensätzlichsten Glieder der Alterationsreihe sind einerseits quarzführende Albitfelse bzw. Albitite und andererseits Biotit-Akt. Hornblende-Mg-Fe-Chlorit-Gesteine und Chloritite. Zur Bildung dieser Paragenesen müssen zusätzlich zur chemischen Umwandlung mechanische Aufbereitungsprozesse stattgefunden haben.

Solche Klassierungs- und Sortierungsvorgänge sind nur in einem "Schlammilieu" denkbar. Durch die aufsteigenden Thermen wurden die basaltischen Vulkanite zer setzt und als Suspensionschicht am Meeresboden sedimentiert bzw. wieder umgelagert. Der durch hydrothermale Alteration aus den Pyroxenen entstandene Chlorit wurde aufgrund seiner plättchenartigen Kornform bevorzugt mechanischen angereichert. So lassen sich die oft zu beobachtenden, nahezu monomineralischen Chloritite erklären.

Zur genetischen Deutung der geschichteten Quarz-Albit-Gesteine (bisher fälschlich als "Quarzkeratophyre" bezeichnet) müssen ähnliche, die Sedimentation begleitende schwerkraftbedingte Mineraltrennungsprozesse angenommen werden (Gleichfälligkeitsprinzip!).

6.3. Mineralogie der Erze

6.3.1. Parageneseschema

In der nachfolgenden Tabelle sind alle bisher bestimmten Erzminerale aufgelistet. Die dargestellte halbquantitative Verteilung in den Massiverztypen beruht auf der modalen Auswertung von etwa 110 Erzanschliffen.

Erztyp Mineral	Quarzführendes Pyritierz	Karbonatisches Pyritierz	Cu-reiches Pyritierz	Magnetreiches Erz	Magnetkies- erz	Durchbewegt- erz	Mobilisations- erz	Cu-reiches Breccien Erz
Pyrit								
Magnetkies								
Kupferkies								
Zinkblende								
Bleiglanz								
Arsenkies								
Kobaltglanz								
Mackinawit Cubanit								
Fahlerz								
Ag-Au-Amalgam								
Elektrum								
Rotgültig								
Silberglanz								
Magnetit								
Ilmenit								

Tab. 12 Halbquantitatives Parageneseschema der beobachteten Erzminerale in den wichtigsten Massiverztypen der Lagerstätte Joma

6.3.2. Mineralogie und Verteilung der Silberträger

Das Roherz der Grube Joma hat einen durchschnittlichen Ag-Gehalt von 17-20 ppm (Mitt. Grong Gruber A/S, 1985). Die von den Handstückproben angefertigten chemischen Analysen zeigen Schwankungen von 250 ppm bis < 10 ppm Ag. Die wichtigsten unter 6.1.1. beschriebenen Erztypen zeigen folgende Silbergehalte:

Erztyp	Analy- senzahl	min	ppm max	Silber Ø
Massives quarzführendes Pyriterz	(11)	3	- 50	25
Karbonatisches Pyriterz	(14)	10	- 100	40
Kupferreiches Pyriterz	(10)	10	- 80	35
Kupferkies-Magnetkies-Erze	(13)	5	- 190	60
Mobilisate	(5)	40	- 250	140

Eine Zonierung der Silberverteilung im Erzkörper ist nur ansatzweise erkennbar. Um hier stichhaltige Aussagen machen zu können, sind die Analysenergebnisse der im Sommer 1985 bemusterten Profile abzuwarten. Bemerkenswert sind Ag-Anreicherungen bis zu 250 ppm in Kupferkies-Magnetkies-Mobilisaten, die besonders an F2-Strukturen geknüpft sind (siehe Anlage 3, Fig. 1 u. 3).

Im Joma-Erz konnten 6 Silberminerale bestimmt werden, die geordnet nach ihrer beobachteten Häufigkeit, aufgelistet sind:

- Ag-(Au)-Amalgam	+ + +
- gediegen Silber	+ +
- Elektrum	+
- Fahlerz (Tetraedrit-Freibergit)	+
- Silberglanz	Sp
- Rotgültig	Sp

Für die bei 4 Proben durchgeführte magnetische Anreicherung des Magnetkieses wurden Silber-Metallbilanzen erstellt (siehe Tab.13). Das Ag-Ausbringen der magnetischen Fraktion schwankt zwischen 6,5 und 27,2%. Dieses Ergebnis zeigt, daß nicht Magnetkies Hauptträger der Silbergehalte des Jomaerzes sein kann (wie früher vermutet wurde), sondern daß auch andere Erzminerale Verwachsungspartner der Silberminerale sind.

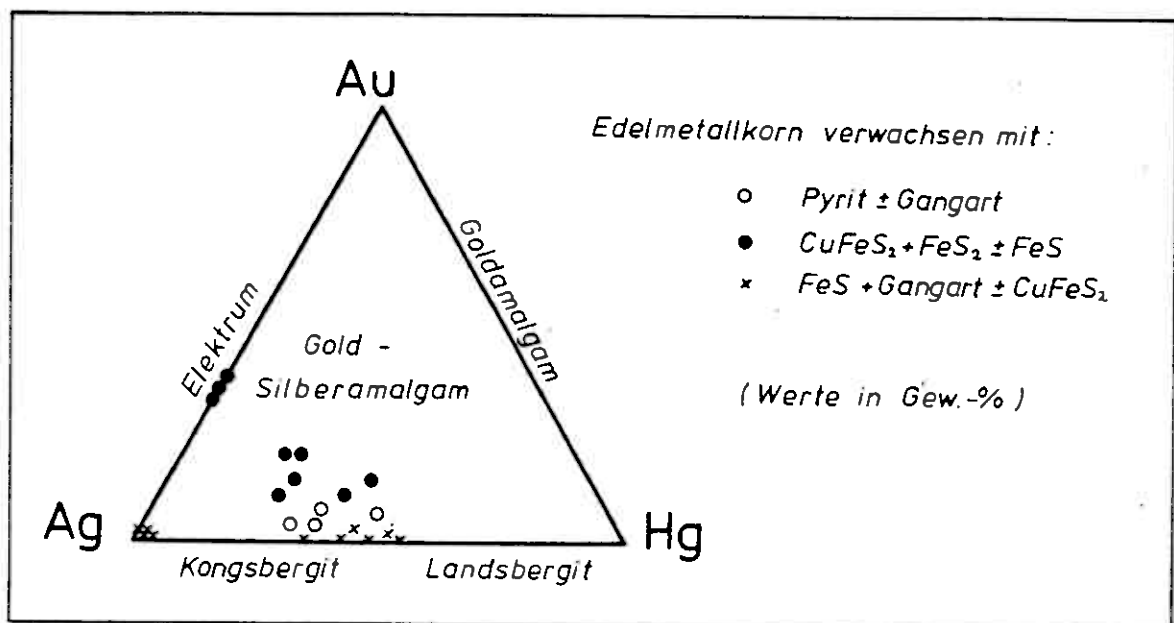
In wie weit Silber noch in "getarnter Form" im Gitter dieser Mineralien (Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies ?) steckt, ist noch zu klären. Bleiglanz scheint allerdings sehr Ag-arm zu sein und spielt aufgrund der geringen Verbreitung (durchschnittlich < 0,1-Gew% im Massiverz) sicher keine nennenswerte Rolle als Ag-Träger. Eine LAMMA-Untersuchung* an einigen Kupferkieskörnern zeigte ebenfalls keine Silbergehalte.

Silber- (Gold)-Amalgame

Diese Mineralgruppe erwies sich als weit verbreitet in den untersuchten Erzproben. Besonders häufig sind diese Amalgame im kupferreichen Pyriterz (hier in der Hälfte der Schliffe bestimmt), im Kupferkies-Magnetkies-Erz, sowie in einigen Horizonten im karbonatischen Pyriterz.

Die beobachteten Korngrößen schwanken von etwa 1 µm bis max. 400 µm, im Durchschnitt liegen die Korndurchmesser bei 5-10 µm (siehe Tafeln 6 u.7). Die Amalgamkörner zeigen starke Schwankungen im Mikrochemismus. Besonders der Goldgehalt schwankt zwischen 0 und 20 Gew.-%. Anhand der im Dreiecksdiagramm (Diagramm 1) dargestellten Mikroanalysen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, die auch ein unterschiedliches Verwachsungsverhalten zeigen.

* Lamma = Lasermassenspektrometer



Diagr. 1 Mikrochemische Zusammensetzung der Edelmetallkörner im Jomaerz

Das Ag-Au-Amalgam besitzt eine weiße Eigenfarbe mit einem cremefarbenen Stich und hat ein Reflexionsvermögen von 65-70%. Vorzugsweise findet sich dieses Mineral auf Rissen oder Sprüngen in Pyritblasten, die in einer Kupferkies-[±] Magnetkiesmatrix liegen. Manchmal sitzen diese Amalgamkörner auch auf Zwickeln oder auf Korngrenzen zwischen Pyritkristallen.

Das nahezu Au-freie Ag-Amalgam ist reinweiß und etwas niedriger im RV als gediegenes Ag. Im Gegensatz zu den Au-Ag-Hg-Verbindungen läuft Ag-Hg wesentlich schneller an.

Dieses Amalgam bildet fast ausschließlich feine, durchschnittlich 5 µm große unorientierte Einschlüsse in

Magnetkieskörnern, die mit Kupferkies und Karbonat verwachsen sind. Charakteristisch ist das gehäufte Auftreten dieser Verwachsungen am Kontakt des massiven, magnetkiesführenden Kupferkies-Pyrit-Erzes zu karbonatischem Pyriterz oder zu Chlorit-Aktinolith-Schiefer Zwischenmitteln.

Gediegen Silber

Nach den bisher durchgeführten Untersuchungen tritt reines, gediegenes Silber mengenmäßig erheblich hinter den Amalgamen zurück. Nur im Bereich des Tagebaues und der obersten Sohlen konnte Ag verwachsen mit Silberglanz in Nestern und auf Klüften beobachtet werden. Es handelt sich hierbei sicherlich um Produkte einer descendenten Zementation.

Elektrum

Diese Verbindung konnte bisher in 4 Schliffen der karbonatischen, kupferkiesführenden Pyriterze nachgewiesen werden. Die stets mit Pyrit und Kupferkies verwachsenen, länglichen Körner sind selten größer als $5 \times 20 \mu\text{m}$. Der Mikrochemismus schwankt zwischen 50 - 60 Gew.-% Ag und 40 - 50 Gew.-% Au.

Die elektrumführenden Erzproben stammen mit einer Ausnahme aus der Nähe des stratigraphisch liegenden Kontaktes. Die in allen diesen Proben beobachtete Arsenkiesführung ist ein wichtiger paragenetischer Hinweis auf ein höher temperiertes Anfangsstadium der Erzbildung.

Fahlerz

Diese Mineralgruppe konnte bislang nur in 3 Schliffen festgestellt werden. Es treten pro Schliff nur wenige xenomorphe Einzelkörner auf, deren Durchschnittsgröße

bei 10 μ m liegt. Das Vorkommen von Fahlerz ist auf das karbonatische Pyriterz im stratigraphisch hangenden Teil des Erzkörpers beschränkt. Fahlerz ist vorwiegend mit Pyrit und Kupferkies verwachsen, seltener mit Zinkblende und Bleiglanz.

Die mikrochemische Untersuchung von Fahlerzkörnern in 2 Schliffen ergab folgende Zusammensetzung in Gew.-% :

	Fe	Cu	Ag	Sb	As	S	Σ
(Malvik et. al. 1984)	6,6	15,4	34,3	24,7	n.b.	20,7	101,7
JTB 2.4.	6,0	25,3	19,0	26,2	Sp.	22,8	99,3
JTB 1.13.	4,1	21,8	23,4	25,2	Sp.	23,9	98,4

Es handelt sich also um einen sehr Ag-reichen Tetraedrit = Freibergit. Aufgrund des hohen Silbergehaltes hat Fahlerz eine gewisse Bedeutung als Silberträger. Scheinbar ist die Verbreitung dieses Minerals aber so gering, daß sein Anteil am Gesamtsilberinhalt der Lagerstätte als klein angesehen werden muß.

Rotgültig und Silberglanz

Beide Minerale sind sehr selten im Joma-Erz, sie konnten nur als Spuren in je einer Probe des karbonatischen Pyriterzes nachgewiesen werden. Silberglanz bildet wenige μ m-mächtige Krusten um Silberkörner.

Rotgültig konnte als 10 μ m lange, 2 μ m mächtige Rißfüllung in einem Pyritblast beobachtet werden.

Probebezeichnung	Gewichts- ausbringen %	Fraktion 0,5 - 0,2 mm				Modalbestand			
		Silber- gehalt ppm	Silber- Metallausbr. %	Kupfer- gehalt %	Eisen- gehalt %	FeS	FeS ₂	CuFeS ₂	ZnS
375/1.4Aufgabe	100,0	27		8,5	36,5	20	10	25	<5
Magnet. Fraktion	8,2	16	15,3	2,3	43,2				
Unmagnet. Fraktion	91,8	27	84,7	9,6	36,2				
375/1.5Aufgabe	100,0	19		6,2	35,7	5	40	20	5
Magn. Fraktion	5,7	13	27,2	2,4	38,3				
Unmagnet. Fraktion	94,3	21	72,8	6,5	34,5				
375/1.8Aufgabe	100,0	30		10,7	37,2	25	10	15	Sp
Magnet. Fraktion	7,4	27	6,5	7,1	36,9				
Unmagnet. Fraktion	92,6	31	93,5	10,9	37,0				
375/1.9Aufgabe	100,0	37		11,9	32,1	5	30	25	Sp
Magnet. Fraktion	17,5	28	13,8	4,9	37,5				
Unmagnet. Fraktion	82,5	37	86,2	13,6	32,0				

Tab.13 Silber - Metallbilanzen einiger magnetischer FeS-Anreicherungen

3.3. Geochemie einiger Erzminerale

Zinkblende :

Die Analysen von 10 Zinkblende-Proben aus verschiedenen Erztypen ergaben folgende Zusammensetzung :

Gew.-%	min.	-	max.	Ø	ppm	Ø
Zn**	51	-	56,7	54,5	Sb	5
Fe**	6,6	-	11,0	10,1	Bi	4
S *	32,5	-	33,8	33,1	In	10
Cu	0,015	-	0,28	0,15	Ga	3
Cd	0,17	-	0,30	0,24	Ge	6
Mn	0,054	-	0,12	0,08	Se	51
As	0,0026	-	0,0172	0,0108	Te	15
Hg	0,0017	-	0,0043	0,0034		

Die mit * gekennzeichneten Werte wurden mikroanalytisch ermittelt, die übrigen aus chemischen Analysen separierter Zinkblende-Körner.

Die erheblichen Schwankungen der Fe-gehalte in den Zinkblenden sind durch die unterschiedlichen Verwachsungsverhältnisse bedingt (9,6 - 16,0 Mol-% FeS). In Magnetkies eingeschlossene Zinkblende hat erwartungsgemäß die höchsten FeS-Gehalte, mit Gangart verwachsene ZnS-Körner haben die geringsten Gehalte.

Es soll versucht werden, die FeS-gehalte der Zinkblende als Geobarometer zu verwenden. Allerdings ist diese Druckabschätzungsmethode nur dann sinnvoll anwendbar, wenn nur solche ZnS-Körner zur Messung herangezogen werden, die in Pyritporphyroblasten eingeschlossen sind (Scott & Barnes, 1971; Hutchison & Scott, 1981).

Arsenkies

Die Mikroanalysen von 5 Arsenkiesproben aus Pyriterzen (a) und 6 Proben aus Kupferkies-Magnetkies-Erzen (b) ergeben folgende Zusammensetzung :

in Gew.-%	Fe	Co	Ni	Cu	As	Sb	S
(a)	36,9	0,3	Sp	0,1	40,4	Sp	22,2
(b)	38,1	0,1	Sp	Sp	38,9	n.b.	22,8
stöchiometr. Wert	34,3				46,0		19,7

(Betehtin, 1977)

Die Werte zeigen, daß der Arsenkies relativ As-arm und S-reich ist. Die meist isoliert in den "Weichsulfiden" vorkommenden, durchschnittlich etwa 50 µm großen Idioblasten sind stets homogen, nirgendwo konnte Zonarbau beobachtet werden.

Es soll daher versucht werden, den Arsenkies als Geothermometer zu benutzen. Nach Kretschmar & Scott (1976) müssen $Co + Ni + Sb < 0,5\%$ sein, da diese Elemente in höherer Konzentration das Thermometer zu höheren T hin verschieben. Außerdem sollen die zu messenden Kristalle mit Magnetkies und Pyrit verwachsen sein. Da diese Bedingungen hinreichend erfüllt sind, müßte diese Geothermometrie Werte für das (jüngere) metamorphe Ereignis geben, daß zur Sprossung der Blasten geführt hat. Geothermometrische Untersuchungen an schwedische Kieserze haben zu recht brauchbaren Ergebnissen geführt (Sundblad et.al., 1984).

Kobaltglanz

Dieses Mineral konnte erstmals aus einer Lagerstätte des Grong Revieres beschrieben werden.

Sein Auftreten ist beschränkt auf das massive Kupferkies-Magnetkies-Erz. Unter dem Mikroskop unterscheidet sich das RV des Kobaltglanzes nur wenig von dem des Arsenkieses, allerdings sind die Anisotropieeffekte so schwach, daß eine Unterscheidung beider Mineralien einfach ist.

Das Mineral bildet stets leicht kantengerundete Idioblasten von durchschnittlich 50-100 µm Durchmesser, die regellos verteilt in einer Matrix von Kupferkies oder Magnetkies eingesprengt sind. Die mikrochemische Untersuchung von 5 Kobaltglanzkörnern ergab folgende, ziemlich konstante Zusammensetzung : (in Gew.-%)

	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	S
Kobaltglanz Joma	6,7	32,1	1,0	0,3	Sp	36,9	23,0
Literaturwert (Betehtin, 1977)	6-16	26-34	bis 3	Sp	--	24-48	18-23

Die kobaltglanzführenden Erze haben Kobaltgehalte von über 0,1% Co, sonst liegen die Kobaltgehalte zwischen 30 und 300 ppm im vorwiegend pyritischen Erz und zwischen 100 und 700 ppm im Kupferkies-Magnetkies-Erz.

6.4. Vorläufiges Modell zur Genese der Joma-Vererzung

Nach den bisher vorliegenden Arbeitsergebnissen ergibt sich das in Fig.1 dargestellte hypothetisch Genesemodell. Die Erzbildung ist danach eng verknüpft mit einer starken Hydrothermentätigkeit in Begleitung des intensiven, submarinen Basaltvulkanismus.

Die aufsteigenden heißen Lösungen bewirkten über die "normale Spilitisierung" hinaus eine intensive Umwandlung der liegenden Gesteinsserien. Besonders die durch mögliche Wasserdampfexplosionen stark zerrütteten Laven (Hyaloklastite, Pillowbreccien, "Schalsteine") waren aufgrund ihrer großen spezifischen Oberfläche sehr reaktionsfähig. Die chemisch aggressiven Thermen verursachten hauptsächlich Chloritisierung und Albitisierung, aber auch Serizitisierung und Karbonatisierung der basaltischen Gesteine. Außerdem müssen auch mechanische Mineraltrennungs- und Anreicherungsprozesse in Folge von Umlagerungen des teilweise zu Schlamm zersetzten Gesteinsmaterials in Betracht gezogen werden.

Im Gegensatz zu den meisten Kuroko-Typ-Lagerstätten scheint die Alterationszone von Joma nicht trichterförmig, konzentrisch um ein "pipeartiges" Thermenaustrittszentrum ("Vent") herum angeordnet zu sein. Die weit verbreiteten, stellenweise konzentrierten Sulfidimprägnationen im Liegenden des Erzkörpers sprechen eher für die Existenz eines ausgedehnten "Thermenfeldes". Die recenten Vererzungen des Toten Feldes auf der liparischen Insel Vulcano (Bernauer, 1932) zeigen einige bemerkenswerte Ähnlichkeiten mit den für Joma angenommenen Verhältnissen.

Die Bildung des Massiverzes begann im Zentralteil mit der Ausscheidung von vorherrschend Kupferkies und Magnetkies, begleitet von stockwerkähnlichen Imprägnationen und Durchtrüمرungen des liegenden Nebengesteins. Lokal erfolgte die Ausbildung einer magnetitreichen oxidischen "Vorphase".

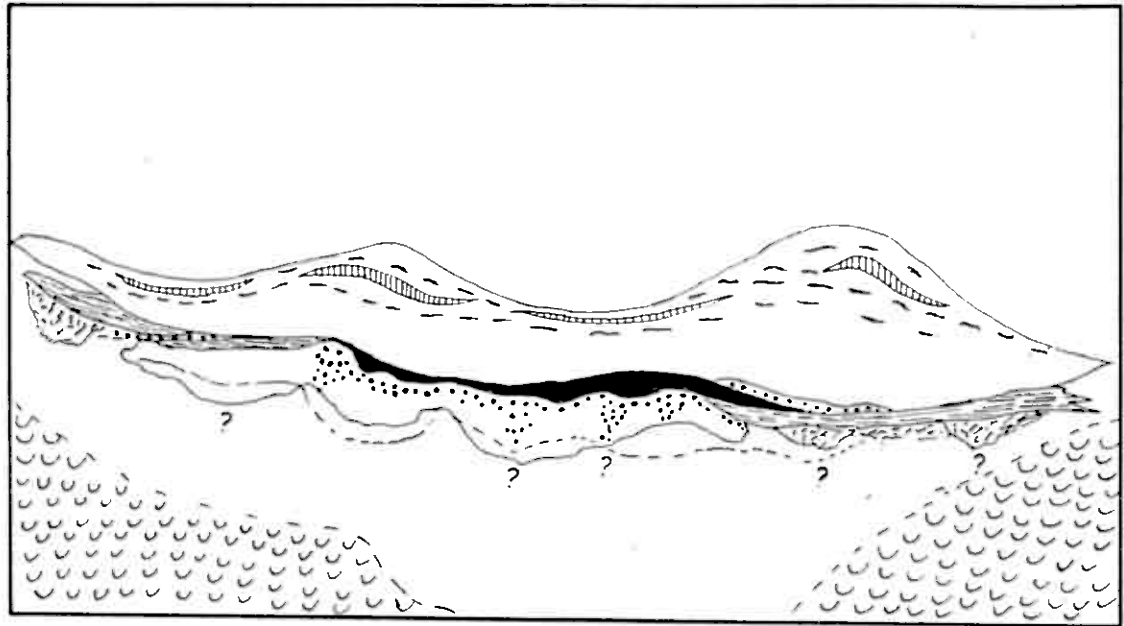
In den mehr perifer gelegenen Teilen des "Thermenfeldes" wurde gleich zu Beginn der Lagerstättenentwicklung Pyrit abgelagert. Die Existenz einer "Pyritischen Bänderzone" unter dem massiven Pyrit-erz zeigt, daß die Sulfidausfüllung langsam einsetzte, rhythmisch unterbrochen von klastischer Sedimentation. Eine rapide Steigerung der Thermentätigkeit führte dann zur Bildung des massiven Pyriterzes. Während dieser Hauptphase der hydrothermalen Aktivität trat die Sedimentation von klastischem Material stark zurück. Konkordante Einschaltungen von geringmächtigen, unvererzten, tuffitischen Zwischenmitteln unterbrechen gelegentlich die hangenden Partien der Erzabfolge. Es ist daher anzunehmen, daß die Bildung des kompakten Pyriterzes relativ schnell in einem Zuge erfolgte, während einer kurzen Ruhepause des Vulkanismus.

Die beobachteten "klastischen Erze" deuten darauf hin, daß während oder kurz nach der Ausfällung Umlagerungsprozesse (Rutschungen aufgrund von Reliefunterschieden ?) stattgefunden haben müssen.

Die kupferreichen Erze befinden sich generell im Liegenden, sie zeichnen sich durch erhöhte As-, Co-, und Ni-Gehalte aus. Die Zinkführung nimmt zum Hangenden hin erheblich zu, Cd, Pb, Mn und Sb steigen ebenfalls an. Diese deutliche, vertikale Zonierung der Lagerstätte spricht für eine langfristige Änderung der Thermenzusammensetzung im Verlaufe der Erzbildung (Wechsel der physikochemischen Bedingungen).

Auch die Verteilung der Gangartminerale zeigt einen Zonierungstrend. Während nur in den liegenden Teilen, gewöhnlich nahe des Kontaktes zum pyritischen Bänderz, quarzführende und selten quarzreiche Erze auftreten, nimmt der Karbonatgehalt zum Hangenden hin generell zu. Im oberen Drittel des Erzkörpers treten verstärkt schichtparallele Horizonte mit nahezu monomineralischen Calcitlagen (Marmorbänke) auf. Der Karbonatanteil ist, verglichen mit anderen kaledonischen Kieslagerstätten, ungewöhnlich hoch. Nach den bisher gewonnenen Kenntnissen ist Calcit ebenfalls ein Fällungsprodukt, das gleichzeitig mit den Sulfiden ausgeschieden wurde. Zur Herkunft des Calciumkarbonats können noch keine Aussagen gemacht werden. Es bleibt zu untersuchen, in wie weit Ca in der Alterationszone mobilisiert und abgeführt wurde ?

Die bislang erarbeiteten Fakten sprechen eindeutig für eine synsedimentär-exhalative Erzbildung, die in engem Zusammenhang mit dem submarinen Basaltvulkanismus der kaledonischen Geosynklinale steht.



- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Cu-Magnetkies-Erz |  | Cu-Magnetkies-Imprägnation in Chlorit-Biotit-Amphibol-Sch. |
|  | ZnS-Schlieren im Py-Erz |  | Karbonatlagen im Pyriterz |
|  | Pyrit-"Bänderz" |  | Albitreiche Chloritschiefer |
|  | Pyrit-Quarz-Trümer in Albit-Serizit-Chlorit-Sch. |  | Basaltische Pillowlaven und Pyroklastite |

Fig 1. Vorläufiges, hypothetisches Modell zur Genese der Lagerstätte Joma

6. 5. Fototafeln 1 - 8

Auf den nachfolgenden Tafeln werden einige, in genetischer Hinsicht interessante Erzgefüge mit Fotos belegt.

Die Tafeln 1 - 3 zeigen Aufnahmen von angeschliffenen Handstücken.

Auf den Tafeln 4 - 8 sind Mikrofotos von Erzanschliffen zu sehen

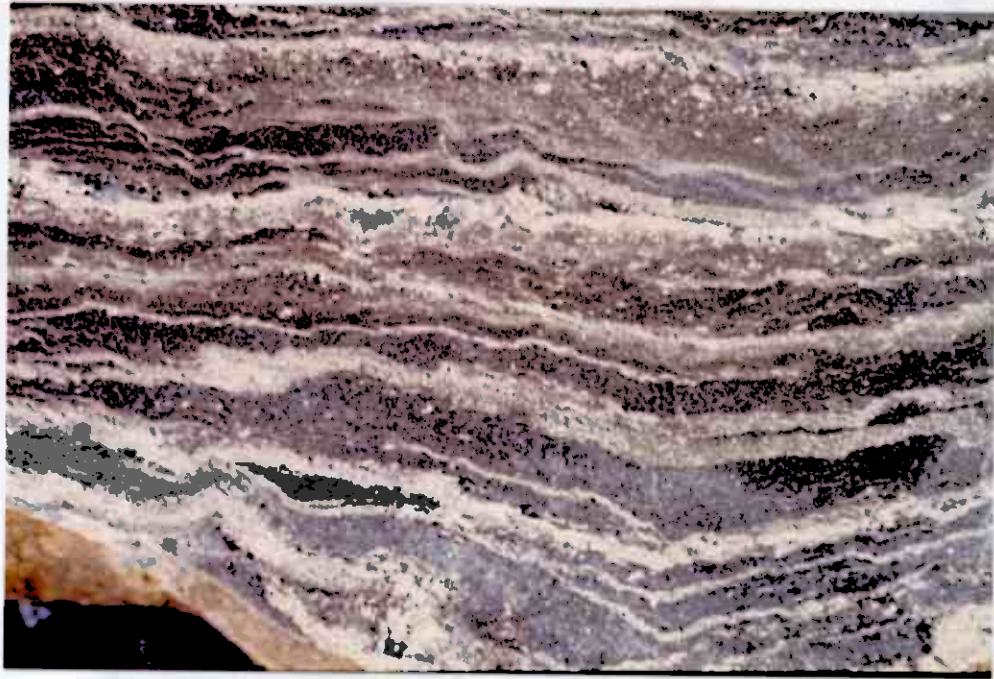


Abb. 1 Pyritisches Banderz

Rhythmische Wechsellagerung von Pyrit- und Quarz-Albit-Schichten aus dem stratigraphisch Liegenden des Lagers, sedimentäres Gefüge!

Joma Tagebau, Probe 3.3., Bildlängskante ca. 5 cm

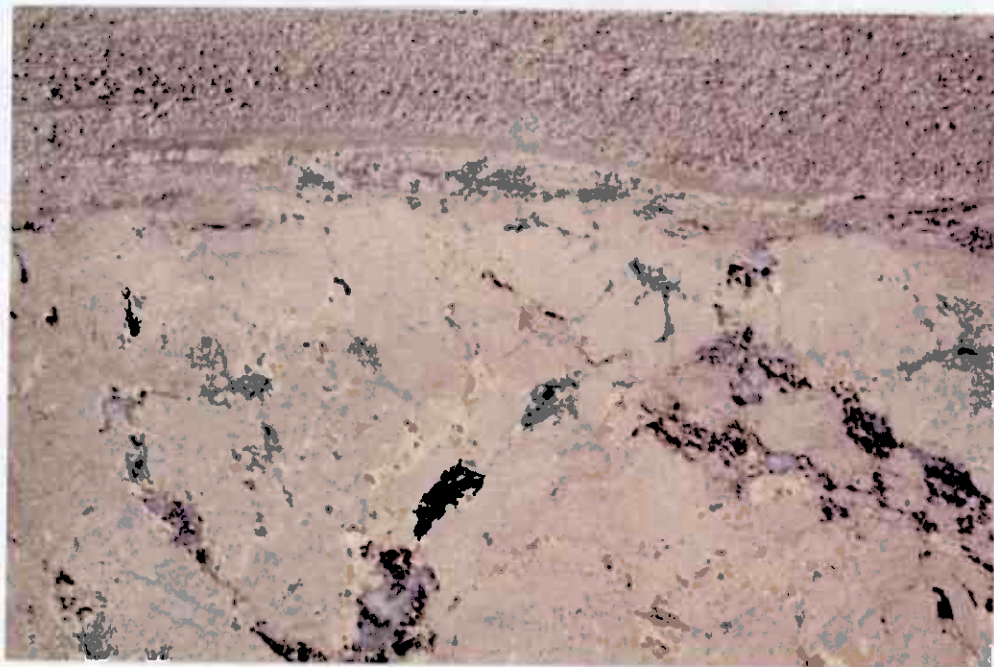


Abb. 2 Brecciiertes, dichtes Pyriterz wird überlagert von feingeschichtetem, klastischem, sehr karbonatreichem Pyriterz. Metamorph mobilisierter Kupferkies + Magnetkies und Karbonat verheilen das kataklastische Erz

Joma 416-m-Sohle, Probe 11.02., Bildlängskante ca. 10 cm

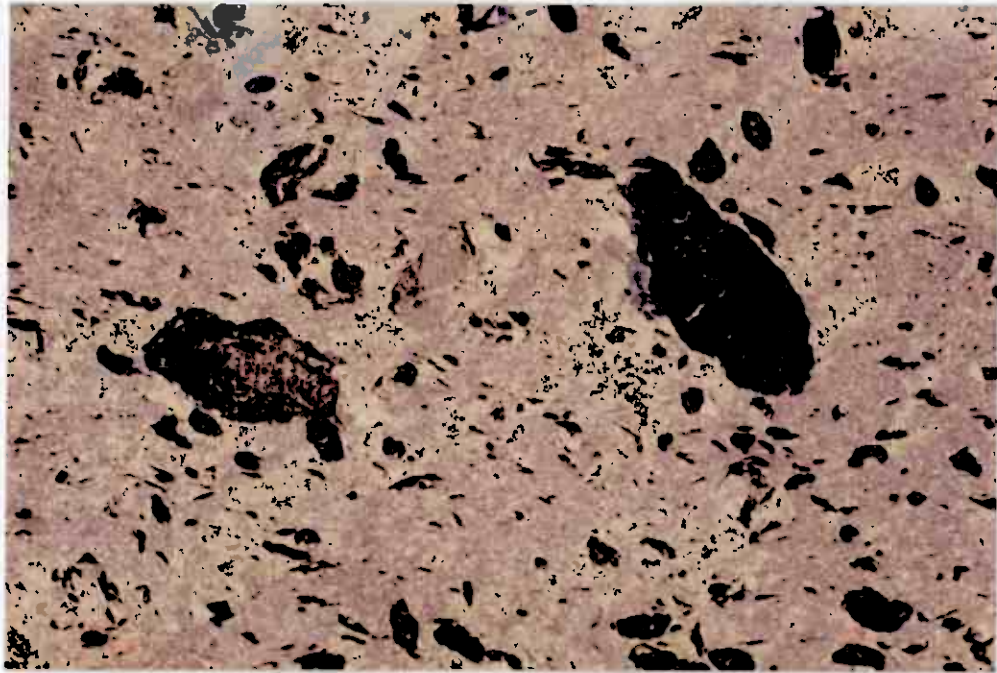


Abb. 1 Kupferkies-Magnetkies-Breccienerz

Eine Matrix aus Kupferkies und Magnetkies schließt Bruchstücke von dunklem Albit-Amphibol-Chlorit-Schiefer und Pyriten sowie Quarz ein. Die Schieferfragmente sind oft linsenförmig ausgewalzt oder haben "kaulquappenartige" Ausbildungen, auch angedeutete Rotationsformen sind erkennbar.

Eine Überschiebungsbahn begrenzt das Breccienerz scharf gegen das karbonatische Pyriten im Liegenden.

Joma 387-m-Sohle, Probe 11.Y1., Bildlängskante ca. 10 cm

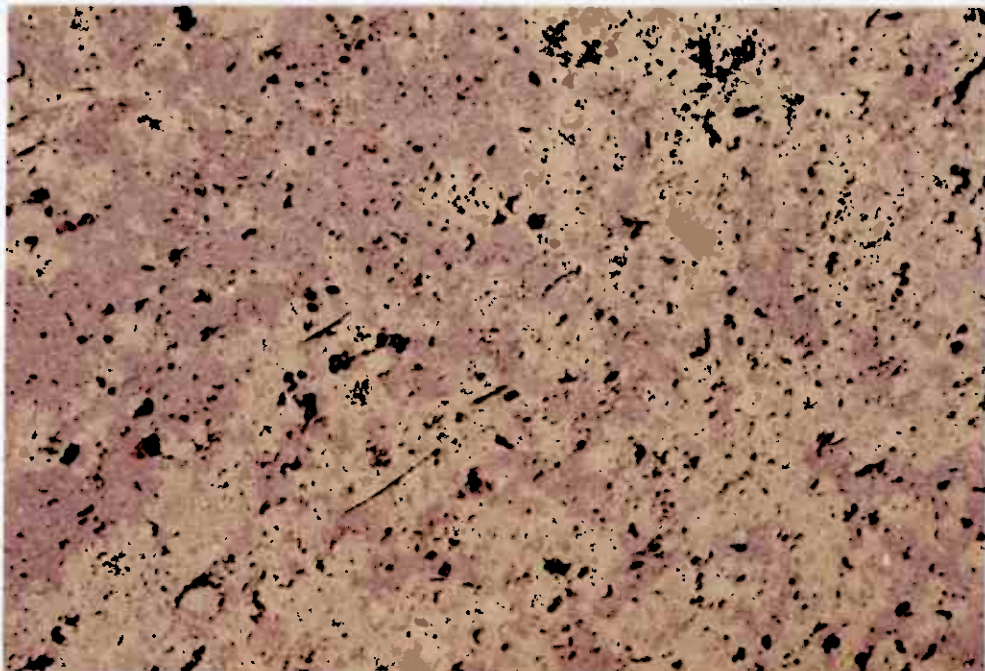


Abb. 2 Kupferkies-Magnetkies-Durchbewegterz

Sehr reiches, nahezu richtungslos körniges Massiverz, fast pyritfrei, nur etwas Aktinolith Chlorit, Karbonat und Quarz als Gangartmineralien

Joma 508-m-Sohle, Probe 11.11., Bildlängskante ca. 8 cm

- 103 -



Abb. 1 Scharfbegrenzte, dichte, sulfidfreie Magnetiterzlagen konkordant im massiven, quarz- und magnetitführenden, körnigen Pyriterz. Primäres Sedimentationsgefüge, rhythmischer Wechsel von Oxid- und Sulfidausfällung.
Joma 387-m-Sohle, Probe 11.14., Bildlängskante ca. 10 cm

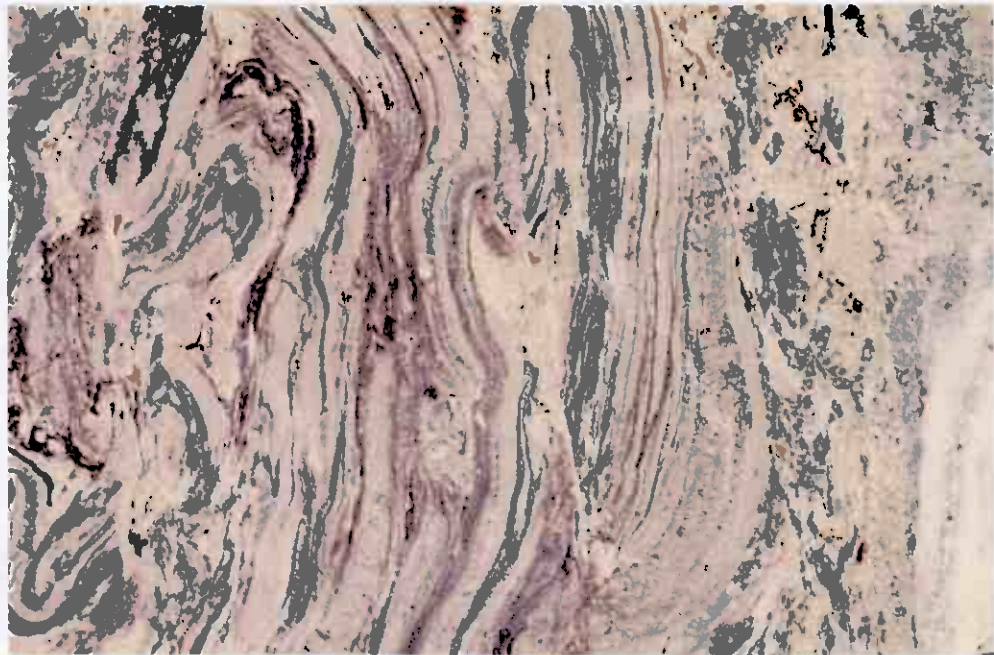


Abb. 2 Stark gefaltete und gestörte Wechsellagerung von pyrit- und kupferkiesreichen Schichten mit feinen Albit-Aktinolith-Chlorit-Schleifer Zwischenlagen (Kompetenz-Inkompetenzverahlten!). Die Probe stammt unmittelbar von stratigraphisch liegenden Kontakt des Erzkörpers
Joma 387-m-Sohle, Probe 11.13., Bildlängskante ca. 8 cm

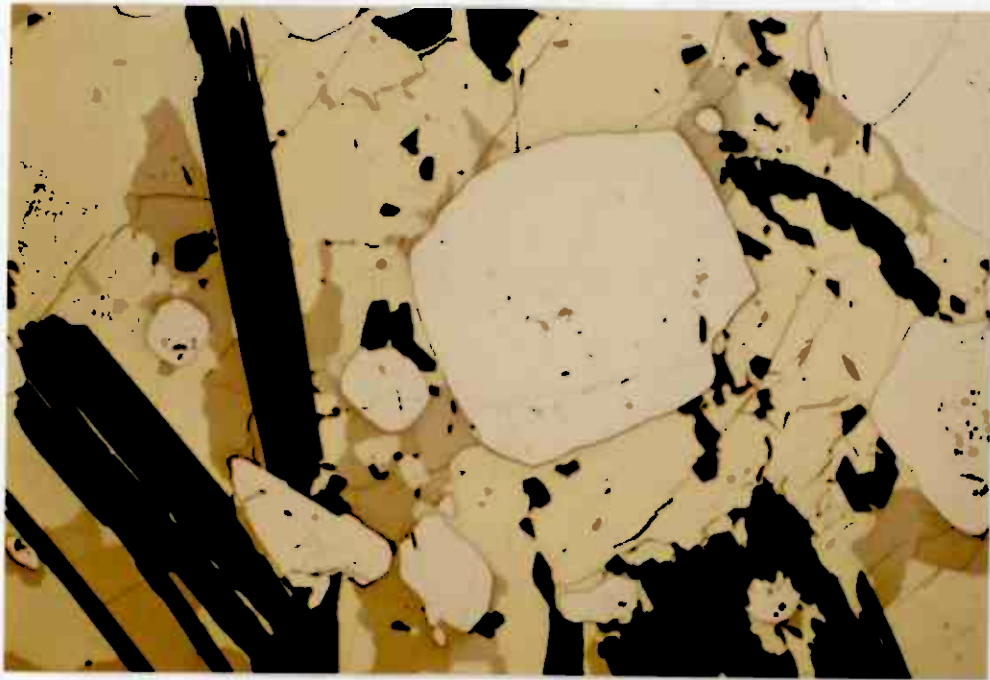


Abb. 1 Durchbewegterz.
Gerundete Pyritblasten in einer Kupferkies (gelb)-
Magnetkies (bräunlichgrau)-Grundmasse. Langgestreckte,
idiomorphe Aktinolith-Kristalle durchschlagen die
Matrixsulfide

Joma 375-m-Sohle, Probe 3.6.; (85/7/14)
vergr. ca. 125 mal, Bildlängskante 1,12 mm, // Nicols

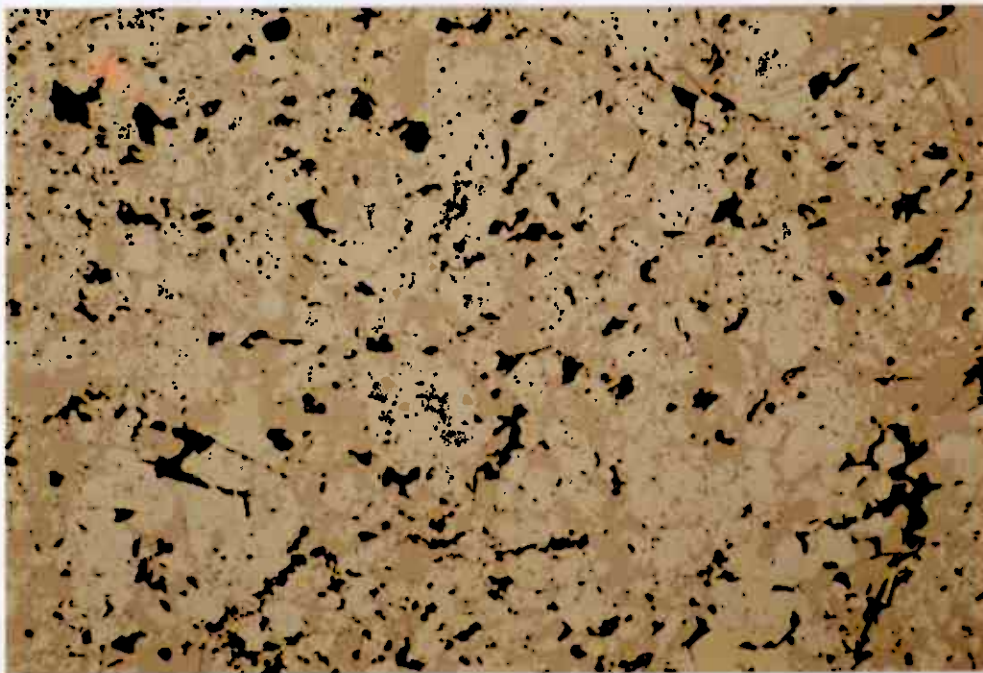


Abb. 2 Breccienerz.
Zerbrochene Pyritaggregate und Blasten (gelblichweiß)
sind mit Magnetkies (tombakbraun) und etwas Kupferkies
(gelb) verkittet.

Joma Bh. 469, Probe 5,60 m; (84/6/16)
vergr. ca. 125 mal, Bildlängskante 1,12 mm, // Nicols



Abb. 1 Pyritblasten (gelblichweiß) verwachsen mit Magnetkies (tombakbraun) und Zinkblende (grau). Durch sein idiomorphisch Wachstum hat der Pyrit bevorzugt Zinkblende umschlossen. Dieses Erscheinungsbild hat große Ähnlichkeit mit einem Verdrängungsgefüge.

Joma 387-m-Sohle, Probe 7.3.; (85/9/20)
vergr. ca. 125 mal, Bildlängskante 1,12 mm, // Nicols

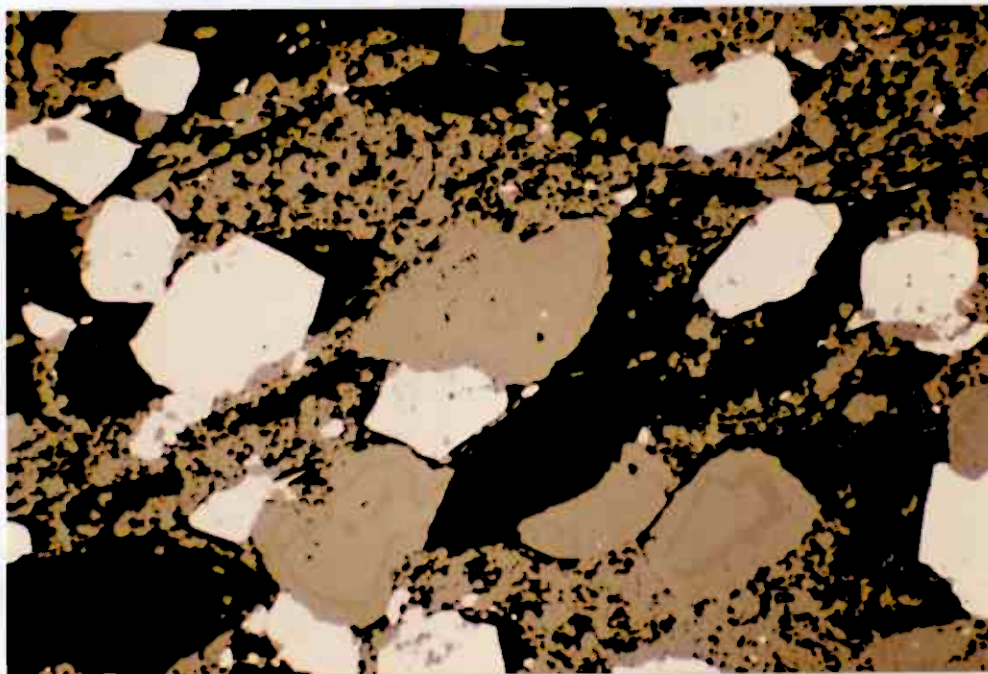


Abb. 2 Magnetit-Pyrit-Erz. Die xenomorphen Magnetitblasten zeigen einen merkwürdigen, wolkenartig, zonierten Internbau.

Joma, 375-m-Sohle, Probe 1.10.: (85/5/22)
vergr. ca. 250 mal, Bildlängskante 0,57 mm, // Nicols

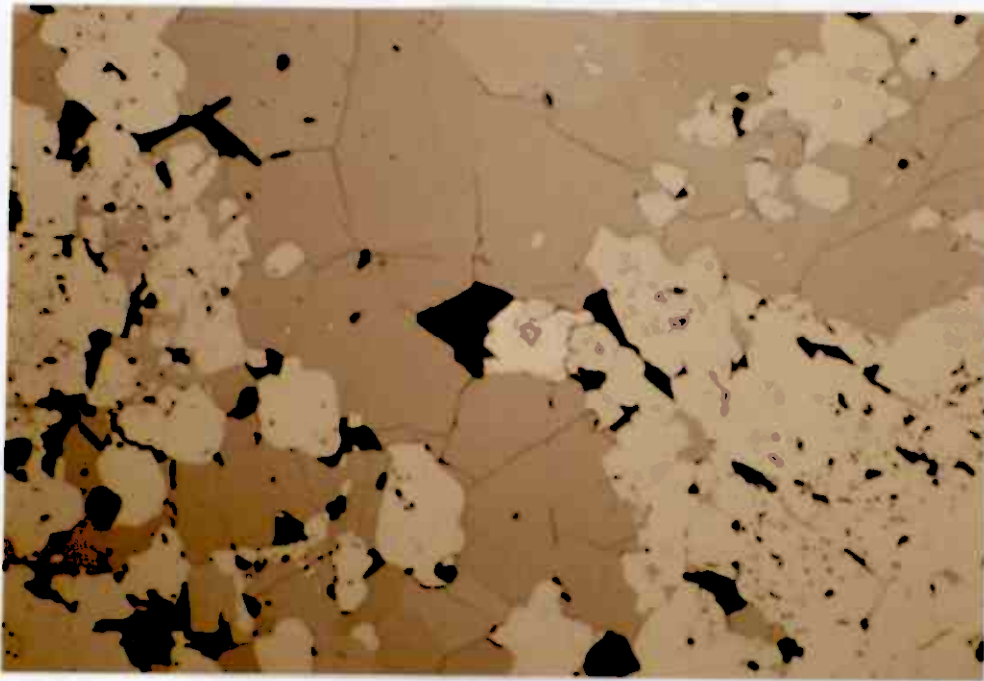


Abb. 1 Großes Amalgamkorn (400 μ m Korndurchmesser!) in Bildmitte, verwachsen mit Magnetkies (braun), Pyrit (gelblichweiß) und Gangart (schwarz). Punktanalyse: 55% Ag, 10% Au, 35% Hg.

Joma, 480-m-Sohle, Probe JI; (85/8/3)
vergr. ca. 250 mal, Bildlängskante 0,57 mm, // Nicols



Abb. 2 Amalgamkörner an der Grenze Kupferkies (gelb, angelaufen) -Pyrit (gelblichweiß). Das Amalgam sitzt teilweise auf Rissen und Korngrenzen im Pyrit, z.T. ist es auch mit Magnetkies verwachsen. Punktanalyse: 65% Ag, 11% Au, 1% Cu, 23% Hg

Joma 375-m-Sohle, Probe 1.5. L; (85/5/30)
vergr. ca. 500 mal, Bildlängskante 0,22 mm, // Nicols



Abb. 1 Silberamalgameinschlüsse (weiß) im Magnetkies (tombakbraun), umgeben von Kupferkies und etwas Pyrit. Punktanalyse: etwa 70% Hg, 30% Ag

Joma 375-m-Sohle, Probe 1.9.; (85/5/12)
vergr. ca. 500 mal, Bildlängskante 0,22 mm, // Nicols



Abb. 2 Idiomorpher Pyrit (gelblichweiß) in Zinkblendematrix (grau, gelblich-rötlichbraun Innenreflexe). In Bildmitte 1 Tetraedritkorn, mit ca. 20% Ag, verwachsen mit Pyrit und etwas Kupferkies. Schräg daneben 2 Silberamalgamkorn (weiß, sehr hell, Ø 6 µm) etwa 60% Ag, 40% Hg, Sp. Au,

Joma Tagebau, Probe 2.4.; (85/6/15)
vergr. ca. 500 mal, Bildlängskante 0,22 mm, // Nicols

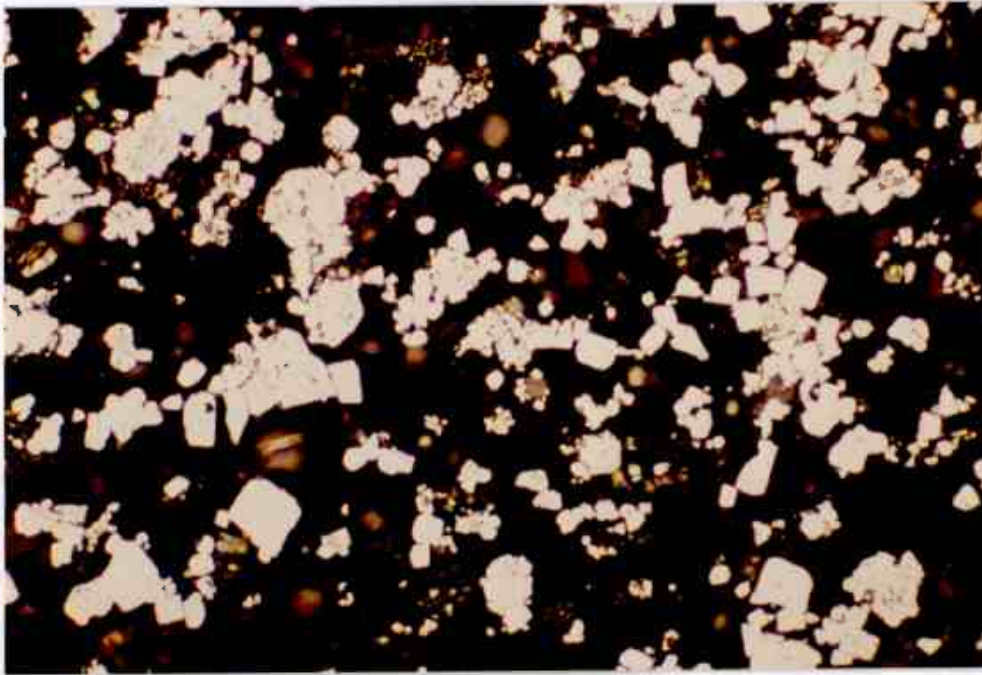


Abb. 1

Pyritimprägnation in "chertartigem" Quarzit. In der Quarzmatrix haben die Pyrite z.T. ihre ursprünglichen sedimentären Gefügemerkmale behalten. Hier framboidaler Pyrit, der aus wasserreichen Gelen auskristallisiert wurde und die Metamorphose überdauert hat.

Joma Tagebau, Probe 3.3.; (85/6/22)

vergr. ca. 250 mal, Bildlängskante 0,57 mm, // Nicols

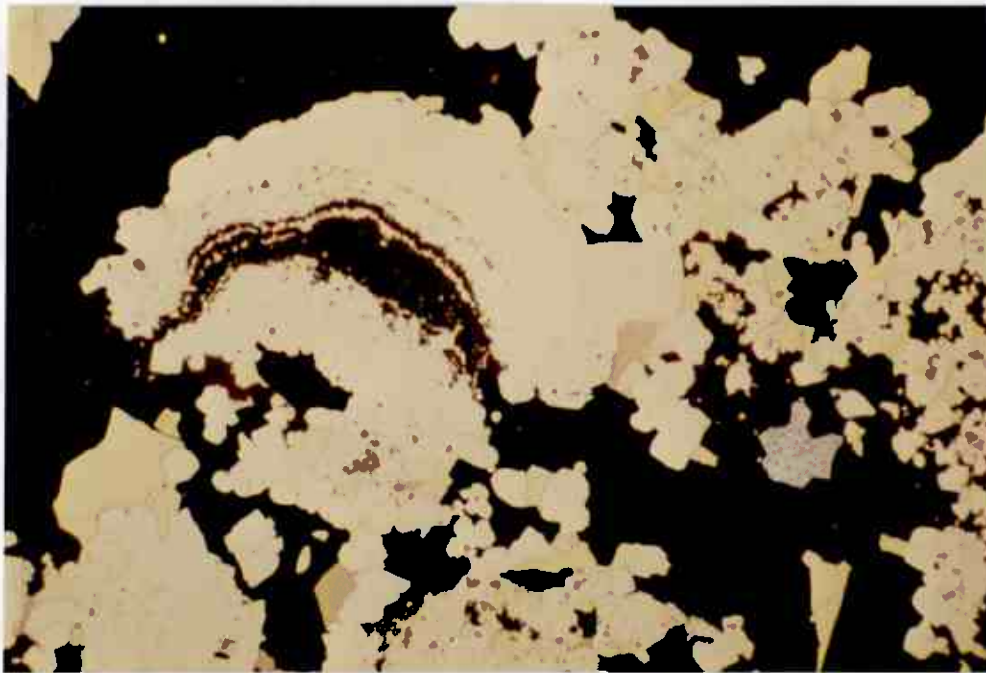


Abb. 2 Gelrelikte im quarzreichen Pyriterz

Bruchstück einer Pyritkonkretion oder -kruste hat gepanzert durch die Quarzmatrix Metamorphose und Deformation überdauert. Zinkblende schließt Bleiglanz Korn ein (rechter unterer Bildteil), daneben Verwachsungen von Kupferkies und Magnetkies mit Pyrit

Joma 387-m-Sohle, Probe 1.5., Bildlängskante 1,12 mm, // Nicols

7. Fortführung der Arbeiten

(W. Ließmann)

- Mikroskopische, chemische und mikroanalytische Untersuchung des in der Geländesaison 1985 gewonnenen Probenmaterials
- Berechnung der normativen Mineralbestände aus den chemischen Analysen der Nebengesteine (CIPW-Norm, Niggli-Werte, Rittmann-Norm), Darstellung der Ergebnisse in Korrelations- und Variationsdiagrammen
- Schwerpunktmäßige Untersuchung der Gesteine aus der Alterationszone, Klärung der metasomatischen Stoffbewegungen (z.B. Berechnung der Barthschen Standardzelle)
- Untersuchung der Spurenelementverteilungen in den alterierten Nebengesteinen des Joma-Erzkörpers und deren mögliche Variationen in Abhängigkeit vom Alterationsgrad
- Mikrosonderuntersuchung der Silikatmineralien
- Erstellung von Tetraederdiagrammen zur Darstellung der Verteilung der 4 Haupterzkomponenten; Modalbestände von Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende in den unterschiedlichen Erztypen
- Spezielles Studium der Erzfeingefüge (Pyritgenerationen) im Hinblick auf die Zusammenwirkung von Deformationen und Rekristallisationen während der Metamorphosestadien. Korrelation mit den tektonischen Ereignissen
- Aufbereitung ausgewählter Erzproben zur Anreicherung der Ag-Träger, Berechnung von Metallbilanzen
- Separierung der Haupterzmineralien (Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende) zur chemischen Bestimmung der Spurenelementgehalte (Co, Ni, Mn, Se, Ta)
- Mikroanalytische Untersuchung erzmikroskopisch ausgewählter Mineralverwachsungen zur Abschätzung der metamorphen P/T-Bedingungen :

Zinkblende - Geobarometrie

Arsenkies - Geothermometrie

- Vergleich der gewonnenen lagerstättenkundlichen Fakten mit denen anderer, vergleichbarer Erzvorkommen (z.B. Stekenjokk)
- Weiterentwicklung und Vervollständigung eines genetischen Modells.

8. Vergleich der Sulfid-Lagerstätten Zyperns und des japanischen Kuroko-Typs mit Joma

8.1. Zypern - Joma

In Tab. X ist zu erkennen, daß Beide Vererzungstypen an einen basaltischen Vulkanismus mit basischen Intrusionen gebunden sind. Im Gegensatz zu Joma treten im Verband mit den zyprischen Erzen auch intermediäre Magmatite auf. Bituminöse Schiefer gehören der Abfolge beider Vererzungsserien an.

Als Nebengesteine sind Ozeanboden-Basalte vorhanden (Joma + Zypern).

Die Cu- und Zn-Gehalte des Massiverzes sind gegenüber den Pb-Gehalten angereichert, wobei Zn in den zyprischen Erzen nur untergeordnet auftritt und Pb meist fehlt.

Im Gegensatz zu den karbonatreichen Joma-Erzen führen diejenigen Zyperns überwiegend Quarz.

8.2. Joma - Japanischer Kuroko-Typ

Die japan. Kuroko-Vererzung unterscheidet sich von Joma anhand ihrer intermediären und sauren Vulkanite und Intrusiva. Bituminöse Sedimente fehlen in Kuroko. Dazit und Rhyolithe der Kalkalkali-Reihe bilden die Nebengesteine dieser Vererzung.

In den Massiverzen sind sowohl die Gehalte an Cu und Zn wie auch an Pb hoch. Als Gangart treten Schwerspat, Quarz und untergeordnet Karbonat auf.

Die Kalkalkali-Gesteine der japan. Kuroko-Erze können als Inselbogen-Vulkanite angesehen werden. Für die zyprischen Lagerstätten sind Inselbogen-Vulkanite und Ozeanboden-Basalte typisch.

Intraplatten-Basalte und Ozeanboden-Basalte kennzeichnen die Gesteinsserien Jomas. Inselbogen-Vulkanite fehlen hier.

Diese Gegenüberstellung zeigt, daß der Joma-Erztyp aufgrund der unterschiedlichen Nebengesteinsvarietäten nicht mit der japan. Kuroko-Formation verglichen werden kann. Auch ergeben sich wenig Gemeinsamkeiten in Bezug auf Mineralinhalt und Zonierung.

Einige Parallelen zeichnen sich zwischen den Lagerstätten Zyperns und Joma ab. Beide Vererzungen sind in einem Dehnungsbereich über ozeanischer Kruste gebildet worden ($\Rightarrow$ Ozeanboden-Basalte). Die Niedrig-K-Tholeiite Zyperns deuten auf die Entstehung eines Inselbogens über dem Dehnungszentrum (Sawkins, F.J. 1984). Im Gegensatz dazu sind in Joma Intraplatten-Basalte am Gesteinsaufbau beteiligt.

Aufgrund noch fehlender Daten konnte eine detaillierte Gegenüberstellung nicht vorgenommen werden. Dies soll nach Erarbeitung weiterer geochemischer Fakten erfolgen und auf weitere Lagerstättentypen ausgedehnt werden.

	Jama	Kuroko-Typ	Zypren-Typ
Geologisches Alter	Kambrium - unteres Ordovizium	Miozän	Jura - Oberkreide
Geotektonische Situation	Becken zwischen einem Inselbogen und dem Kontinentalrand	Inselbogen	Obduzierte ozeanische Kruste (Ophiolith-Komplex)
Magmatismus	basische Extrusiva basische Intrusiva	Intermediäre - saure Extrusiva Intermediäre - saure Intrusiva	basische - intermediäre Extrusiva basische Intrusiva
Nebengesteine Vulkanite Plutonite Sedimente	Basalte (Pillowlaven) und Pyroklastite Serpentinite, Gabbros Phyllite, Graphitphyllite, Quarzite	Dazit- und Rhyolith-Laven Rhyolithdome Pelitische Gesteine (z.T. Mn-reich)	Basalte (Pillowlaven), Andesite, Pyroklastite Harzburgite, Dunite, Pyroxenite, Gabbros, Norite, Troctolith Schwarzschiefer
Lagerstätteninhalt Erztypen und Erzstratigraphie (vom Hang. z. Lieg.)	Cu - Zn - führendes Kieserz Zn-führ. Pyritierz $\text{FeS}_2 \gg \text{ZnS}$ Cu-reiches Pyritierz $\text{FeS}_2 \gg \text{CuFeS}_2$ Kupferkies-Magnetkies-Erz $\text{FeS} \quad \text{CuFeS}_2 \gg \text{FeS}_2$ Magnetitierz $\text{Fe}_3\text{O}_4 \gg \text{Sulfide}$	Pb - Cu - Zn - führendes Kieserz Quarz-Hämatit $\text{Qz. Fe}_2\text{O}_3 \gg \text{BaSO}_4 \gg \text{Sulfide}$ Baritierz $\text{BaSO}_4 \gg \text{Sulfide}$ Schwarzerz (Kuroko) $\text{ZnS. BaSO}_4 \gg \text{FeS}_2 \gg \text{PbS} \gg \text{Fahlerz}$ Gelberz $\text{CuFeS}_2 \quad \text{FeS}_2 \gg \text{Qz}$ Pyritierz $\text{FeS}_2 \gg \text{CuFeS}_2 \gg \text{ZnS}$ Gips-Anhydrit-Erz $\text{CaSO}_4 \gg \text{Sulfide}$	Cu-führendes Kieserz Terra Umbra: Mn-reiche chem. Präzipitate einer postvulk. therm. Aktivität Ocker: Fe-reiche, submarin, verwitterte Erze Cu-reiches Pyritierz: Pyromarkasit $\text{CuFeS}_2 \gg \text{ZnS}$
Metallgehalte (gesamter Erzkörper) Gangarten	1,5% Cu, 1,8% Zn, 0,1% Pb, 18 ppm Ag, 0,1 ppm Au sehr viel Karbonat, untergeordnet Quarz	2% Cu, 5% Zn, 1,5% Pb, 95 ppm Ag, 1,5% ppm Au Barit, Quarz, untergeordnet Karbonat	1,1% Cu, 0,07% Zn, SpPb, SpAg, SpAu Quarz
Paragenese	s. Tab. a	s. Tab. b	s. Tab. c
Zonierungen	vertikale Zonierung: A Massives Erz Hang.: Zn - reich B "Bänderz" (lokal) Lieg.: Cu - reich C Dissimiliertes Erz	vertikale Zonierung: A Massiverz Hang.: Pb Zn Ag - reich B Silifiziertes Lieg.: Cu - reich Stockwerkerz	vertikale Zonierung: A Ocker B Massives Erz C Massives silifiziertes Erz (stark vererzte Lava) D Stockwerkerz
Geonemische Charakterisierung der Nebengesteine	Ozeanboden-Basalte (tholeiitisch) Intraplatten-Basalte (alkalisch)	Inselbogen-Vulkanite der Kalkalkali-Reihe (Dazit und Rhyolithe)	Ozeanboden-Basalte (tholeiitisch) Inselbogen-Vulkanite (Niedrig K-Tholeiite)
Nebengesteinsalterationen	starke Alterationen im Liegenden des Erzes schwache im Hangenden Karbonatisierung Chloritisierung Albitisierung	starke Alterationen sowohl im Liegenden (konzentrisch um Stockwerk-Zone herum) als auch im Hangenden Silifizierung Serizitisierung Chloritisierung	Alterationen im Liegenden Silifizierung Argillitisierung Chloritisierung
Isotopenverhältnisse Schwefel isotope Sauerstoff isotope	_____	^{34}S - Durchschnittswerte: Pyrit 6%, Kupferkies 4,5%, Zinkblende 5%, Bleiqlanz 2%, Barit 23,5%, Gips 22,5% Die ^{34}S - Werte nehmen zum Hangenden hin ab ^{18}O - Durchschnittswerte: Barit 6 - 9%, Anhydrit 11 - 14%	^{34}S - Durchschnittswerte für Pyrite: Ocker : 3,4%, Massives Erz : 4,3%, Gänge : 4,8%, Stockwerk : 5,1% Die ^{34}S - Werte nehmen zum Hangenden hin ab ^{18}O - Durchschnittswerte für Gesamtgesteine: Gabbros 6,0%, Metadolerite 5,4%, untere Pillowlava 14,1%, obere Pillowlav 14,1%

9. Literaturverzeichnis

- Baker, P.E. (1968) : Comparative Volcanology and Petrology of the Atlantic Island-Arcs
Bulletin volcanologique, 32, S. 189 - 206
- Baker, P.E. (1972) : Volcanism at destructive plate margins
Journal of earth sciences, 8, 2, S. 183 - 195
- Bernauer, F. (1932) : Das Tote Feld auf der Insel Vulcano
Geol. Rundschau Bd. 23 a, S. 32 - 38
- Böttcher, W. (1967) : Die Verteilung der Hauptelemente Silizium, Aluminium, Eisen, Magnesium, Calcium, Natrium und Kalium bei der fraktionierten Kristallisation eines basaltischen Magmas, untersucht am Beispiel der Tiefengesteine des Troodos - Komplexes der Insel Zypern. -
Diss. TU Clausthal
- Cann, J. R. (1970) : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some Ocean Floor Basaltic Rocks
Earth and Planetary Science Letters, 10, S. 7 - 11
- Cann, J. R. (1971) : Major element variations in ocean - floor basalts
Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A, 268, S. 495 - 505
- 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)
- Cyprn: Lagerstättenkundlich - geologisch - petrographisches Inventar eines Ophiolit Komplexes.
Teil 1: Vorbereitende Themenkreise. Exkursion des Lehrstuhls für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde der Technischen Universität Clausthal 1978 (Unveröff.)
- Abschlußberichte zur Cyprn - Exkursion 1978
Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde der TU Clausthal (Unveröff.)
- Engel, A. E. J., Engel, C. G., Havens, R. G. (1965) : Chemical Characteristics of Oceanic Basalts and the Upper Mantle
Geological Society of America Bulletin, v. 76, S. 719 - 734

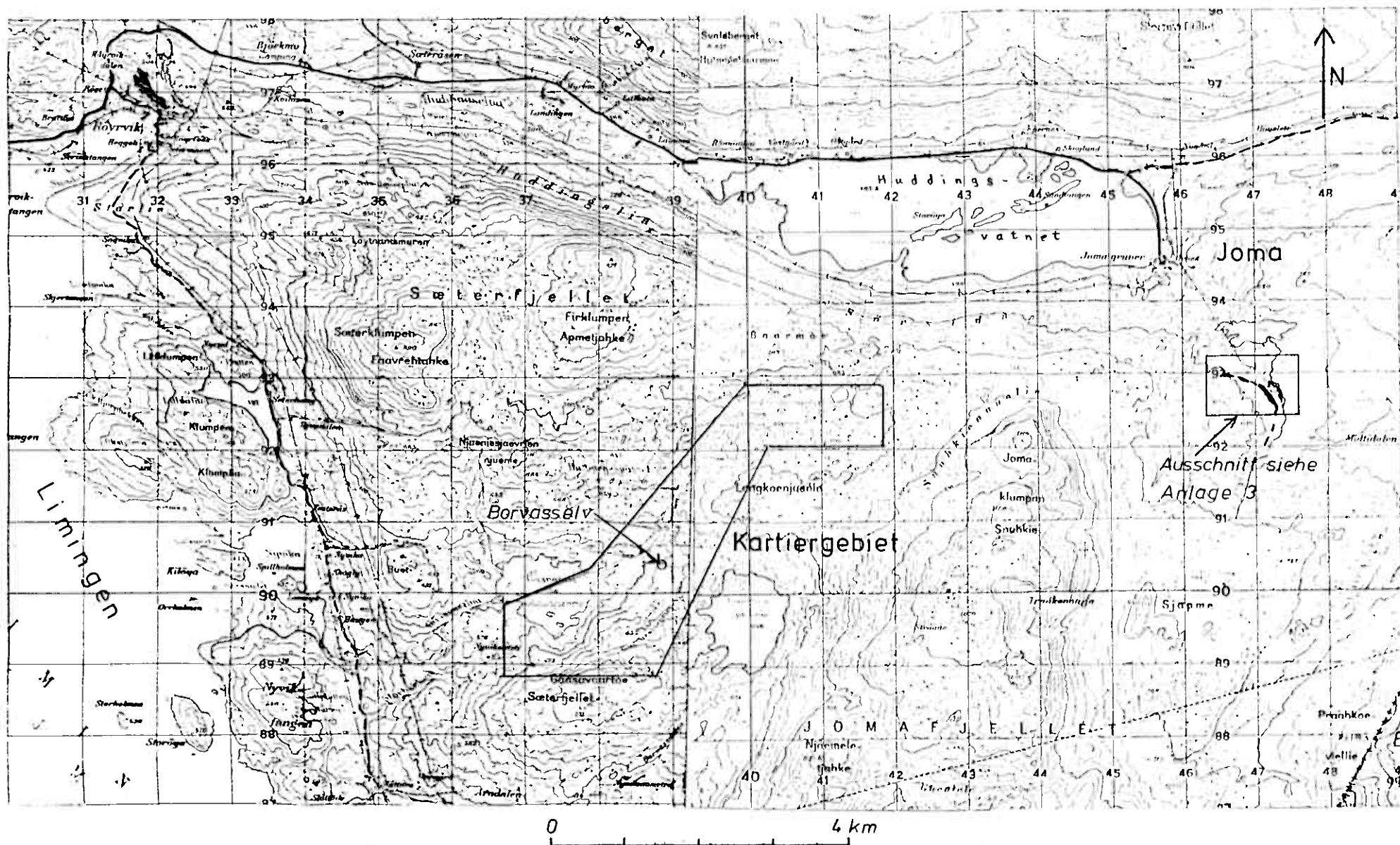
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. (1975) : Magma Type and Tectonic Setting Discrimination using Immobile Elements
Earth and Planetary Science Letters, 27, S. 211 - 218
- Floyd, P. A. (1976) : Geochemical Variation in the Greenstones of S.W. England
Journal of Petrology, Vol. 17, Part 4, S. 522 - 545
- Franklin, J. M. et. al. (1981) : Volcanic - Associated Massive Sulfide Deposits
Econ. Geol. 75th Anniversary Vol. pp 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, S. 380 - 390
- Hart, S. R. (1970) : Geochemistry of Basaltic Rocks
Carnegie Institution of Washington, Year Book 70, (1970 - 1971), Department of Terrestrial Magnetism, S. 353 - 355
- Hart, S. R. (1971) : K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts
Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 268, S. 573 - 587
Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington
- Heaton, T. H. E. & Sheppard, S. M. F. (1977) : Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea - water - hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus. -
In: Volcanic processes in ore genesis (42 - 57). Ed. by The Institution of Mining and Metallurgy and The Geological Society of London.
- Hutchison, M. N. et. al. (1980) : Sphalerite Geobarometry applied to metamorphosed Sulfide Ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians
Norges Geol. Undersøkelse, no. 360, pp 59 -71
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. (1971) : A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks
Canadian Journal of Earth Sciences, 8, S. 523 - 548

- Jakes, P., White, A. J. R. (1970) : K/Rb ratios of rocks from island arcs
Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol 34, S. 849 - 856
- Jakes, P., White, A. J. R. (1972) : Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas
Geological Society of America Bulletin, v. 83, S. 29 - 40
- Karig, D. E. (1971) : Origin and development of marginal Basins in the western Pacific
J. Geophys. Res. 76, S. 2542
- Kortan, O. (1970) : Zur Bildung der Schwefelkies - Kupferkies - Vorkommen Zyperns unter besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte Skouriotissa. -
Diss. TU Clausthal. 256 S., 20 Taf., 1 Tab., 42 Bilder.
- Kretschmar, U. & Scott, S. D. (1976) : Phase Relations Involving Arsenopyrite in the System Fe-As-S and their Application
Canadian Mineralogist, Vol. 14, pp 364 - 386
- Kuno, H. (1966) : Lateral Variation of Basalt Magma Type Across Continental Margins and Island Arcs
Bulletin of volcanologie, 29, S. 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. Vol. 69, pp 1215 - 1236
- Leake, B. E. (1978) : Nomenclature of Amphiboles
American Mineralogist, Vol. 63, S. 1023 - 1052
- MacDonald, G. A., Katsura, T. (1964) : Chemical Composition of Hawaiian Lavas
Journal of Petrology, Vol. 5, Part 1, S. 82 - 133

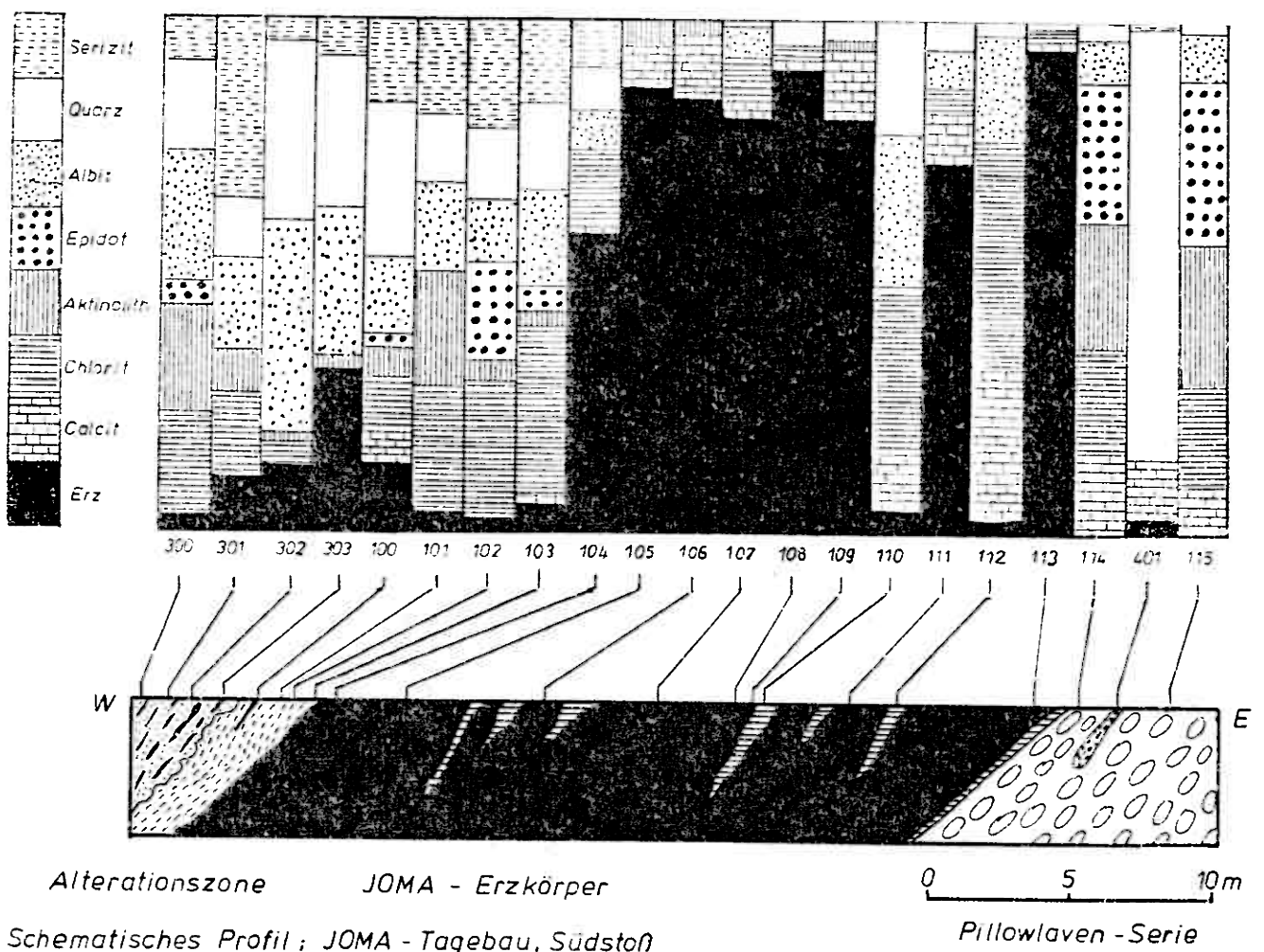
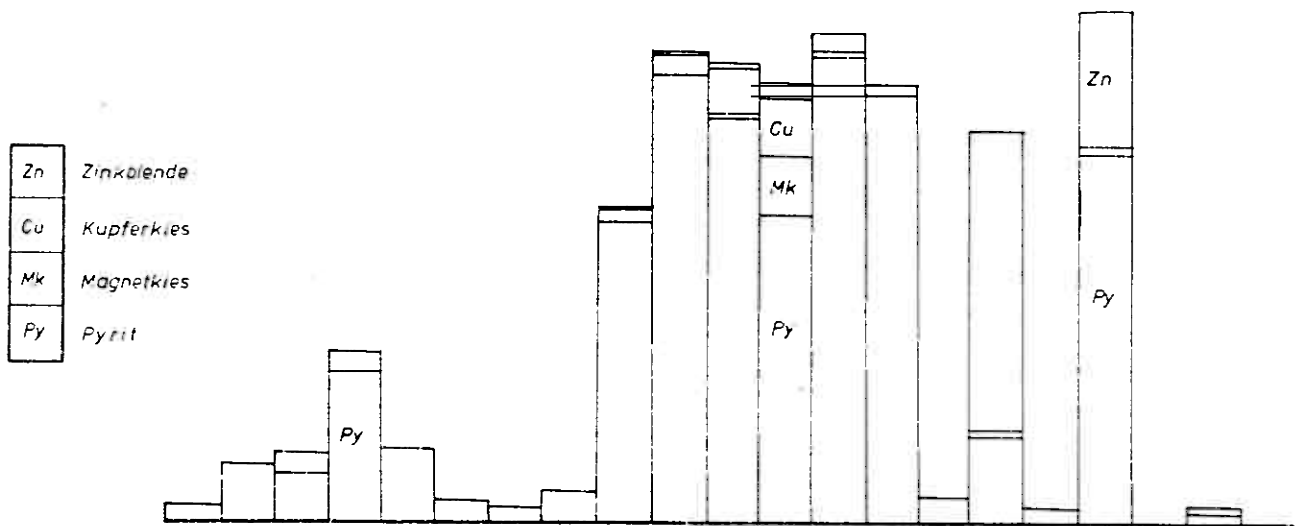
- Molvik, T. et. al. (1984) : Sølv og Sølvminerale i norske kismalmer og deres oppredningsprodukter
Teknisk Rapport No. 64, Trondheim
- Manson, V. (1968) : Geochemistry of basaltic rocks: major elements
In Hess, H. H., + Poldervaart, A. (eds.) Basalts- the Polder-
vaart treatise on rocks of basaltic composition, 1, S. 214 - 269,
Wiley + Sons, New York
- Milowskii, A. U. (1964) : Chromium, Vanadium and Nickel in Ortho-
and Para-Metamorphic Rocks
Geokhimiya, No. 9, S. 893 - 897
- Nockolds, S. R. (1954) : Average Chemical composition of some
igneous rocks
Bulletin Geolog. Soc. Amer. 65, S. 1007 - 1032
- Pearce, J. A., Cann, J. R. (1973) : Tectonic Setting of Basic
Volcanic Rocks Determined using Trace Element Analyses
Earth and Planetary Science Letters, 19, S. 290 - 300 .
- Pearce, A. (1975) : Basalt geochemistry used to investigate post
tectonic environments on Cyprus.
Tectonophysics 25, 41 - 67, 11 Sig., Amsterdam
- Pearce, T. H., Gorman, B. E., Birkett, T. C. (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, S. 419 - 426
- Pearce, J. A. (1976) : Statistical Analysis of Major Element
Patterns in Basalts
Journal of Petrology, Vol. 17, Part. 1, S. 15 - 43
- Pearce, J. A., Gale, G. H. (1976) : Identification of ore-deposition
environment from trace-element-geochemistry of associated
igneous host rocks
The Institution of Mining and Metallurgy, The Geological
Society of London

- Plyusnina, L. P. (1982) : Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages
Contr. Mineral. Petrol. 80, S. 140 - 146
- Prinz, M. (1968) : Geochemistry of basaltic rocks : trace elements
In Hess, H. H.; + Poldervaart, A. (eds.) Basalts - the Polder-
vaart treatise on rocks of basaltic composition, 1, S. 271 - 323,
Wiley + Sons, New York
- Reinsbakken, A. (1984) : The hostrock lithologies and ore types
of the Joma deposit.
A preliminary report, Dec. 1984, Unpub.
- 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. (78 - 79)
- Sawkins, F. J. (1984) : Metal Deposits in Relation to Plate-
Tectonics
Springer-Verlag
- Scott, S. D. & Barnes (1971) : Sphalerite Geothermometry and
Geobarometry
Econ. Geol., Vol. 66, pp 653 - 669
- Scott, S. D. (1973) : Experimental Calibration of the Sphalerite-
Geothermometer
Econ. Geol., Vol. 68, pp 466 - 474
- Stephens, M. B. (1982) : Field Relationships Petrochemistry and
Petrogenesis of the Stekenjokk Volcanites Central Swedish
Caledonides
Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, Nr. 786,
Avhandlingar och Uppsatser, Årsbok 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. Vol. 79, pp 1442 - 1478

- Sundblad, K. et. al. (1984) : Sphalerite Geobarometry and Arsenopyrite Geothermometry Applied to Metamorphosed Sulfide Ores in the Swedish Caledonides
Econ. Geol., Vol. 79, pp 1660 - 1668
- Tilley, C. E., Muir, J. D. (1967) : Tholeiite and Tholeiitic Series
Geol. Mag., Vol. 104, No. 4, S. 337 - 343
- Wedepohl, K. H. (1975) : The Contribution of Chemical Data to Assumptions about the Origin of Magmas from the Mantle
Fortschr. Min., 52, 2, S. 141 - 172
- 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, S. 459 - 469
- Windley, B. F. (1977) : The evolving Continents. - 385 p.,
John Wiley and Sons,
Chichester, New York, Brisbane, Toronto
- Wolff, D. (1964) : Untersuchungen zur Genesis der Kieslagerstätten in Cypern.-
Diss. TU Clausthal



Lage des Kartiergebietes und der Grube Joma , SE bzw. E von Royrvik / Nord-Trøndelag
(verkleinerter Ausschnitt der top. Karte Norwegen 1:50000, Blatt 1924 I u.IV)



Modalbestände von Erz und Nebengestein eines Profils durch den Joma - Erzkörper (Südstoß des Tagebaus)

Schwach vererzter Serizit-Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer mit Karbonatlinsen

Massives, gebändertes Kupferkiesreiches Pyritierz, mit Magnetkieslagen und dünnen Chlorit-Serizit-Aktinolith-Albit-Schiefer Zwischenmitteln

Massives Pyrit - Magnetkies - Erz
(Linse, etwa 5 m verfolgbar)

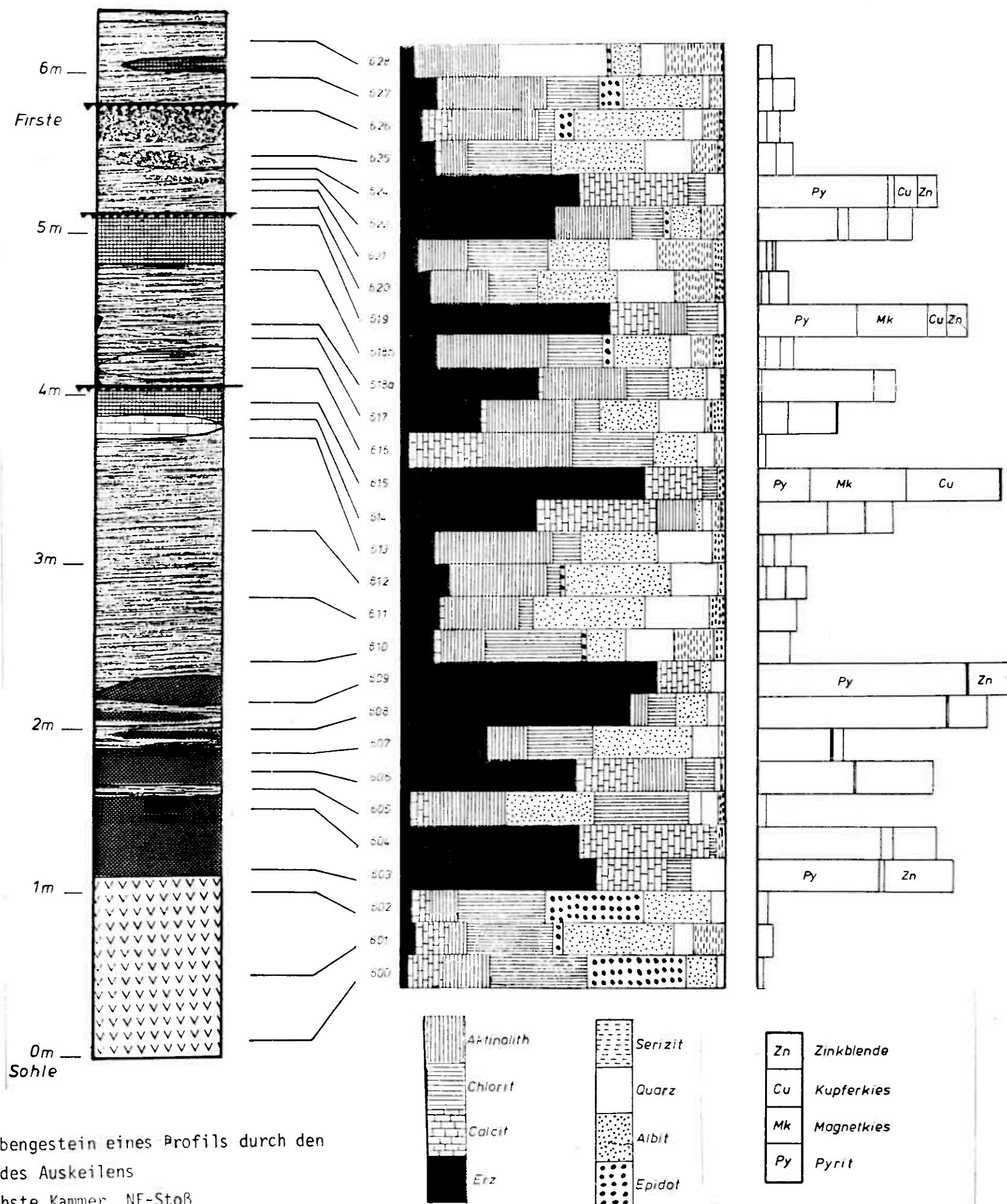
Wechselagerungen von Quarz-Albit-Schichten mit Albit-Aktinolith-Chlorit-Schichten, absetzig mit Kupferkies und Magnetkies vererzt

Massives Kupferkies-Magnetkies-Erz, im Liegenden verzahnt mit einer Marmorbank

Gebänderte Albit-Chlorit-Schiefer mit Magnetkies- und Kupferkiesimprägnation, z.T. auch schichtparallele Schnüre und Linsen

Zinkblendeführendes massives, karbonatreiches Pyritierz, gelegentlich derbe Zinkblendeschlieren und cm-mächtige Karbonatlagen eingeschaltet
Scharfer Kontakt des Erzlagers

Massiger Grünstein mit Karbonatlinsen
nahe des Erzkontaktes schwache Py-Imprägnation



Modalbestände von Erz und Nebengestein eines Profils durch den
Joma - Erzkörper im Bereich des Auskeilens
387 - m -Sohle , nordwestlichste Kammer, NE-Stoß

zu Anlage 3

Fig. 1 F 2 - Falten und Störungen im sehr kupferreichen Teil der Lagerstätte. Das hier sehr typisch ausgebildete Kupferkies-Magnetkies-Breccienerz ist an eine alte F 1 -Überschiebungsbahn gebunden.

Joma 375-m-Sohle, östliche Auffahrung nach N, Weststoß

Fig. 2 Kupferkies-Magnetkies-Erz auf einer F 1 - Überschiebungsbahn am hangenden Kontakt des Erzkörpers. Eine auskeilende, dunkle Schieferlinse wurde während der tektonischen Beanspruchung stark zerschert und brecciiert.

Joma 387-m-Sohle, östliche Auffahrung nach S, Weststoß

Fig. 3 Kupferkies-Mobilisate auf F 2 - Strukturen am liegenden Kontakt des Erzkörpers. In einer Probe des Mobilisats konnten 250 ppm Ag analysiert werden.

Joma 375-m-Sohle, westliche Auffahrung ins Liegende, Weststoß



Massives Cu-reiches Pyriterz



Grünschiefer



Karbonatisches Pyriterz



heller Albit-Aktinolith-Chlorit-Schiefer



Kupferkies-Magnetkieserz
(Breccienerz)



dunkler Amphibol-Biotit-Chlorit-Schiefer



Kupferkies + Magnetkies-
Mobilisate



Marmor

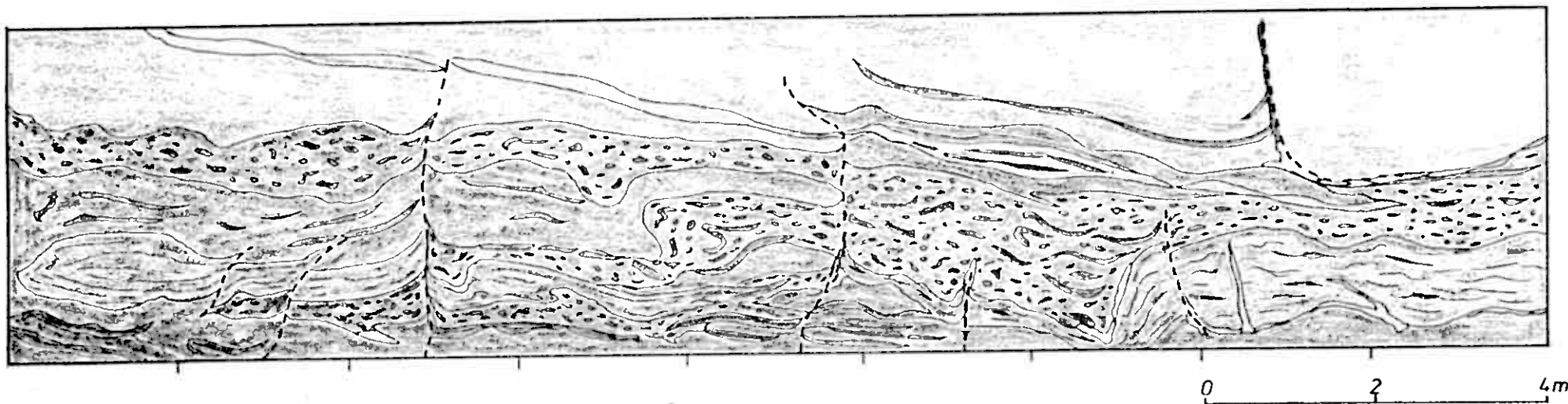


Fig. 1

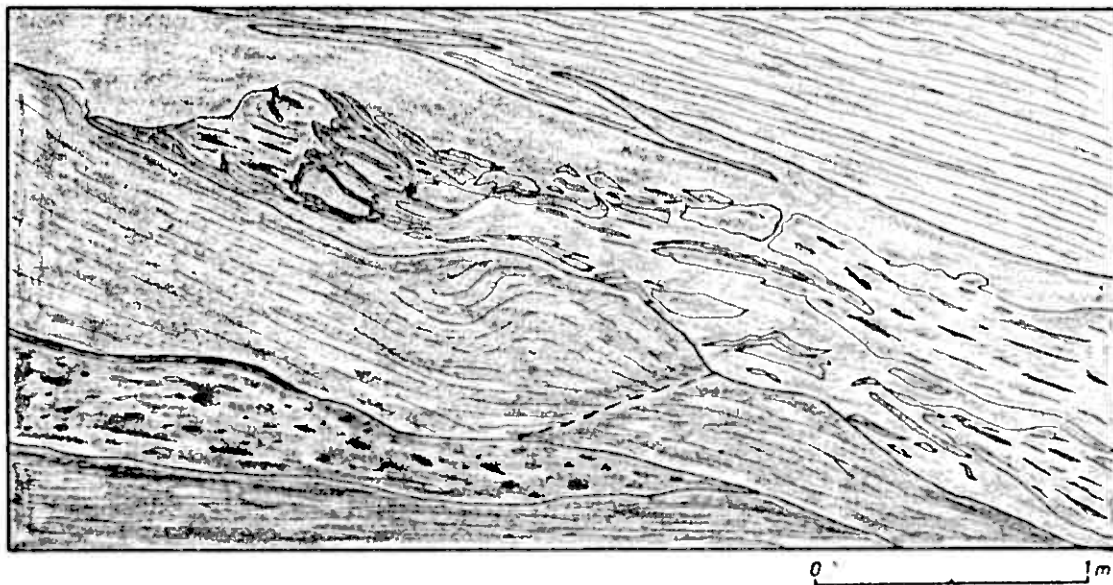


Fig. 2

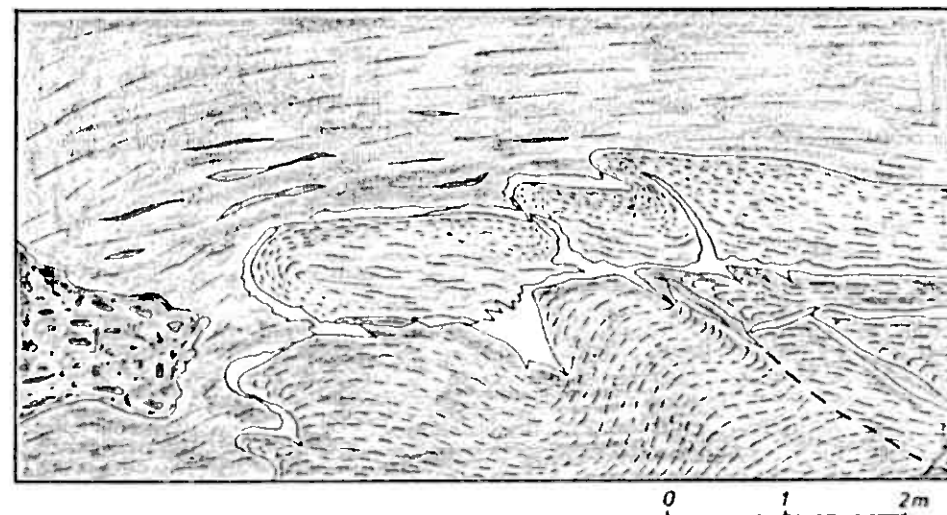


Fig. 3