

**ZUR GEOLOGIE UND LAGERSTÄTTENBILDUNG
DES KUPFERVORKOMMENS DER GRUBE
REPPARFJORD,**

ULVERYGGEN AM REPPARFJORD, FINNMARK, NÖRWEGEN.

INAUGURAL - DISSERTATION

**ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES DER NATURWISSENSCHAFT-
LICHEN FAKULTÄT DER JOHANN WOLFGANG GOETHE-UNIVERSITÄT
ZU FRANKFURT AM MAIN, VORGELEGT VON**

DIPL.-GEOL. BERNHARD STRIBNY

FRANKFURT AM MAIN IM DEZEMBER 1980

3174

**ZUR GEOLOGIE UND LAGERSTÄTTENBILDUNG
DES KUPFERVORKOMMENS DER GRUBE
REPPARFJORD,**

ULVERYGGEN AM REPPARFJORD, FINNMARK, NORWEGEN.

INAUGURAL - DISSERTATION

**ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES DER NATURWISSENSCHAFT-
LICHEN FAKULTÄT DER JOHANN WOLFGANG GOETHE-UNIVERSITÄT
ZU FRANKFURT AM MAIN, VORGELEGT VON**

DIPL.-GEOL. BERNHARD STRIBRNY

FRANKFURT AM MAIN IM DEZEMBER 1980

Gedruckt mit Genehmigung der Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Johann Wolfgang Goethe-Universität zu
Frankfurt am Main.

Dekan Prof. Dr. H. Fueß
Berichterstatter Prof. Dr. H. Urban
Berichterstatter Prof. Dr. K. v. Gehlen

Tag der mündlichen Prüfung 16.3.1981 .

Vorwort

Herrn Prof. Dr. H. Urban, Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt/M., gilt mein besonderer Dank für die Anregung und Betreuung der vorliegenden Arbeit.

Der Firma Folldal Verk 1/3 und ihren Mitarbeitern, insbesondere Herrn Direktor O. Busum und dem ehemaligen Grubendirektor Herrn P. Paulsen sowie dem Prospektionschef Herrn Dr. J. Mein, sei für die großzügige technische und finanzielle Unterstützung der Gelände- und Laborarbeiten gedankt.

Auch bei allen Kollegen und Mitarbeitern des Institutes, die meine Arbeit unterstützten, möchte ich mich an dieser Stelle bedanken.

Inhaltsverzeichnis

I.	Einleitung	Seite 1
I.1	Geographische Lage, Morphologie, Klima, Vegetation, Böden, Oberflächenbeschaf- fenheit und Oberflächennutzung, Sied- lungen und Verkehr	2
I.2	Die Grube Repparfjord-Geschichte und Technik ..	5
I.3	Bisherige geowissenschaftliche Arbeiten	10
II.	Regionale Geologie	12
III.	Regionale Tektonik	22
IV.	Tektonik der Grube Repparfjord	26
IV.1	Erläuterungen der verwendeten Begriffe des tektonischen Inventars	28
IV.2	Beschreibung der Gefügediagramme	33
V.	Geologie der Grube Repparfjord	53
V.1	Präkambrium	53
V.1.A	Raipaa-Suite	53
V.1.A.1	Repparfjord-Gruppe	53
V.1.A.1.1	Holavann-Formation	53
V.1.A.2	Galtvann-Gruppe	55
V.1.A.2.1	Steinfjell-Formation	55
V.1.A.2.2	Djupelv-Formation	59
V.1.A.2.3	Fiskovann-Formation	60
V.1.B	Intrusionen	61
V.1.B.1	Pyroklastische Intrusivgesteine	61
V.1.B.2	Dioritporphyritische Intrusivgesteine	64
V.2.	Eokambrium und Kambrium	65
V.3	Quartär	65
V.3.A	Glaziale Verwitterungsbildungen des Pleistozäns	65
V.3.B	Holozäne Verwitterungsbildungen	66
VI.	Petrographie und Mineralogie der Grube Repparfjord	68
VI.1	Die Feinkonglomerate der Steinfjell- Formation	68

VI.1.A	Korngrößenverteilung und Mineralanteile.....	69
VI.1.B	Durchlichtmikroskopie	71
VI.1.C	Die Verteilung der Erzminerale	72
VI.1.D	Auflichtmikroskopie	85
VI.2	Feinklastische Horizonte in den Feinkonglo- meraten der Steinfjell-Formation.....	111
VI.3	Pyroklastische Intrusiva	113
VI.4	Dioritporphyritische Intrusiva	116
VII.	Geochemie	119
VII.1	Bisherige geochemische Untersuchungen	119
VII.2	Aufgabenstellung und Durchführung	122
VII.3	Geochemische Charakterisierungen	125
VII.3.A	Kupfer	125
VII.3.B	Nickel	130
VII.3.C	Blei	131
VII.3.D	Zink	132
VII.3.E	Cobalt	133
VIII.	Geophysik	135
VIII.1	Bisherige geophysikalische Untersuchungen	135
VIII.2	Aufgabenstellung, Durchführung und Ergebnisse	136
IX.	Diskussion	137
IX.1	Stratigraphie	137
IX.2	Petrofazies und Bildungsmilieu	139
IX.3	Tektonik	143
IX.4	Metamorphosen	145
IX.5	Erzmineralisation	147
X.	Folgerungen hinsichtlich der geologischen Entwicklungsgeschichte und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord	154
X.1	Sedimentationszeit	154
X.2	Diagenese	160
X.3	Kontaktmetamorphosen	161
X.4	Karolische, regionale Thermo-Dynamometa- morphose	161
X.5	Karolische Orogenese	162
X.6	Präkambriische Verwitterung	163

X.7	Dokambrisch-kambrische Transgression	163
X.8	Kaledonische Versenkungsmetamorphose	164
X.9	Kaledonische Orogenese	164
X.10	Postkaledonische Verwitterung	166
XI.	Die Mineralisation der Lagerstätte Reppar- fjord im Vergleich zu Lagerstätten und Vorkommen ähnlichen Typs	167
XII.	Zusammenfassung	172
XIII.	Literaturverzeichnis	178

Lebenslauf

Eidesstattliche Erklärung

Akademische Lehrer

163 Seiten

82 Abbildungen

4 Tabellen

5 Tafeln

11 Anlagen

I. Einleitung

I.1 Geographische Lage, Morphologie, Klima, Vegetation, Böden, Oberflächenbeschaffenheit und Oberflächennutzung, Siedlungen und Verkehr.

Geographische Lage: Das Kupfervorkommen am Ulveryggen und die Grube Repparfjord liegen auf der nördlichen Breite von $70^{\circ}26'$ und der östlichen Länge von $24^{\circ}13'$ in dem Gebiet der Kommune Kvamsund, Finnmark, Norwegen (Abb. 1).

Von Kvalsund erstreckt sich der ca. 15 km lange Repparfjord nach Südosten bis zur Deltamündung des Repparfjordelv (Repparfjordfluß). 2 km vor der Mündung stehen am Südwestufer des Fjordes die Werksgebäude und die Flotation der Grube Repparfjord. Von hier aus führt eine Werksstraße zum Ulveryggen (Wolferücken), einem 529 m hohen Höhenzug, der parallel dem Streichen der geologischen Formationen Südwest-Nordost verläuft. Auf seiner Südostflanke liegen in 425 m Höhe die Lagerstätte und die vier Tagebaue. Das Lager besitzt eine Südwest-Nordost streichende Länge von ca. 1,8 km und eine durchschnittliche Breite von 50 m.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Umgebung der Grube, ca. 20 km^2 , auf Spezialkarten im Maßstab 1:5000 geologisch kartiert. Dieses Gebiet liegt auf der topographischen Karte von Norwegen Serie M 711, Blatt 1935-1 Repparfjord, Maßstab 1:50 000.

Morphologie: Von der Südwestküste des Repparfjordes weg streichen nach Südwesten Höhenzüge, die durch mit ihnen ziehende Täler getrennt werden. Die Bergketten erreichen eine durchschnittliche Höhe von 450-500 m ü.N.N. Die höchste Erhebung im Arbeitsgebiet ist der Ulveryggen mit 529 m ü.N.N. Die Morphologie ist deutlich geprägt von den Spuren der quartären Vereisung. Sie schuf das ca. 3 km breite U-Tal des Repparfjordes, in das die Bäche Indre und Ytre Djupelv sowie Vestre und Østre Ariselv aus übersteilten Nebentälern das Kartiergebiet entwässern. Glazial gebildet ist auch das steile Relief der Erhebungen, die dem

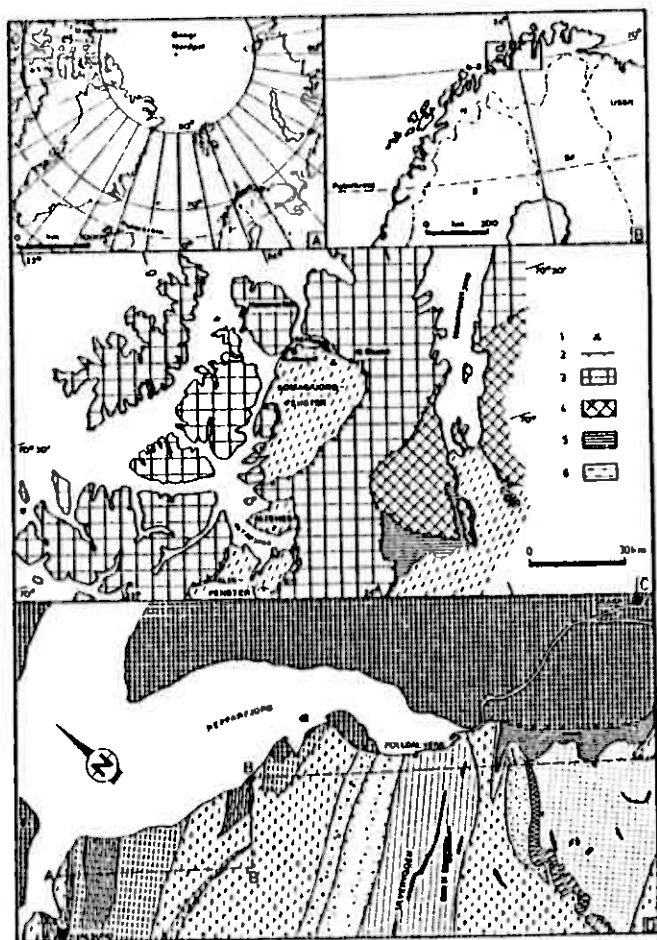


Abb. 1 Geographische Lage der Grube Repparfjord und regionalgeologische Übersicht

- 1.A Geographische Übersichtskarte
- 1.B Geographische Lage und politische Grenzen
- 1.C Regionalgeologische Übersichtskarte des Komagfjord- und (Kvaenangen-) Alta-Altenes Fensters. Legende: 1. Grube Repparfjord, 2. Deckengrenzen, 3. Kolvikdecke, 4. Gaissadecke, 5. Eokambriisch-kambrisches Autochthon, 6. Präkambrium.
Karte verändert nach GAYER & ROBERTS (1973)
- 1.D Geologische Übersichtskarte des nordöstlichen Komagfjordenfensters. Legende siehe Abb. 4.
Karte verändert nach REITAN (1963)

Gelände einen beinahe alpinen Charakter verleihen. Unterstützt wurde die Reliefversteilung auch durch die Anhebung der skandinavischen Westküste im Postglacial. Davon zeugen ältere Strandlinien und Strandterassen, die in der Finnmark bis zu 80 m über dem Meeresspiegel liegen. An den Seitenhängen des Repparfjordes lassen sich diese Brandungsplattformen in bis zu 60 m Höhe u.N.N. verfolgen.

Klima: Die Region gehört dem polaren kalt-nivalen Klimagürtel an. Der Einfluß des Golfstroms bewirkt, daß Inlandeis hier in Höhen über 900 m weichen muß; so zum Beispiel der Gletscher auf der benachbarten Insel Seiland. Die nördliche Breite des Geländes von $70^{\circ}26'N$ entspricht etwa der Lage von Nordalaska und Mittelgrönland (Abb. 1A). Die durchschnittliche Temperatur am Repparfjord beträgt im Januar -1° bis $-7^{\circ}C$, im Juli 10° bis $16^{\circ}C$, wenngleich in den Sommermonaten sporadisch Temperaturen bis 5° oder $30^{\circ}C$ auftreten können. Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei $1,5^{\circ}C$. Niederschläge fallen im Januar 25-50 mm, im Juli 35-60 mm und im Oktober 50-100 mm. Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt ca. 676 mm. Erst Mitte Juni ist der Schnee soweit abgetaut, daß eine geologische Geländearbeit möglich wird. Die Geländesaison dauert bis Mitte September. Dann setzen wieder die ersten Schneefälle ein, welche die Oberfläche bis auf Meereshöhe bedecken können. In diesem relativ kurzen Sommer steht die Sonne jedoch zwei Monate lang über dem Horizont.

Vegetation: Das Gebiet ist ein in der Tundraregion gelegenes Ödland. Die Vegetation ist spärlich. Nur an der Küste und in den unteren Tallagen findet man 4 bis 6 m hohe Polarbirken. Nadelbäume fehlen. In Standorten über 200 m existieren nur noch niedere Pflanzen, vor allem Gräser, kleine Beerensträucher, Moose und Flechten. Charakteristisch ist das Auftreten der Kupferblume *Viscaria alpina* in der Umgebung der Lagerstätte. Dieses 10 cm hohe Nelkengewächs (Caryophyllaceae) mit einer violetten Doldenrispe ist fast nur auf kupferhaltigen Böden zu finden. Man beachtet sie deshalb bei der Prospektionsarbeit in diesen Gebieten als Anzeiger für anormal hohe Kupferkonzentrationen im Boden. Die Höhen über 400 m sind weitgehend frei von Vegetation.

Böden: Durch die klimatischen Verhältnisse dieser Region ist die physikalische Erosionswirkung deutlich größer als die chemische Verwitterung. Das steile Relief begünstigt ein Abschwenmen der Verwitterungslockermassen. So sind Bodenbildungen auf Talauen, Terrassen- und Verebnungsflächen sowie auf geschützte Hanglagen beschränkt. Aus den gleichen Gründen treten auch hauptsächlich sandige und stark steinige Böden mit geringem Feinkornanteil auf. Zudem stammt ein Großteil des Lockermaterials aus ungelagerten Moränenkiesen, die als weitgestufte Kies-Sand-Gemische resedimentiert werden. Der Humusanteil ist des spärlichen Pflanzenwuchses wegen meist gering. Nur auf stärker bewachsenen Verebnungsflächen und in den Tälern kommt es zur Bildung humoser, meist saurer Tundrenböden.

Oberflächenbeschaffenheit und Oberflächennutzung: Auf ca. 45 % der Fläche des Kartiergebietes tritt das anstehende Gestein frei zu Tage. Ca. 15 % nehmen die ausgewaschenen Blockhalden der Grundmoränen ein, die in weiten Hochtälern und auf Hochflächen regelrechte Steinwüsten bilden. 5 % werden von blockigem Hangschutt und Schuttfächern bedeckt. 34 % der Oberfläche überdecken Böden. Ca. 1 % nehmen künstliche Aufschüttungen und Grubenhalden ein. Diese Zahlen zeigen, daß dem kartierenden Geologen sehr gute Aufschlußverhältnisse zur Verfügung stehen.

Klima und Bodenbeschaffenheit lassen im Kartiergebiet keine ackerbauliche Nutzung zu. Die spärliche Vegetation bietet lediglich für Rentierhaltung und Schafzucht die nötige Rohstoffgrundlage.

Siedlungen und Verkehr: Das Kartiergebiet ist mit Ausnahme von ca. 10 Häusern an der Fjordküste und den Werkagebüden der Grube unbesiedelt. Die nächsten Ortschaften sind Kvalsund und Skaidi. Kvalsund hat etwa 300 Einwohner und liegt 13 km nordwestlich des Werkes. 12 km im Südosten befindet sich Skaidi mit ungefähr 200 Einwohnern. Das Werk und die beiden Orte sind mit der nächsten, 50 km im Nordwesten gelegenen Stadt Hammerfest durch die Reichsstraße 910 verbunden. Sie folgt dem Südostufer des Repparfjordes und führt über die Kvalsund-Brücke nach Hammerfest. Die Straße ist neben der Schifffahrt der Hauptverkehrsträger. An eine Eisenbahnlinie ist Nordnorwegen nicht angeschlossen. Der nächste internationale Flughafen ist in Alta,

welches von Skaidi über die Reichsstraße 50 nach 80 km zu erreichen ist. Hammerfest besitzt lediglich einen Kleinflughafen.

Außer über die 5 km lange Werksstraße von der Küste zu den Tagebauen, ist das übrige Kartiergebiet unwegsam und zumeist nur zu Fuß erschließbar. Die Geländebeschaffenheit läßt den Einsatz auch von allradgetriebenen Kraftfahrzeugen nicht zu. Für Querfeldeinfahrten und Transporte werden ausschließlich Gleiskettenfahrzeuge benutzt.

I.2 Die Grube Repparfjord - Geschichte und Technik -

Das Kupfervorkommen am Ulveryggen wurde um die Jahrhundertwende von Anders Monsen entdeckt. 1903 übernahm die schwedische Gesellschaft "Nordiska Grufaktiebolaget" die Rechte und begann mit der Exploration. Im Mai 1905 erwarb sie die Abbaukonzession für ein 30 km² großes Gebiet am Ulveryggen. Bis 1913 wurden insgesamt ca. 700 m Stollen und Querschläge vorgetrieben sowie 1700 m Schürfräben angelegt. Es zeigte sich jedoch, daß die Erzkonzentration für eine Weiterführung des Abbaues zu gering war. Die Grube wurde stillgelegt. 1955 begann die kanadische Gesellschaft "Invex Corporation Ltd. Toronto" einige Aufschlußbohrungen niederzubringen. Insgesamt wurden 2.358 m gebohrt, ohne die lohnende Grundlage für erneuten Abbau zu finden. 1963 übernahm die norwegische "A/S National Industri" die Rechte. In den folgenden Jahren wurden 10.000 m Kernbohrungen sowie zahlreiche geologische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Das Resultat war der Nachweis eines Kupfervorkommens, das rechnerisch ermittelt 10 Mio t Erz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 0,72 % Cu aufwies. Die norwegische Gesellschaft "Folldal Verk A/S" erwarb im Mai 1970 von der "A/S National Industri" die Abbaurechte des Lagers. Gleichzeitig begannen Planung und Vorbereitung der Gruben- und Aufbereitungsanlagen. Bereits zwei Jahre später konnten nach einem Probelauf der Erzabbau und die Kupferkonzentratproduktion in der Grube Repparfjord gestartet werden.

1972 wurde am Ulveryggen in 425 m Seeshöhe mit der Anlage von vier Tagebauen begonnen (Abb. 2). Sie erhielten die Namen Erik, John, Hauptfeld und Westfeld. Die etwa rechteckigen Baugebietes liegen, mit ihrer größten Länge hintereinander angeordnet, parallel zum Streichen der Schichten. Der größte Tagebau, das Hauptfeld, erreicht eine Länge von 400 m und eine Breite von 140 m. In der Tiefe wurden 6 Sohlen mit je 10 m Höhendifferenz gebaut. Im 200 m auf 50 m großen Westfeld wurden 3 Sohlen angelegt. Die 200 m lange und 30 m breite Grube John und die 80 m auf 50 m große Grube Erik wurden nur bis in 15 bis 20 m Tiefe abgebaut. In den Gruben wurde beim Abbau mit Präbluttschlagbohrhämmer gebohrt und mit Ammoniumnitrat geschossen. Pro Sprengung gewann man bis zu 8.000 t Roherz. 15 t fassende Schaufellader warfen das geschossene Material in einen von 4 Sturzschnächten. Die ca. 200 m tiefen Sturzschnächte endeten in unter Tage gelegenen Auffangkammern. Aus diesen brachten Lastkraftwagen das Erz durch eine 3 km lange, horizontale Förderstrecke und über eine Seitenstraße zu einem direkt über der unterirdischen Zerkleinerungsanlage gelegenen Sturzschnacht. Der witterungsunabhängige Weg des Erztransportes durch den Tunnel wurde zumeist im Winter genutzt. Im Sommer fuhren die Laster über die Werkstraße zu diesem 150 m tiefen Schacht, der 12.000 t faßte und als Roherzlager diente.

In der Zerkleinerungsanlage brachen 3 Backenbrecher das Erz auf 20 mm große Stücke herunter. Ein 270 m langes Transportband beförderte dieses Material durch einen Tunnel zum 8.000 t fassenden Erzsilo hinter der überirdischen Aufbereitungshalle am Repparfjord. Das vorgebrochene Erz aus dem Silo wurde anschließend in einer Stabmühle und in einer Kugelmühle bis auf eine Korngröße von 0,074 mm gemahlen. Über Siebe gelangte das Mahlgut in den Mischtank. Aus diesem wurde das Erz-Wasser-Gemisch in die Flotationzellen gepumpt. Das durch die Flotation gewonnene Konzentrat wurde anschließend gefiltert und in einem Trommeldrehofen getrocknet. Aus der Trockentrommel fiel das fertige, im Durchschnitt 35,5 %ige Kupferkonzentrat in den Konzentratsilo. Von diesem Silo führten Förderbänder bis auf den Schiffsanlegesteg. Hier wurde allmonatlich ein bis zu 1000 t fassendes Frachtschiff beladen.

Als Beiprodukt der Grube wurde das anfallende Nebengestein zu Grus gebrochen. Die guten physikalischen Eigenschaften und das chemisch neutrale Verhalten der harten, quarzitischen Feinkonglomerate ermöglichen die Verwendung als Straßenschotter und Asphaltfüllzusatz. Eine Produktion weiterer Beiprodukte war nicht gegeben.

In Tab. 1 sind die Abbaudaten der Grube Repparfjord von der Eröffnung im Mai 1972 bis zur Stilllegung im Juli 1979 dargestellt.

Die Niederlegung der Grubentätigkeit im Juli 1979 folgte ökonomischen Zwängen. Tab. 1 zeigt den Rückgang der gewonnenen Roherz mengen ab 1976 und die grubentechnisch bedingte Zunahme von abzubauenen Nebengesteinen. Das gleichzeitige ständige Ansteigen der Betriebs- und Abbaukosten bei schwankendem Kupferpreis machten schließlich eine Weiterführung der Grube unrentabel.

Aus Tab. 1 geht außerdem hervor, daß die von der "A/S National Industri" berechneten Vorräte von 10 Mio. t Erz mit durchschnittlich 0,72 % Cu zu optimistisch veranschlagt waren. Die insgesamt abgebauten ca. 3 Mio. t Erz wiesen lediglich eine durchschnittliche Konzentration von 0,663 % Cu auf. Damit konnten die als Grundlage für die Grubeneröffnung angenommenen Werte nicht erreicht werden.

Auch war die für eine Jahreskapazität von 600.000 t Erz ausgelegte Anlage nur in den Jahren 1973 und 1974 voll ausgelastet. Zusammengefaßt führten eine zu optimistische Bewertung der Lagerstätte, eine diesen Werten zufolge zu groß ausgelegte Grubenanlage, steigende Energie-, Lohn- und Abbaukosten bei instabilem Kupferweltmarkt zur Stilllegung der Grube Repparfjord. Weder konnten günstige Transportbedingungen das Gesamtbild beeinflussen, noch staatliche Subventionen der Entwicklung Einhalt gebieten. So läßt sich am Beispiel der Grube Repparfjord ein weiteres Mal ablesen, welche vielschichtigen Faktoren den rentablen Abbau gerade von geringhaltigen Massenerzen bedingen.

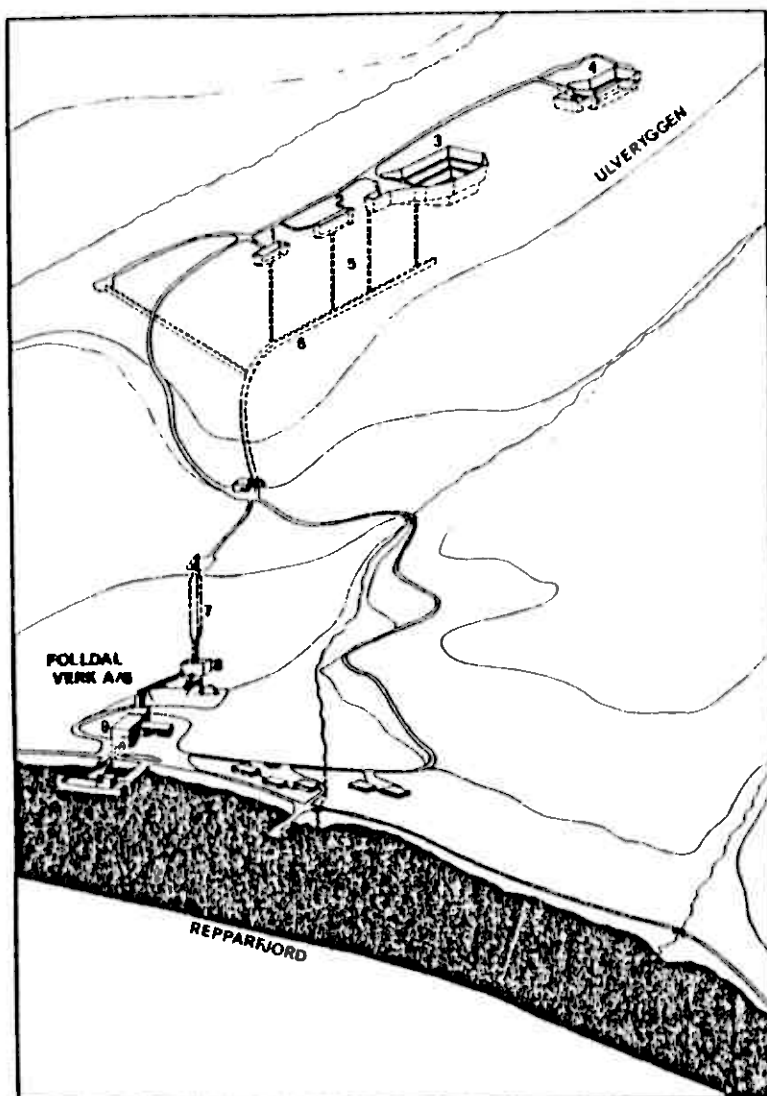


Abb. 2 Werksanlagen der Grube Repparfjord

1. Tagebau Erik, 2. Tagebau John, 3. Hauptfeld, 4. Westfeld,
5. Sturzhöhle, 6. Förderstrecke, 7. Roherzlager,
8. Zerkleinerungsanlage, 9. Flotation

	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	Gesamte bzw. Durchschnitt
Roharz, t	240.374	609.525	627.706	542.000	452.700	240.439	258.452	89.952	3.001.230
Werksgestein, t	60.000	172.000	132.000	504.000	656.000	472.000	242.000	17.000	3.062.000
% Cu in Roharz	0,63	0,676	0,58	0,64	0,65	0,76	0,604	0,685	Ø 0,605
Cu-Konzentrat, t	3.390	9.762	9.356	3.210	8.447	4.513	4.662	1.855	50.005
% Cu in Konzentrat	41,9	37,4	35,2	35,7	33,4	36,1	34,0	31,3	Ø 35,5
Ausbringen %	93,77	98,50	90,50	91,81	93,03	99,27	99,76	94,01	Ø 91,38
Grus, Schotter, t	-	21.000	29.000	33.000	30.000	40.000	85.000	5.000	243.000
Zahl d. Angestellten	140	139	123	104	90	64	50	50	Ø 95

Tab.1 Abbaudaten der Grube Repparfjord

1.3 Bisherige geowissenschaftliche Arbeiten

Das Kupfervorkommen am Ulveryggen liegt regionalgeologisch im tektonischen Komagfjordfenster (Abb. 1). Dieses Gebiet wurde von folgenden Bearbeitern untersucht:

DAHL (in REUSCH et al. 1891) stellte auf seiner geologischen Karte von Nordnorwegen (1866-1879) erstmals das Komagfjordfenster und das benachbarte Kvaenangen-Alta-Altenes-Fenster (kurz: Altafenster) dar. Er führte den stratigraphischen Begriff der Raipas-Suite für die ältesten Gesteinsfolgen der beiden Fenster ein. Reusch (in Reusch et al. 1891) beschrieb die Gesteine im westlichen Komagfjordfenster zwischen Kvalsund und Beritejord. HOLTEDAHL (1918) kartierte das Komagfjordfenster und dessen Grenze im Bereich Korsfjord und Store Lerrisfjord. STRAND (1952) begann die geologische Bearbeitung des topographischen Blattes Repparfjorden mit einer Kartierung der Fjordumgebung. Die erste geologische Übersichtskarte des gesamten Komagfjordfensters stammt von REITAN (1963). Er beschreibt und gliedert grundlegend die stratigraphische Gesteinsfolge des Fensters. PHAROCH (1976) kartierte Abschnitte des Fensters und schlägt teilweise neue Gliederungsmöglichkeiten vor. JANSEN (1976, 1979) befaßt sich mit der Stratigraphie, Tektonik und der Metamorphose im westlichen Komagfjordfenster.

Über die Lagerstätte am Ulveryggen gibt es nur wenige Veröffentlichungen. Recht groß dagegen ist die Anzahl un veröffentlichter Berichte von Begehungen, Bohrungen, Untersuchungen und Analysen für Industriefirmen und das Norges Geologiske Undersøkelse (Abb. NGU, Norwegisches geologisches Untersuchungsamt). Bei INGVALDSEN (1964) befindet sich eine Aufstellung dieser Berichte von 1905 bis 1964. Es sind insgesamt 45, meist nur wenige Seiten lange Rapporte. Zu erwähnen ist der Bericht für die "Nordiska Grufaktiebolaget" von JOHANSSON (1907). Er beschreibt und berechnet das Vorkommen. ARCHIBALD (1957) stellt in seinem Abschlußbericht für die "Inver Corporation" Bohrergebnisse, Probenuntersuchungen und eine geologische Detailkartierung der damaligen Grubenanlage und Schürfe dar. Das intensive Explorationsprogramm der "A/S National Industri" der folgenden Jahre

führte im Auftrag des NGU aus. Die NGU-Rapporte Nr. 528, 566, 571, 639, 693, 713, 742, 789, 808, 888 enthalten die jährlichen Untersuchungsergebnisse von 1963 bis 1968 in Form von Beschreibungen, Tabellen, Profilen und Karten. Von 1970 bis 1974 werden von NGU weitere geochemische und geophysikalische Arbeiten im Grubengebiet für die Firma "Folldal Verk A/S" durchgeführt. Die Resultate stehen in den NGU-Rapporten Nr. 982, 1062, 1246. FABRICIUS (1978, 1979) bearbeitet Proben aus der Grube mikroskopisch und mikrothermometrisch. Aus seinen Ergebnissen folgert er die Genese des Vorkommens.

Folgende Publikationen existieren über die Lagerstätte: REITAN (1953) untersucht und kartiert den tektonischen Bau des Grubengebietes. VOKES (1955) bearbeitet die Kupfermineralisationen der Raipas Gruben im Altafenster und stellt Vergleiche mit Vererzungen im Komagfjordenfenster an. Diese erweitert in seinen Arbeiten VOKES (1957 a,b). An Hand von erzmikroskopischen Untersuchungen erstellt er Gruppen von typischen Erzparagenesen in Gesteinen beider Fenster und deutet deren Entstehung. STRIBNY & URBAN (1980) beschreiben erste Untersuchungsergebnisse über die Lagerstätte Repparfjord.

II. Regionale Geologie

Die bereits in die Literatur eingeführten englischen Bezeichnungen für stratigraphische Einheiten, zum Beispiel "formation" und "group", werden aus Gründen der Angleichung und zur Vermeidung von Mißverständnissen und Verwechslungen übernommen und in der deutschen Übersetzung "Formation" und "Gruppe" verwendet.

In den kaledonischen Gebirgen der westlichen Finnmark sind in zwei tektonischen Fenstern autochthone, vorwiegend präkambrische Gesteine aufgeschlossen. Die benachbarten Fenster erhielten nach Lokalitäten den Namen Komagfjordenfenster und Kvaenangen-Alta-Altenes Fenster. Die im Komagfjordenfenster anstehenden Gesteineserien finden ihre streichende Fortsetzung nach Südosten im Altafenster. Getrennt werden beide durch einen von der kaledonischen Decke überlagerten, 10 km breiten Gebirgstreifen (Abb. 1 C).

Die Fenster streichen mit ihrer größten Länge Südwest-Nordost. Sie liegen damit parallel zum Streichen der präkambrischen und kaledonischen Faltenachsen dieser Region.

Das Autochthon wird in beiden Fenstern durch eine Winkeldiskordanz in zwei Einheiten geteilt. Für die Ältere der beiden führte DAHLL (in Reusch et al. 1891) den stratigraphischen Begriff Raipas-Suite ein. Er nimmt für sie präkambrisches Alter an und stellt sie zu der tektonisch-chronologischen Provinz der Kareliden. Spätere Bearbeiter (HOLTEDAHN 1918, STRAND 1952, REITAN 1963 und PHARAOH 1976) übernehmen diese Einstufung, die in erster Linie auf lithostratigraphischen Korrelationen mit Gesteinen der inneren, östlichen Finnmark basiert. Unterstützt werden diese Korrelationen durch geophysikalische Untersuchungen von BROOKS (1971), CHROSTON (1971)

und von NGU (1971, Magnetisk Totalfelt 1:250.000 Nordreisa). Sie zeigen, daß sich magnetische Anomalien der inneren Finnmark im Altafenster fortsetzen. Gravimetrische Anomalien verbinden die beiden Fenster miteinander.

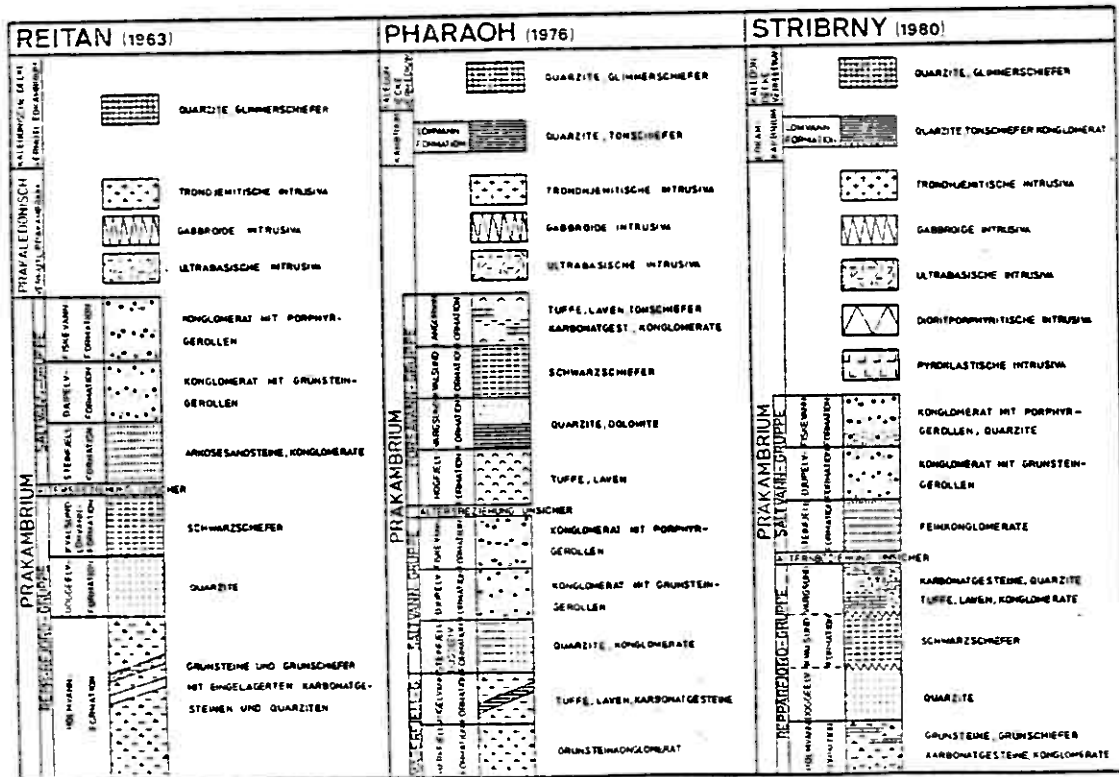
Absolute Altersbestimmungen (K-Ar Methode) von GAUTIER et al. (1979) an Grünsteinen aus dem Altafenster erbrachten Datierungen von 1,4 - 1,5 beziehungsweise 1,8 - 2,0 Mrd. Jahren. Diese Resultate bestätigen die Einstufung von DAHL (in REUSCH et al. 1891).

REITAN (1963) teilt die Raipas-Suite in die Repparfjord- und die Saltvann-Gruppe ein. Er beschreibt deren relative Altersbeziehung als ungesichert (Abb. 3). PHARAOH (1976) gliedert die Gesteine der Raipas-Suite im Komagfjordfenster in drei Gruppen. Er teilt die von REITAN (1963) in der Repparfjord-Gruppe zusammengefaßten Serien in die Magerfjell- und Porsavann-Gruppe. Die Saltvann-Gruppe erweitert PHARAOH (1976) um eine Formation und stuft sie hangend über der Magerfjell-Gruppe ein. Die Altersstellung dieser beiden Gruppen zu seiner Porsavann-Gruppe bezeichnet er als unsicher.

Eine eindeutige Klärung der stratigraphischen Abfolge der Gesteine der Raipas-Suite besteht bisher nicht.

Einen Beitrag zur Lösung dieser Frage liefert ein geologisch-tektonisches Querprofil durch das nordöstliche Komagfjordfenster, das im Rahmen dieser Arbeit aufgenommen wurde. Es ist stark vereinfacht in Abb. 4 dargestellt. Das Profil zeigt, daß die Gesteine der Raipas Suite in diesem Teil des Fensters ein zentrales Synklinorium mit zwei benachbarten Antiklinorien bilden. Die Antiklinorien sind nur zum Teil aufgeschlossen. Das nordwestliche wird vom Vargsund begrenzt. Im Südosten überlagert die kaledonische Decke Teile des zweiten Antiklinoriums. Die Klärung des tektonischen Baues gibt Hinweise für die stratigraphischen Zusammenhänge. In Übereinstimmung mit älteren Bearbeitern bilden auch in diesem Profil die vorwiegend vulkanischen Gesteine der Repparfjord-Gruppe das Liegende der Raipas-Suite. Diese Gesteine besitzen die größte Mächtigkeit, mindestens 2000 m, und den größten Ausstrich aller Formationen

Abb. 3 Stratigraphische Gliederungsvorschläge der präkambrären Gesteine im Konglomerat von REITAN (1963), PHARAOH (1976) und nach Ergebnissen der vorliegenden Arbeit. Ohne Maßstab.



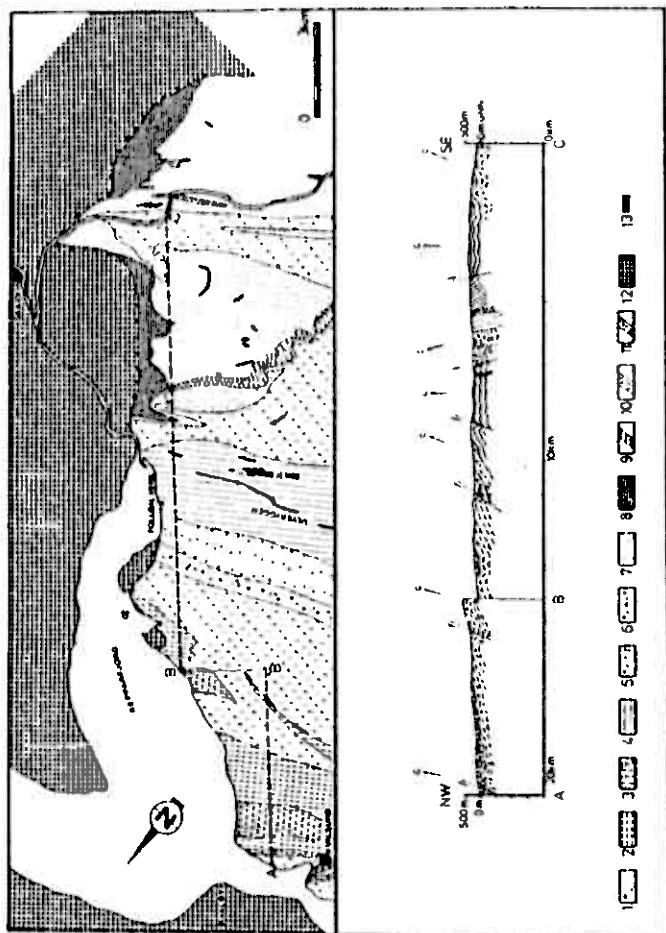


Abb. 4 Geologische Übersichtskarte und geologisch-tektonisches Profil durch das nordöstliche Komagfjordfenster.

Legende: 1. Grünsteine und Grünschiefer (Holmvann-Formation), 2. Schwarzschiefer (Kvalsund-Formation), 3. Karbonatgesteine, Quarzite, Tuffe, Konglomerate (Vargenund-Formation), 4. Feinkonglomerate (Steinfjell-Formation), 5. Konglomerate (Djupelv-Formation), 6. Konglomerate (Fiskevann-Formation), 7. Quarzite (Doggeelv-Formation), 8. Quarzite, Tonschiefer, Konglomerate (Lomvann-Formation, diskordantes Eokambrisch-kambrisches Autochthon), 9. Dioritporphyritische Intrusionen, 10. Pyroklastische Intrusionen, 11. Kaledonische Kolvikdecke, 12. Tagebaue der Grube Repparfjord.

im Kongsfjordfenster. Im Profil werden von ihnen die Sättel der Antiklinorien aufgebaut. Sie setzen sich aus schwach metamorphen Grünsteinen und Grünschiefern zusammen, in die vereinzelt Karbonatgesteine, Quarzite und Konglomerate eingeschaltet sind. REITAN (1963) faßt sie zur Holmvann-Formation zusammen. PHARAOH (1976) teilt sie in die Markfjell- und Angelvann-Formation. Schwach metamorphe Schwarzschiefer und eine faziell stark verzahnte Folge von schwach metamorphen Karbonatgesteinen, Quarziten, Konglomeraten, Tuffen, Agglomeraten und Laven lagern in Mulden des nordwestlichen Antiklinoriums auf den Gesteinen der Holmvann-Formation. Die schwarzen Phyllite gehören zur Kvalsund-Formation. REITAN (1963) stellt die Gesteine der lithofaziell bunten Folge in die Holmvann-Formation. PHARAOH (1976) führt für diese Folge den stratigraphischen Begriff der Forsvann-Gruppe ein. Diese Abtrennung wird durch die Untersuchungsergebnisse der vorliegenden Arbeit zum Teil bestätigt, wenngleich die Gesteine dieser bunten Folge zur Vargaund-Formation zusammengefaßt werden (Abb. 3). Die Mächtigkeit der Gesteinsserien der Kvalsund- und Vargaund-Formation liegt bei je 100 m. Das zentrale Synklinorium wird von Gesteinen der Saltvann-Gruppe gebildet. Die Dreiteilung dieser Gruppe durch REITAN (1963) in Steinfjell-, Djupelv- und Fliskevann-Formation wird bestätigt und für die vorliegende Arbeit übernommen. PHARAOH (1976) erweitert die Saltvann-Gruppe um die Doggeelv-Formation, die er als zeitgleichen, faziellen Vertreter der Steinfjell-Formation ansieht (Abb. 3). Die Gesteinsfolge der Saltvann-Gruppe ist mindestens 1.200 m mächtig. Ihre stratigraphische Stellung ist unsicher. Im Altafenster fehlen vergleichbare Gesteinsschichten. Das tektonische Querprofil, die Kartierung und die kleintektonischen Gefügeanalysen im Rahmen dieser Arbeit zeigen, daß die Gesteine der Saltvann-Gruppe im Liegenden und im Hangenden tektonisch begrenzt werden. Sowohl im Nordwesten als auch im Südosten sind an den Grenzen des Synklinoriums Gesteine der Holmvann-Formation auf die Saltvann-Gruppe aufgeschoben. Diese Aufschiebungen machen eine Einstufung der Saltvann-Gruppe in Relation zur Holmvann-Formation in ein jüngeres stratigraphisches Niveau sehr wahrscheinlich. Die Saltvann-Gruppe baut sich vorwiegend aus grobklastischen, schwach metamorphen Sedimentgesteinen auf. Das Kupfervorkommen der Grube Repparfjord liegt

in schwach metamorphen Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation. Grobe, grünsteingeröllführende Konglomerate der Djupelv-Formation begrenzen die Steinfjell-Formation ins Hangende. Diese werden von Quarziten und schwach metamorphen, rhyolithische-Porphyrgerölle-führenden Konglomeraten der Fiskevann-Formation überlagert.

Im südöstlichen Antiklinorium werden die Gesteinsfolgen der Holmvann-Formation vom mindestens 400 m mächtigen, hellen Quarziten und quarzitischen Sandsteinen der Doggeelv-Formation überlagert. REITAN (1963) stellt die Doggeelv-Formation ins Hangende über die Holmvann-Formation. REITAN (1965) schlägt, beeinflusst durch Kartierungen und neue stratigraphische Gliederungen von PØYN (1964) im Altafenster, alternative Einstufungen für die Doggeelv- und Lomvann-Formation vor. Er ordnet diese beiden Formationen den diskordant die Raipas-Suite überlagernden, autochthonen Gesteinsfolgen zu. Regionaltektonische Aufnahmen im Rahmen dieser Arbeit zeigen, daß das tektonische Inventar der Doggeelv-Formation einer Faltung zuzuordnen ist, die vor der Ablagerung des diskordanten Autochthons die Gesteinsserien der Raipas-Suite deformierte. Das südöstliche Antiklinorium und die Doggeelv-Formation bilden eine harmonische Fortsetzung des tektonischen Baustils im nordöstlichen Komagfjordfenster. Eine diskordante Lagerung der zur Doggeelv-Formation gehörenden Gesteine über der Raipas-Suite ist deshalb unwahrscheinlich.

Die Schichten der Raipas-Suite werden im mittleren und südöstlichen Komagfjordfenster von zahlreichen Intrusionen durchschlagen. Im nordwestlichen Teil fehlen diese. Die Intrusivgesteine lassen sich petrographisch in 4 Gruppen einteilen. Am häufigsten treten basische und ultrabasische Gesteine auf. Im südwestlichen Fenster ist ein großer trondhjemitischer Komplex intrudiert. Pyroklastische Intrusionen wurden im Rahmen dieser Arbeit bei der Kartierung der Lagerstätte und ihrer Umgebung entdeckt.

Die Intrusivgesteine sind metamorphisiert und tektonisiert.

Der Metamorphosegrad entspricht dem der Nebengesteine.

REITAN (1963) nimmt für die tektonische Beanspruchung der meisten

Intrusionen, speziell für den trondhjemitischen Körper, kaledonisches Alter an. Andere Intrusionen beschreibt er als prä-kaledonisch deformiert. Im Untersuchungsgebiet am Ulveryggen treten die Intrusionen in Korrelation mit tektonischen Richtungen der präkambrischen Faltung auf. Ihr kleintektonisches Interngefüge läßt sich ebenfalls dieser Faltung zuordnen.

Die Gesteine im Komagfjordfenster sind schwach metamorph. Nach REITAN (1963) und JANSEN (1976, 1979) steigt der Metamorphosegrad von Norden nach Süden. Im nördlichen Teil des Fensters wird die Grünschieferfazies, im Südtail die untere Amphibolitfazies erreicht.

FABRICIUS (1978, 1979) führte mikrothermometrische Messungen an Proben aus der Grube Repparfjord durch. Er untersuchte Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzkristallen aus Klüften und aus dem Bindemittel der Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation. Die statistische Auswertung von Messungen der Homogenisierungstemperaturen dieser Einschlüsse ergab eine dreigipfelige Verteilung der Werte. Die Maxima liegen in den Intervallen von 145-225 °C, 270-350 °C und 400-450 °C.

Im Komagfjordfenster und im Altafenster wird die Gesteinsfolge der Raipas-Suite diskordant von autochthonen Schichten überlagert. Dieses Autochthon lagerte sich auf gefalteten und bereits präkambrisch erodierten Gesteinen der Raipas-Suite ab. Abb. 5 zeigt schematisch ein Profil am Porsavann im westlichen Komagfjordfenster.

Im untersten Teil des Profils sind die präkambrisch gefalteten Schichten der Raipas-Suite dargestellt. Die Gerölle des Konglomerats unter den Karbonatgesteinen wurden durch diese Faltung ausgelängt. Eine präkambrische Verwitterung schuf eine Rumpffläche und verkarstete die karbonatischen Gesteine der Raipas-Suite. Die Karsttaschen sind diskordant mit dem Transgressionskonglomerat der Lomvann-Formation verfüllt. Im Hangenden über dem Konglomerat folgen vorwiegend klastische Sedimentgesteine. Eingeschaltete Tillithorizonte (Alta-Altenes-Fenster) ermöglichen, diese Schichten mit tillitführenden Gesteinsserien im Gebiet der inneren Finnmark lithologisch zu korrelieren (Abb. 6). Fossilfunde lassen außerdem biostratigraphische Datierungen zu.

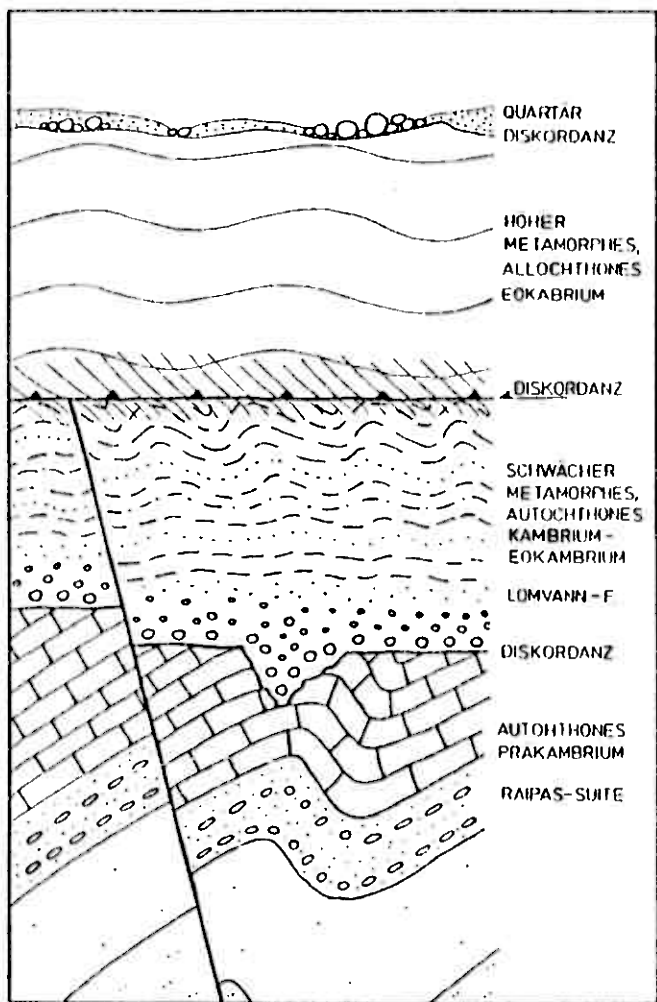


Abb. 5 Schematisches Profil der tektonisch-chronologischen Einheiten im Gebiet des Komagfjordfensters. Aufgenommen am Poreavann, westliches Komagfjordfenster. Ohne Maßstab.

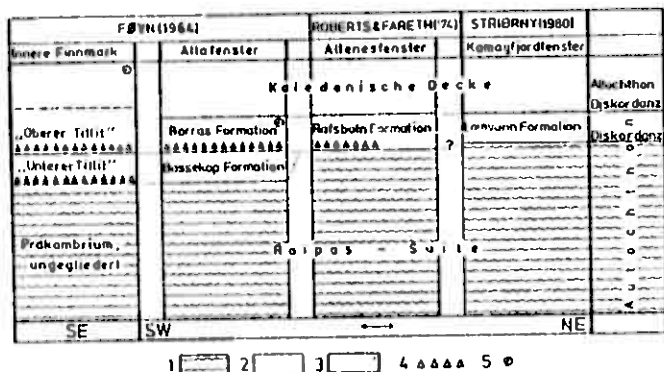


Abb. 6 Stratigraphische Korrelationen von Schichtfolgen der tektonischen Fenster (West Finnmark) und der östlichen, inneren Finnmark nach FØYN (1964), ROBERTS & FARETH (1974) und Ergebnissen dieser Arbeit.
 Legende: 1. Autochthones Präkambrium, 2. Autochthones Eokambrium-Kambrium, 3. Allochthones Eokambrium, 4. Tillite, 5. Datierbare Fossilfunde.

HOLTEDAHL (1918) beschreibt kambrische Fossilien aus dem oberen Teil der Borras-Formation. FØYN (1964) stellt die darunterliegenden Schichten der Bossekop-Formation ins Eokambrium. Die Gesteine des diskordanten Autochthons sind schwach metamorph. Nach JANSEN (1976, 1979) erreicht der Metamorphosegrad in den Schichten der Lomvann-Formation des Kamagfjordenfensters die untere Grünschieferfazies.

Die autochthonen, eokambrisch-kambrischen Schichten der Fenster sind kaledonisch deformiert.

Das Autochthon des Kamagfjord- und Kvaenangen-Alta-Altenes-Fensters wird von der kaledonischen Kolvikdecke überlagert. Den stratigraphischen Begriff führte HOLTEDAHL (1932) ein.

FØYN (1964) stellt die ältesten allochthonen Gesteine, eine Serie von über 5000 m Mächtigkeit, in die Kalak-Gruppe. Diese stratigraphische Einheit repräsentiert den Sedimentationszeitraum vermutlich vom späten Präkambrium bis zum Kambrium. Petrographisch setzt sich das Allochthon vorwiegend aus psammitischen Metasedimenten zusammen. Die Deckenbasis wird von Blastomyloniten gebildet. STRAND (in HOLTEDAHL ed. 1960) vergleicht die Gesteine der Kolvikdecke mit den mächtigen, eokambrischen Sparagmiten der Kaledoniden Mittelnorwegens, denen sie petrographisch und faziell ähneln.

Gesteine, die den Zeitraum vom Kambrium zum Quartär repräsentieren könnten, stehen im Komagfjordfenster nicht an. Die präkambrischen und kambrischen Gesteinsfolgen werden direkt von quartären Lockergesteinen winkeldiskordant überlagert.

III. Regionale Tektonik

Die regionalen tektonischen Probleme im Gebiet des Komagfjordfensters, Altafensters und der kaledonischen Decke sind bisher nahezu ungelöst.

REITAN (1963) stellte in einer tektonischen Übersichtskarte des nördlichen Komagfjordfensters einige Großstrukturen dar. Da REITAN (1963) die diskordante Überlagerung der Gesteinsserien der Raipas-Suite durch Schichten des eokambrisch-kambrischen Autochthons noch nicht bekannt war, entstanden Fehleinstufungen bei seinen zeitlichen Korrelationen der tektonischen Ereignisse.

JANSEN (1976) bearbeitete das Gebiet um Porsa im westlichen Komagfjordfenster kleintektonisch. Er beschreibt Zusammenhänge von Gebirgsbildung und Metamorphose in diesem Gebiet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein geologisch-tektonisches Querprofil durch das nordöstliche Komagfjordfenster aufgenommen. Ergebnisse von photogeologischen Luftbilddauswertungen, Detailkartierungen und kleintektonischen Gefügeanalysen gingen in diese Profilaufnahme ein. Eine speziell angefertigte Photomontage aus Einzelluftbildern des gesamten Komagfjordfensters lieferte bei der Analyse von Großstrukturen und Lineamenten wertvolle Hinweise. Die Kombination dieser Untersuchungsergebnisse mit den Resultaten tektonischer Kartierungen und Gefügeanalysen im Bereich der Lagerstätte Repparfjord ermöglichen es, den regionaltektonischen Bau des nordöstlichen Komagfjordfensters darzustellen.

Die autochthonen Gesteine der Raipas-Suite wurden in diesem Gebiet durch zwei dominierende, zeitlich getrennte tektonische Ereignisse deformiert. Eine präkambrische, alpinotype Faltung wellte die Schichtfolge in weitspannige Synklinorien und Antiklinorien. Syn- beziehungsweise Antiklinorien werden als übergeordnete Symmetrieelemente von mehreren Einzelfalten aufgebaut. Sie geben die Anordnung dieser Falten durch die Raumlage der Faltenpiegel wieder. Die Faltenpiegel fallen im zentralen

Synklinorium des nordöstlichen Komagfjordenstors zur Mitte hin V-förmig ein. Der Klinsenwinkel beträgt 15° . Die Faltenachsen stehen in Meilerstellung. Der Vergenzweiler bildet einen Winkel von 60° . In den Antiklinorien steigen die Faltenpiegel mit durchschnittlich 9° zur Mitte an. Die Faltenachsenflächen bilden einen Vergenzfächer (Abb. 7).

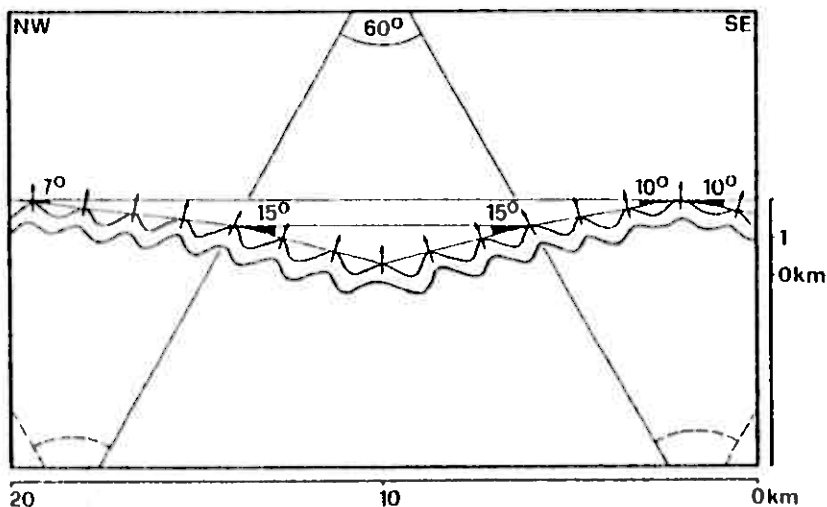


Abb. 7 Idealisiertes Modell des Faltenbaues im nordöstlichen Komagfjordenstors

Abb. 7 zeigt, daß die Falten in den zentralen Teilen der Antiklinorien und des Synklinoriums rhombische Symmetrie aufweisen. Die übrigen Teile bauen sich aus asymmetrischen, vergentenden Falten mit monokliner Achsenlage auf. In diesen Bereichen überkippten die kurzen Faltenchenkel bei zunehmender Einengung. Die Umbiegungszonen zerscherten. Abgetrennte Falten-segmente wurden an streichenden Störungen aufgeschoben.

Der insgesamt harmonische Faltenbau des nordöstlichen Komagfjordenfensters ist in Abhängigkeit von den mechanischen Eigenschaften der gefalteten Gesteine modifiziert. Die kompetenten Gesteine wie zum Beispiel massige Grünsteine, Feinkonglomerate und Quarzite bilden Biegefallen mit flächer- beziehungsweise wellenförmiger Orientierung der ersten Schieferigkeitsflächen. Grünschiefer, Phyllite und andere inkompetente Gesteine formen Scherfallen. In diesen ist neben den ersten, meist transversalen Schieferigkeitsflächen örtlich auch eine zweite Schieferigkeit in Form einer Schubklüftung ausgebildet. Am häufigsten treten jedoch im Fenster Übergangsformen oder Kombinationen beider Faltenformen auf.

Die Achsen der alpinotypen Faltung streichen im Fenster generell zwischen 50° bis 60° .

Der sich faltende Gebirgskörper dehnte sich senkrecht zur Haupteinengungsrichtung aus. Die Ausdehnungs- und Scherbewegungen parallel zu den Faltenachsen glied das Gestein durch Quer- und Diagonalklüfte aus. Diese Klüftsysteme zerlegten den Gebirgskörper in Einzelschollen. An Schollengrenzen fanden Dislokationen und Blattverschiebungen statt. Das Gebirge gliedert sich in ein Schollenmosaik.

Die zweite großtektonische Beanspruchung dieser Region erfolgte während der kaledonischen Orogenese. Sie deformierte die Gesteinsfolge der Raipas-Suite und die diskordant auf dieser lagernden, autochthonen Serien des Eokambriums und Kambriums. Großregional führte die kaledonische Gebirgsbildung im Bereich des Komagfjord- und Altafensters nach einer Absenkung zu einer Südwest-Nordost streichenden, langgestreckten, beulenartigen Aufwölbung. Diese Bewegungen fanden vorwiegend an präexistierenden Störungszonen statt. Präkambrisch gefaltete Großschollen und Schollensysteme wurden verstellt und rotiert. Schleppungen an Schollengrenzen deformierten die präkambrischen Faltenachsen.

Das diskordante eokambrisch-kambrische Autochthon wurde während der kaledonischen Orogenese mehrfach deformiert. Schollenbewegungen des bereits karelich stabilisierten Untergrundes schufen

in dem Überlagernden Autochthon sowohl Dehnungs- als auch Einengungsgefüge. Die sich Überschiebende kaledonische Decke deformierte Teile der eokambrisch-kambrischen Schichten ein weiteres Mal. Im nordöstlichen Komagfjordenster lassen sich deshalb die unterschiedlichsten tektonischen Strukturen in diesen Gesteinen beobachten. Bereiche mit fast ungestörten Lagerungsverhältnissen grenzen an gefaltete, z.T. quergewellte Abschnitte mit südwest- nordöstlichem Achsenstreichen. In Gebieten, in denen sich zwei Einengungsbewegungen überlagerten, sind mehraktige Faltenvergitterungen ausgebildet. Über verstellten präkambrischen Schollen mit ausdehnendem Bewegungssinn sind die diskordanten, autochthonen Schichten flexurartig ausgeklüfft oder versetzt.

Die eokambrisch-kambrischen Gesteine an der Deckenbasis wurden am stärksten tektonisch beansprucht. Diese Zonen sind spezialgefaltet, stark zerrüttet und im Bereich der Bewegungsbahn mylonitisiert. Auch die allochthonen Gesteine in den unteren Bereichen der Decke wurden intensiv deformiert und zerrieben. In der Umgebung des Repparfjordes zeigen die allochthonen Gesteine einen flachwelligen Faltenbau mit vorwiegend rhombischer Symmetrie. Die kaledonischen Faltenachsen streichen hier Südwest-Nordost.

Postkaledonische Bewegungen epirogenetischer Natur, die das interne Gesteinsgefüge intakt lassen, reichen bis in die Gegenwart. Die langanhaltende, weiträumige Anhebung der skandinavischen Westküste wird durch negative Strandverschiebungen belegt.

IV. Tektonik der Grube Repparfjord

Die geologische Karte (Anlage 1) umfaßt das zentrale Synklinorium im Nordostteil des Komagfjordenfensers. Der tektonische Bau des Synklinoriums läßt sich in drei Bereiche gliedern. Den Nordwestteil bauen monokline, Südost-vergente Faltenzüge auf. Abgescherte Faltensegmente sind hier nach Südosten aufgeschoben. Der Mittelteil wird von offenen, rhombischen Falten gebildet. Die monoklinen, Nordwest-vergenten Falten im Südostabschnitt zeigen Aufschiebungen nach Nordwesten. Die Amplituden der Falten sowie die Aufschiebungsbeträge nehmen in dem fast symmetrischen Synklinorium zur Mitte hin ab. Die Faltenwellenlängen variieren gebietsweise. Der von den Faltenachsenflächen gebildete Vergenzweilwinkel beträgt ca. 60° . Die Klinenzwinkel erreichen je 15° . Die Faltenachsen streichen im Kartiergebiet mit durchschnittlich 48° und fallen im allgemeinen mit 6° nach Nordosten. Ein Querprofil (Anlage 2) zur geologischen Karte zeigt diesen Gebirgsbau.

Eine flächige Darstellung der tektonischen Bauelemente gibt die tektonische Karte (Anlage 3) wieder. Die geologische Karte und die gefügekundliche Aufnahme des tektonischen Inventars diente als Grundlage. Auf der Karte sind repräsentative Mittelwerte von Einzelmessungen der wichtigsten tektonischen Elemente eingetragen. Bereiche mit nach Nordwesten gerichtetem Einfallen der Schichtung sind mit dunkler Übersignatur zusammengefaßt.

Diese Abschnitte entsprechen den nordwestlichen Faltenflanken von den Muldenumbiegungen im Nordwesten bis zu den südöstlichen Sattelumbiegungen. Der intensive Faltenbau und die Dreiteilung des Synklinoriums werden dadurch verdeutlicht. Im nordwestlichen Gebiet der Karte bilden die Konglomerate der Djupelv-Formation und die unterlagernden Feinkonglomerate Südost-vergente Falten, deren Amplituden etwa der halben Wellenlänge entsprechen. Die Falten besitzen lange, flach nach Nordosten einfallende Flanken

und kurze, steiler stehende Südostflügel. In den Umbiegungszonen sind die Falten zerschert und teilweise nach Südosten aufgeschoben. Im flachwellig gefalteten Mittelteil sind die Amplituden der Falten deutlich kleiner als die halben Wellenlängen. Der Faltenbau im mittleren und südöstlichen Teil des Synklinoriums ist im Streichen ungleichmäßig ausgebildet. Im südöstlichen Kartengebiet teilt sich im Bereich der Gruben John und Erik ein Südwest-Nordost streichender Mulden- und Sattelzug in kleine Falten. Diese Spezialfaltenstruktur endet an einer Schollengrenze. Auf der im Nordosten angrenzenden Scholle fallen die Schichten gleichmäßig nach Südosten ein.

Die aufgeschobene Grünsteinfohle der Holmvann-Formation im südöstlichen Gebiet der Karte gehört bereits zum Übergangsbereich zwischen Synklinorium und dem sich im Südosten anschließenden Antiklinorium. Die Grünsteine liegen im Kartenbereich normal und fallen steil nach Südosten ein. Sie bilden die Südostflanke eines zerscherten und nach Nordosten auf die Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation aufgeschobenen Sattels. Die Aufschiebungsbahn schneidet dabei stellenweise die Faltenachsen der Konglomerate.

Die tektonische Karte (Anlage 3) zeigt, daß der Gebirgskörper von einer Vielzahl von Aufschiebungen und Verwerfungen in ein Schollenmosaik zerteilt wird. Neben streichenden Störungen begrenzen Diagonalklüfte und Querklüfte die Einzelschollen. Die Faltengefüge der Schollen und Schollensysteme variieren. Im Streichen grenzen gefaltete Schollen oft an relativ geringfügig deformierte Bereiche. An Schollengrenzen entwickelten sich Schleppungen und Spezialfaltungen.

Um die Raumlage der tektonischen Elemente und die genetischen Zusammenhänge des komplizierten Gebirgsbaues zu klären, wurde das kleintektonische Inventar repräsentativer Meßstrecken als auch dasjenige von Einzelstrukturen aufgenommen. Die Messungen ergänzen die auf der tektonischen Karte dargestellten Gefügedaten.

Ein Zweikreis-Gefügekompas mit 360° Teilung diente als Meßgerät. Die statistische Auswertung erfolgte auf der flächentreuen

Polarprojektion des Normalnetzes. Die Gefügeanalysen wurden mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion des Schmitt'schen Netzes in Diagrammen der unteren Halbkugel dargestellt. Insgesamt wurden 24 Gefügediagramme angefertigt. Die Lokalitäten der Gefügaufnahmen sind auf der tektonischen Karte (Anlage 3) durch die jeweilige Abbildungsnummer des Diagramms gekennzeichnet.

IV.1 Erläuterungen der verwendeten Begriffe des tektonischen Inventars

Gefügekoordinaten	Zur eindeutigen Lagebeschreibung von Raumdaten in 3 Dimensionen wird ein dreiachsiges Koordinatenkreuz mit genetisch definierten Koordinaten benutzt.
a-Achse	Die a-Achse liegt in Richtung der gefügeformenden Bewegung.
c-Achse	Die c-Achse bildet zusammen mit der a-Achse die Deformationsebene ac. Sie steht in Gefügen mit rhombischer Symmetrie senkrecht auf a. Bei monokliner Symmetrie bilden a und c einen Winkel $\alpha < 90^\circ$. Der Winkel gibt die Vergenz der Falten an. In Falten mit einem Öffnungswinkel $\beta > 90^\circ$ tritt c im Falten Scheitel aus. Bei Winkeln von $\beta < 90^\circ$ werden a und c auf Grund der Definition von a vertauscht. Dieser Grad der Einengung wird im Kartiergebiet nicht erreicht.
b-Achse	Die b-Achse bildet als Normale zur Deformationsebene ac die Deformationsachse. Die b-Gefügekoordinate liegt parallel der Faltenachse B, um die bei einer Faltung ein Schichtpaket gebogen wird. Sie ist ein persistentes tektonisches Formelement im Gegensatz zu den a- und c-Achsen, die in Falten teilbereichen ihre Lage durch Rotation um b ändern. In den

im Untersuchungsgebiet auftretende Faltengefügen bildet die b-Achse mit der c-Achse die Faltenachsenfläche bc.

ß liegt als Schnittpunkt einseitiger, gleichwertiger Flächen um Beispiel ss/ss oder sf/sf in B.

ss Ein wichtiges Element der Gefügetektonik ist die Schichtung. Sie ist ein durch unterschiedliche Materialablagerung entstandenes planares Element. Ist die Lage der Schichtung zur Sedimentationszeit bekannt, so lassen sich Art und Weise sowie die Richtung von tektonischen Bewegungen und Verstellungen rekonstruieren. Sedimentstrukturen in der Schichtung ermöglichen häufig durch eindeutig oben-unten Orientierungen das Erkennen von normaler oder überkippter Schichtlagerung.

sf 1 Die Schieferigkeit ist makroskopisch ein Gefügeelement, das sich aus meist engstündigen parallelen Scherflächen zusammensetzt. Der Abstand und die Breite der lamellaren Schieferigkeitsflächen ist abhängig von der Korngröße und der präexistierenden Anisotropie des Gesteins. In Gesteinen feiner Kornfraktionen mit geringer Scherfestigkeit ist im Kartiergebiet meist eine transversale Schieferigkeit ausgebildet. An Schichtgrenzen von feinen zu groben Lagen ist eine Bruchung der transversalen Schieferigkeitsflächen zu beobachten. In gefalteten, grobkörnigen und häufig schieferfesteren Schichten bilden die sf-Flächen Meiler bzw. Fächer, die tautozonal zur b-Achse liegen. Die geometrische Lagebeziehung zwischen den transversalen Schieferigkeitsflächen und der Schichtung ermöglicht, normale oder überkippte Lagerungsverhältnisse zu erkennen. In normal liegenden Faltenflanken fällt sf steiler ein als ss. In überkippten Flügeln verhält es sich umgekehrt.

- sf 2 Eine zweite Schieferigkeit oder Schubklüftung ist im Untersuchungsgebiet nur in sehr feinkörnigen Gesteinen ausgebildet, die einer besonderen Soherbeanspruchung ausgesetzt waren. Makroskopisch ist eine engständige Soherfältelung des Gesteins im 5-10 cm Bereich zu beobachten, welche die Schichtung und die ersten, transversalen Schieferigkeitsflächen deformiert.
- J1-Lineare Die J1-Lineare sind Schnittlinien von ss und sf1. Die Raumlage des Linears fällt häufig mit der der Faltenachse B zusammen.
- J2-Lineare Schnittlinien von ss und sf2 bilden diese J2-Lineare.
- ac-Klüfte Die ac-Klüfte treten im Untersuchungsgebiet häufig auf. Es sind unpaare, senkrecht zur B-Achse streichende, [†] saiger angelegte Dehnungsklüfte. Sie sind sowohl im Zentimeterbereich erkennbar, halten aber auch oft kilometerlang durch. Gebietsweise sind sie durch Querwellungen, Schollenkipfung oder Rotation aus der Saigerstellung herausbewegt. Ihre Raumlagen lassen dann die veränderten Abtauchrichtungen und -winkel der Faltenachse B erkennen, die der ac-Flächennormalen entspricht.
- bc-Klüfte Sie sind vereinzelt als streichende Längsklüfte ausgebildet.
- ab-Klüfte Diese Klüfte liegen häufig parallel zur Schichtung. In Biegefallen bilden sie oft Bewegungsflächen mit Gleitströmungen.
- hk0-Klüfte Die paarigen hk0-Diagonalklüfte resultieren aus Soherbeanspruchungen durch Ausdehnungsbewegungen parallel zur Faltenachse B. Ihre Indizierung zeigt, daß sie zur c-Achse tautozonal liegen. Im Kartiergebiet begrenzen sie häufig Schollen. Auf der Karte und im Luftbild sind sie als ein dominierendes, paariges Kluftrichtungsselement erkennbar. Blattverschiebungen mit zum Teil großen Versetzungsbeträgen haben an diesen Flächen stattgefunden.

h01-Klüfte Sie schneiden sich als paarige Scherklüfte in b. h01-Klüfte liegen stellenweise parallel zu sff. Auf diesen streichenden Klüften sind häufig Falten-segmente aufgeschoben. An der zweiten h01-Klüftschar kann es dagegen speziell auf langen Falten-schenkeln zu Abschiebungen kommen.

Okl-Flächen Die paarigen Okl-Scherflächen streichen senkrecht zur b-Achse und schneiden sich in a. Okl-Klüfte und ac-Klüfte begrenzen Querschollen. Diese gliedern einen Gebirgskörper in Querhorste und -gräben. Im untersuchten Gebiet ist eine Quergliederung des Gebirges zwar ausgebildet, die Versatzbeträge sind jedoch im Vergleich zu denen an h00-Diagonalklüften gering.

Lineare der Gleitstriemung Im Kartiergebiet lassen sich häufig Lineare beobachten und einmessen, die durch ein Aneinandervorbeigleiten zweier Gesteinskörper verursacht wurden. Diese Gleitstriemungen auf Harnischflächen ermöglichen oft die Bewegungsrichtung der beiden Körper relativ zueinander zu rekonstruieren. Sie sind deshalb ein wichtiges tektonisches Element. An Auf- oder Abschiebungen lassen sich an Hand gut ausgebildeter Striemen Horst- bzw. Grabenschollen definieren. In Falten geben sie über die inneren mechanischen Abläufe von Bewegungen und deren Richtungen auf Kluft- Schichtflächen Aufschluß.

kompetent-inkompetent Im Text wird der Begriff kompetent als Beschreibung für Gesteine verwendet, die mechanisch fähig sind, gerichteten Druck weiterzuleiten. Im Kartiergebiet sind dies zum Beispiel quarzitisches Feinkonglomerate, Quarzite und Grünsteine. Inkompetente Gesteine wie zum Beispiel Phyllite und Grünschiefer leiten gerichteten Druck nicht weiter. Sie geben ihn unter Deformation nach.

Tab.2 Zeichenerklärung der Gefügediagramme (untere Halbkugeln)

Besetzungsdichten der Diagramme (Abb. 8, 10, 12, 14, 16, 18, 26, 28, 30, 33, 35) in Häufigkeitszahlen pro 1 Flächeneinheit (1 Flächeneinheit = 1 % der Gesamtfläche des Diagramms)

<1 1 2-3 4-6 7-10 >10

Zeichenerklärung der Diagramme (Abb. 9, 11, 13, 15, 17, 19, 25, 27, 29, 31, 34, 36) aus GTH, Nr. 4, ADLER et al. (1969)

Lineare Elemente

Durchstoßpunkt:	Symbol:	Art des Linears:
	B	unmittelbar gemessene Fallensache bzw. Fältelungsachse (Deformationsachse)
	β	Maximum der Schnittpunkte gleichwertiger Flächengrößkreise (kann mit B zusammenfallen)
	β_s	aus Schichtflächen konstruierte Schnittlinie (Achse)
	β_d	aus Schieferungsflächen konstruierte Schnittlinie (Achse)
	δ	aus ungleichwertigen, z. B. einzeitigen Flächenelementen konstruierte Schnittlinie, z. B. zwischen Schicht- und Schieferungsflächen (s-w)
	α	Projektion des Durchstoßpunktes der Flächennormalen des α -Kreises (α -Pol) (wird durch β kontrolliert und kann mit B zusammenfallen)
		Rutschatreifen ohne erkennbaren Bewegungsinn
		Bewegungslineare mit Bewegungssinn parallel a bzw. b (z. B. schichtparallele Gleitungen)
		Rutschatreifen mit erkennbarem Bewegungsinn auf Störungsflächen

Auf Grund der erkannten Symmetriebeziehungen z. B. von Falten mit einfachem geometrischen Bau lassen sich nicht selten auch die Zonenkreise konstruieren. Dafür wurden folgende Symbole verwendet:

	ac-Kreis:	enthält a, c und die Maxima der h0l-Flächenpole
	ab-Kreis:	enthält a, b und die Maxima der hk0-Flächenpole
	bc-Kreis:	enthält b, c und die Maxima der 0kl-Flächenpole

Flächige Elemente

Flächenkreis:	Flächenpol:	Symbol:	Flächenart:
	X	ss	Schichtfläche
	o	sf	Schieferungsfläche
		(0kl) ac	Flächen auf das Koordinatenkreuz a, b, c und die B-Achse bezogen
		(h0l) bc	
		(00l) ab	
		(hkl)	
		(hk0)	
		(0kl)	

n = Anzahl der Messungen

k = Klüftigkeitsziffer

IV. 2 Beschreibungen der Gefügediagramme

In den 4 Tagebauen Erik, John, Hauptfeld und Westfeld wurden auf 4 je 100 m langen Meßstrecken alle in 1,5 m Höhe anzutreffenden tektonischen Elemente eingemessen und in getrennten Diagrammen ausgewertet. Durch diese, repräsentativ ausgewählten Strecken lassen sich für die einzelnen Gruben Klüftigkeitsziffern, d.h. die Anzahl der Klüfte pro laufenden Meter Gestein, angeben (Abb. 8, 10, 12, 14). Das Klüftgefüge ist in den kompetenten, dickbankigen Feinkonglomeraten deutlich und sehr symmetrisch ausgebildet. Die Gefügeanalysen und die tektonische Kartierung ergaben, daß die 4 Tagebaue in einem tektonischen Homogenbereich liegen. Sie können deshalb bei der Beschreibung zusammengefaßt werden. Aus den Diagrammen (Abb. 9, 11, 13, 15) wird ersichtlich, daß sich die Polpunktmaxima der Schicht- und Schieferigkeitsflächen durch je einen Großkreis verbinden lassen. Der Pol eines solchen Großkreises fällt in ein weites Punktmaximum. Es ist dadurch als ac -Flächenpolmaximum identifiziert, das einen gemeinsamen Durchstoßpunkt mit der Gefügekoordinate b und der Faltenachse B bildet. Der Schnittpunkt β von einzeitigen, gleichwertigen ss , $h01$ oder $sf1$ -Großkreisen liegt ebenfalls in b bzw. B . Die Pole der faltenachsenflächenparallelen Schieferigkeitsflächen $sf1$ liegen in a . Der zugehörige $sf1$ -Großkreis schneidet den ac -Zonenkreis in o . In dem vergenteten Sattel, dessen Nordwestflanke in den 4 Diagrammen dargestellt wird, stehen die $sf1$ -Flächen der kompetenten Feinkonglomerate in Flöcherstellung. Sie fallen deshalb auf der Nordwestflanke flacher ein als die in inkompetenten Bänken einzumessenden transversalen Schieferigkeitsflächen (vergl. Diagramm Abb. 17). Die a -Achse taucht also flacher ab als die $sf1$ -Flächennormale. Konstruiert man den ab -Zonenkreis, so liegen auf ihm zwei weitere Maxima. Die zugehörigen Großkreise schneiden sich auf dem ac -Kreis in o . Sie sind dadurch als $hk0$ -Diagonalklüfte identifiziert. Der durch b und o gegebene bo -Zonenkreis ist gleichzeitig die Vergentfläche. Auf dem bo -Kreis liegen die Polpunktmaxima der $Ok1$ -Scherklüfte. Die Maximapunkte der $h01$ -Klüfte liegen auf dem ac -Kreis. Damit ist ein einaktiger Gefügeplan gewonnen. Er beschreibt die 50° streichende und mit durch-

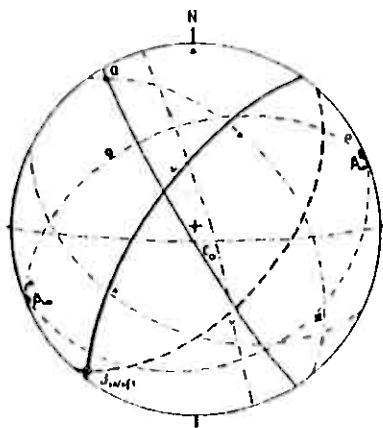


Abb. 8

Abb. 9

Abb. 8 u. 9 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild der Meßstrecke
Grube Erik. (Anl. 3, X 9300 / Y 11050),
($n = 132$; $k = 1,3$).

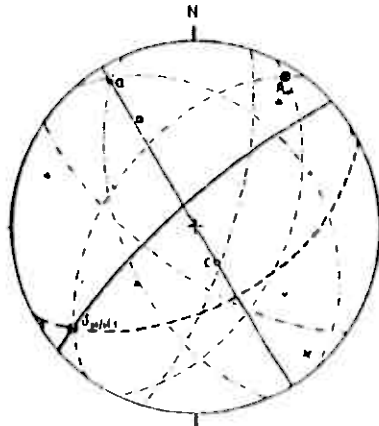


Abb. 10

Abb. 11

Abb. 10 u. 11 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild der Meßstrecke
Grube John, (Anl. 3, X 9250 / Y 10750),
($n = 103$; $k = 1,0$).

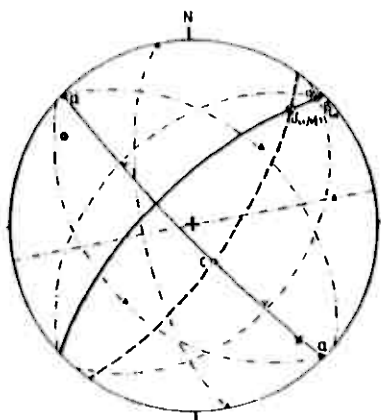


Abb. 12

Abb. 13

Abb. 12 u. 13 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild der Meßstrecke Hauptfeld (Anl. 3, X 9240 / Y 10430),
($n = 116$; $k = 1,2$).

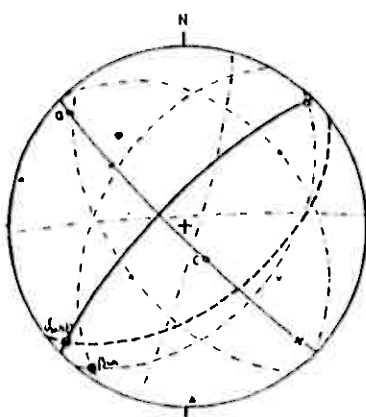


Abb. 14

Abb. 15

Abb. 14 u. 15 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild der Meßstrecke Westfeld. (Anl. 3, X 9300 / Y 9660),
($n = 141$; $k = 1,4$).

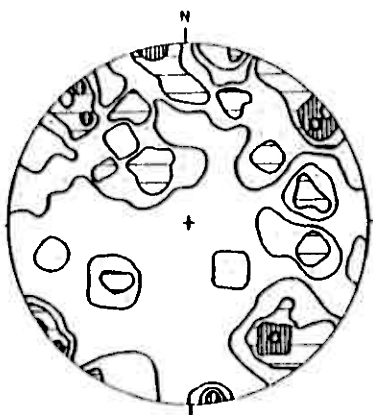


Abb. 16

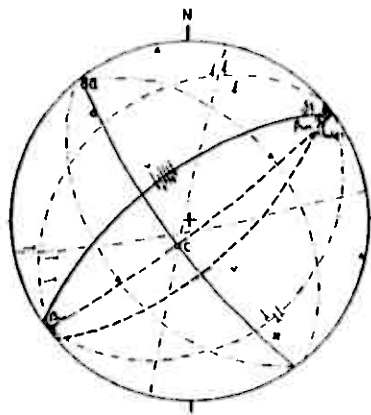


Abb. 17

Abb. 16 u. 17 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild des Meßprofils der nordöstlichen Steinbruchwand an der Einfahrt zum Hauptfeld. (Anl. 3, X 9200 / Y 10400), (n=83).



Abb 18

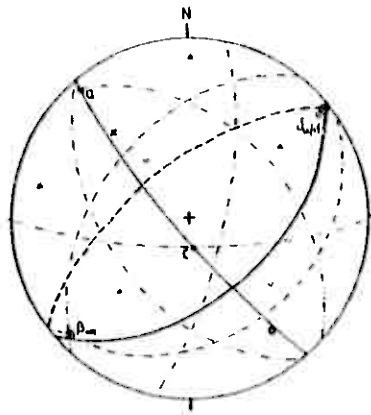


Abb. 19

Abb. 18 u. 19 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild des nach Südosten einfallenden Großfaltenschenkels. (Anl. 3, X 9750 / Y 9700), (n=60).

schnittlich 75° nach Nordwesten einfallenden Faltenflanken und deren Kluftgefüge. Der Homogenbereich der Flanke ist jedoch im Streichen geringfügig gestört. Dies zeigen die voneinander leicht abweichenden Raumlagen gleichwertiger Maxima in den Diagrammen (Abb. 9, 11, 13, 15). Zu beachten sind die unterschiedlichen Lagen der relativ raumkonstanten Elemente $\delta_{ss/sf1}$, β_{h01} und der α_0 -Flächenpolmaxima, die im Idealfall mit der Streich- und Abtauchrichtung der Faltenachse B korrespondieren.

Im Hauptfeld wurden Detailuntersuchungen zum Erkennen der Bewegungsabläufe innerhalb der Faltenflanke durchgeführt. An einer 30 m langen, querstreichenden Steinbruchwand wurden neben flächigen Elementen alle Lineare eingemessen (Diagramme Abb. 16 u. 17). Der Flächengefügeplan (Abb. 17) stimmt mit den Diagrammen (Abb. 9, 11, 13, 15) nahezu überein. Eine Abweichung ist für die Schieferigkeitsfläche zu beobachten, die im Diagramm (Abb. 17) zwei Maxima bilden. Diese resultieren aus der Brechung der transversalen Schieferigkeitsflächen an Schichtgrenzen kompetenter und inkompetenter Gesteine (Abb. 20).

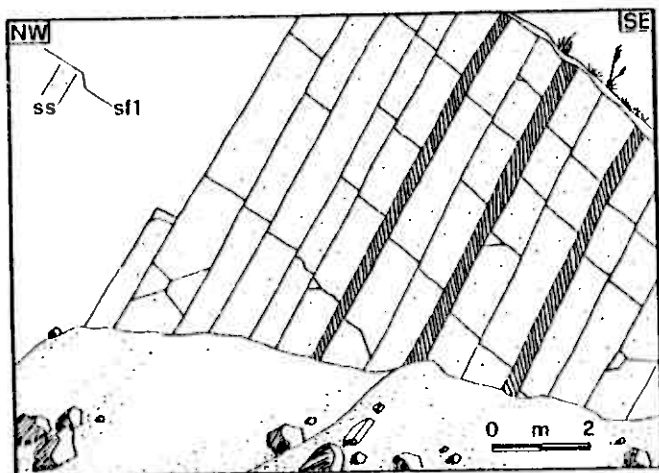


Abb. 20 Brechung der Schieferigkeitsflächen (sf1) an Schichtgrenzen (ss) kompetenter und inkompetenter Gesteine. Skizze der Steinbruchwand an der Einfahrt zum Hauptfeld.

Das Maximum der σ_{11} -Flächen inkompetenter Schichten liegt in a. Im Diagramm (Abb. 17) fällt der σ_{11} -Großkreis mit dem bc-Zonenkreise zusammen. Die transversalen σ_{11} -Flächen liegen also zur Faltenachsenfläche parallel und ermöglichen ein direktes Erkennen der Faltenvergenz. Das Maximum der eingemessenen σ_{11} -Linieare liegt in B.

Im untersuchten Bereich sind Gleitstrieungen am häufigsten auf Schichtflächen zu finden. Die senkrecht auf B stehenden Lineare geben die Bewegungsrichtung der schichtparallelen Gleitungen in Biegefalten wieder. In Sätteln schob sich während des Faltenversuches jeweils die hangende von zwei aufeinanderliegenden Schichten in Richtung der Scheitel. In Mulden wurden die jeweils liegenden Schichten gleitbrettartig in die Umbiegunszonen geschert (Abb. 21).

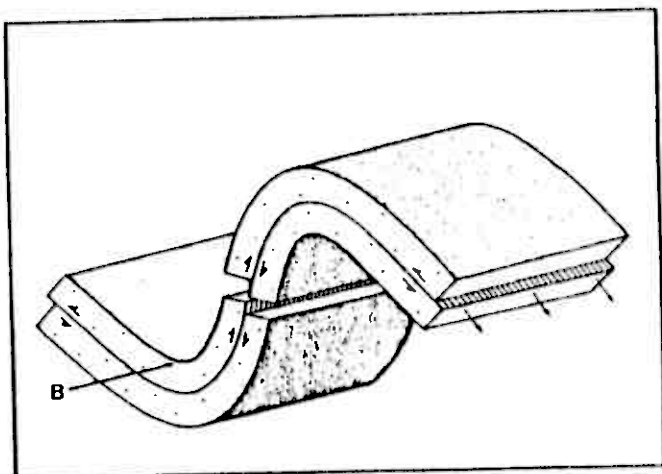


Abb. 21 Modell der Bewegungen zweier aufeinanderliegender Schichten in Biegefalten (halbierte Pfeile). Die orientierten Gleitstrieungen (volle Pfeile) auf den Schichtflächen stehen senkrecht auf B.

Gleitstrieemen bilden sich beidseitig auf den bewegten Gesteinsoberflächen aus. Ihre Richtungsorientierung ist gegenläufig. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind im Diagramm (Abb. 17) nur die Lineare der Schichtunterseiten und deren Bewegungsrichtung innerhalb der Sattelflanke eingetragen.

In einer feinklastischen, inkompetenten Bruchsenke erzeugten die schichtparallelen Gleitbewegungen der benachbarten kompetenten Hänge engstündige, sigmoidale Scherungslamellen. Diese können als interne zweite Schieferigkeit angesprochen werden (Abb. 22).

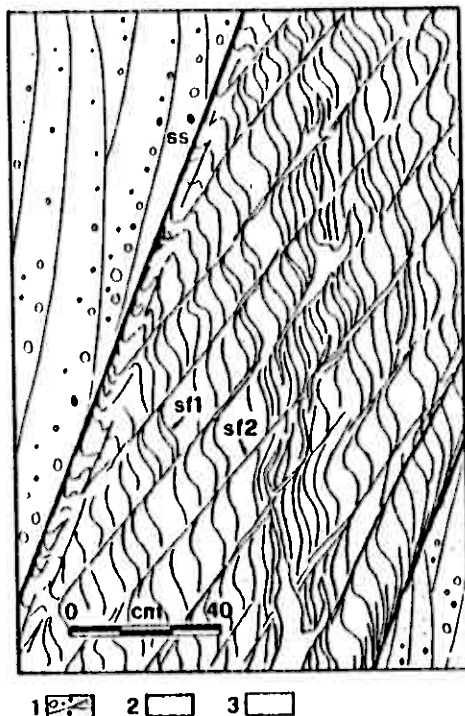


Abb. 22 Weitstündige Scherflächen einer zweiten Schieferigkeit (sf2), die zu sigmoidalen Deformationen der ersten transversalen und engstündigeren Schieferkeitslamellen (sf1) führten. 1. Kompetente Feinkonglomerate, 2. inkompetenter, feinklastischer Tuffithorizont, 3. flaserige Quarzklauern. Aufgeschlossen im Westfeld (X 9320 / Y 9630).

In der untersuchten Faltenflanke bildeten sich nahezu horizontal-liegende Gleitströmungen auf salger stehenden Scherklüften aus. Die Flächen sind durch den Gefügeplan (Abb.17) als paarige hko-Diagonalklüfte identifiziert. Die Lineare geben die Richtungen von Blattverschiebungen wieder. Im Diagramm (Abb.17) sind die Gleitstreifen und die Bewegungsrichtungen der spitzwinkligen Segmente eingetragen.

Dehnende Scherbeanspruchungen versetzten diese Segmente mit leichten Schrägabschiebungen nach Nordosten beziehungsweise Südwesten. Die stumpfwinkligen Südost-Schollen wurden nach Nordwesten, die Nordwest-Segmente nach Südosten bewegt. Diese relative Einengung erfolgte parallel zur a-Achse. Sie ist damit der Raumverkürzung durch die gefügeformende Faltung gleichgerichtet (Abb. 23).

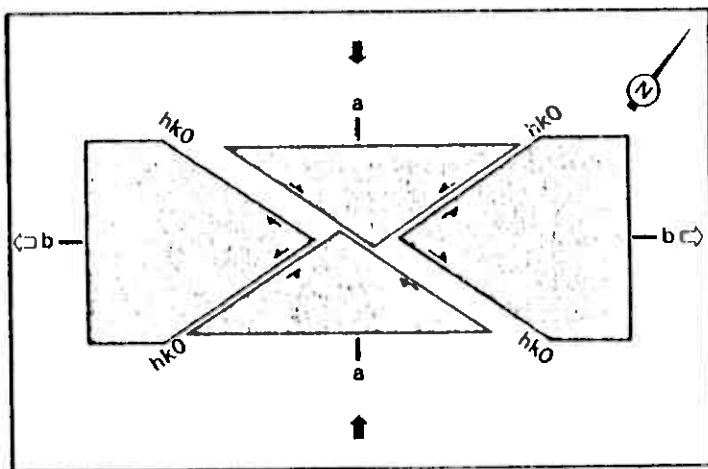


Abb. 23 Modell einer Blattverschiebung (halbierte Pfeile) an hko-Flächen mit einer relativen Einengung parallel a, also parallel zur gefügeformenden Bewegungsrichtung (schwarze Pfeile). Ausdehnungsbewegungen parallel zu b (weiße Pfeile). Aufsicht auf eine Falte aus der Richtung der c-Koordinate.

Auf durchschnittlich mit 30° nach Südosten einfallenden Klüften, die als hoi-Flächen zu identifizieren sind, wurden Gleitströmungen eingemessen. Diese Lineare stehen senkrecht auf B. Das Diagramm (Abb. 17) zeigt diejenigen Lineare, welche die Aufschiebsrichtungen der Südostschollen auf die Nordwest-segmente repräsentieren. Aufschiebungen von Faltensegmenten sind im gesamten Kartiergebiet zu finden. Verstärkt treten sie in den Umbiegungszonen der Falten auf.

Auf einer h01-Scherfläche wurde auch die in den Gefügediagrammen (Abb. 8-17) beschriebene Flanke nach Nordwesten auf einen nach Südosten einfallenden Faltenflügel aufgeschoben. Beide Schenkel bilden eine Nordwest-vergente Synklinal. Die tektonische Karte zeigt diese Aufschiebungsbahn als streichende Störung am Hendriksvann (X 9650 / Y 10050). Die Scherfläche liegt in der Muldenumbiegungszone.

Das Gefüge des Südostflügels geben die Diagramme (Abb. 18 u. 19) wieder. Sein Gefügeplan läßt sich wie der in den Diagrammen (Abb. 9, 11, 13, 15 u. 17) entwickeln. Der Streich- und Fallwert des ss-Flächenmaximums liegt bei $50^{\circ}/53^{\circ}$ Südost. Die Raumlagen der Kluftsysteme korrespondieren mit denen der Diagramme (Abb. 8-17). Das vollständige Bild der Synklinal ergibt eine Kombination der Gefügepläne 17 und 19. Sie sind im Diagramm (Abb. 25) zusammengefaßt. Die Faltenachsenfläche der Mulde fällt mit 75° nach Südosten. Die Faltenachse B taucht mit 5° nach Nordosten ab. Der Gefügeplan dieser tektonischen Großform mit ihrem monoklinen Koordinatenkreuz repräsentiert den Gebirgsbau im Südostteil des Synklinoriums.

Die Diagramme (Abb. 26 u. 27) zeigen ein weiteres Element dieses tektonischen Baustils. Sie stellen eine Spezialfaltung dar (Abb. 24).

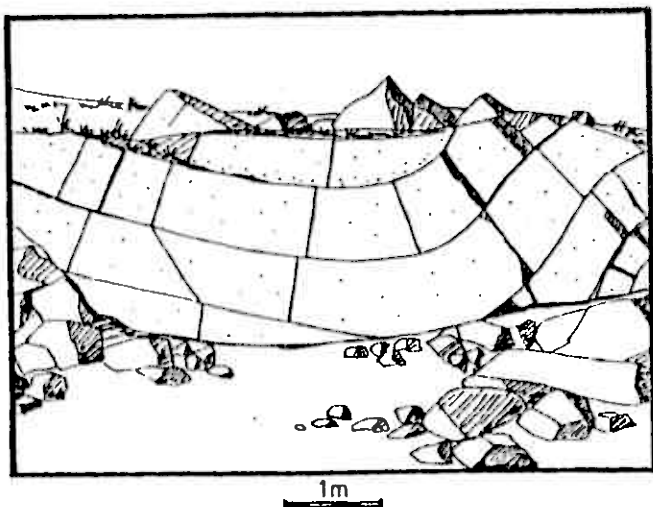


Abb. 24 Spezialmulde mit angrenzendem Spezialsattel in kompetenten, dickbankigen Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation (X 9380 / Y 9080)

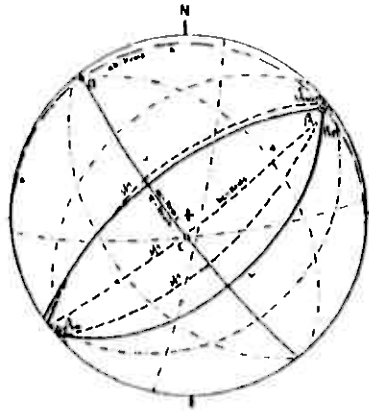


Abb. 25 Gefügebild der Nordwest-vergente Großfalte (Anl. 3, K 9650 / Y 100050) Kombination der Gefügebilder von dem nach Nordwesten einfallenden Faltenschenkel (Abb. 17) und dem nach Südosten einfallenden Faltenschenkel (Abb. 19).

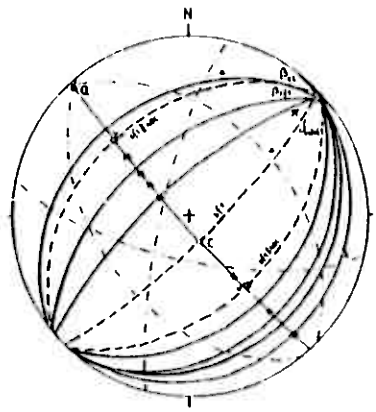
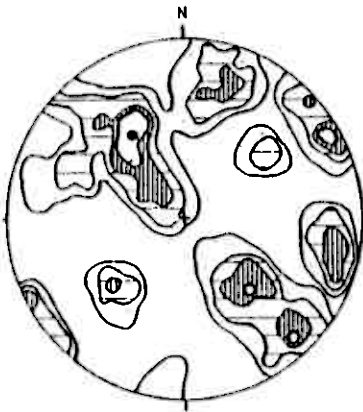


Abb. 26

Abb. 27

Abb. 26 u. 27 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild einer Spezialmulde mit angrenzendem Spezialsattel. (Anl. 3, K 9380 / Y 9080), (n=103).

Die Spezialsynklinale und -antiklinale liegen im Aufschiebungsbereich der beiden Faltenflanken, die die vorher beschriebene Großform bilden. Im Punktverteilungsdiagramm fallen die ss- und sfl-Polpunkte in einen querstreichenden Bereich, der im Gefügediagramm den π -Kreis definiert. Dieser Kreis und der ac-Zonenkreis besitzen dieselbe Raumlage. Die Streuung der sfl-Pole entspricht der Fächer- bzw. Meilerstellung der Schieferigkeitsflächen. Die räumliche Orientierung des übrigen Inventars der Spezialfaltung gleicht der des tektonischen Großbaues. Die Karte zeigt, daß das Element der Spezialfaltung an mehreren Stellen zum Beispiel in Umbiegungszonen oder an Großschollengrenzen ausgebildet ist.

Die Gefügediagramme (Abb. 28 u. 29) geben den rhombischen Faltenbau im Mittelteil des Synklinoriums wieder. Die Faltenachsenflächen ba stehen in den offenen, symmetrischen Falten senkrecht. Die transversalen Schieferigkeitsflächen liegen bc -zonenparallel. Die ss-Flächenpole streuen über den π -Kreis. Mit 5° taucht die Faltenachse B nach Nordosten ab. Nordnord und Ostwest streichen die paarigen $hk0$ -Flächen. Die $Ok1$ -Klüfte begrenzen spitzwinkelig die Segmente in der ac-Zone. Das Maximum der nach Südosten einfallenden $h01$ -Scherflächenschar ist deutlicher als das der Nordwest einfallenden.

Ein Beispiel des Südost-vergenten^{Faltenbaues} im Nordwestteil des Kartiergebietes ist in den Diagrammen (Abb. 30 u. 31) dargestellt. Sie geben das tektonische Inventar eines Sattels und einer sich anschließenden Mulde wieder. Die Faltenachsenflächen fallen mit durchschnittlich 68° nach Nordwesten. Die Gefügeanalysen ergaben, daß die gemeinsame, steil nach Südosten-einfallende Flanke zwischen den beiden zerschuppten Scheitelzonen rotiert wurde. Abb. 32 gibt modellhaft diese Strukturen wieder.

Zwei weitere wichtige Strukturelemente zeigen die Diagramme (Abb. 33 u. 34 sowie 35 u. 36).

Eine Südsüdwest-Nordnordost, anschließend nach Norden in Nord-Süd Richtung streichende Störung trennt im Maßgebiet (siehe Anl. 3, X 9400 / Y 11600) der Gefügediagramme (Abb. 33 u. 34) zwei Schollen mit unterschiedlichen Faltengefügen. An der

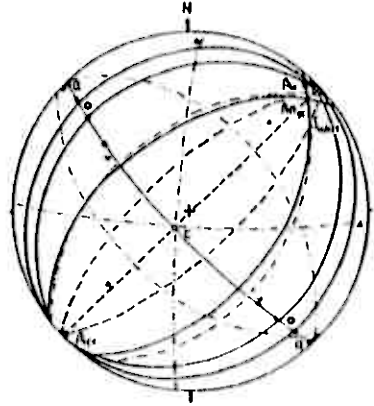


Abb. 28

Abb. 29

Abb. 28 u. 29 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild des rhombischen Faltenbaues im Mittelteil des Synklinoriums.
(Anl. 3, X 10130 / Y 12900), (n=132).

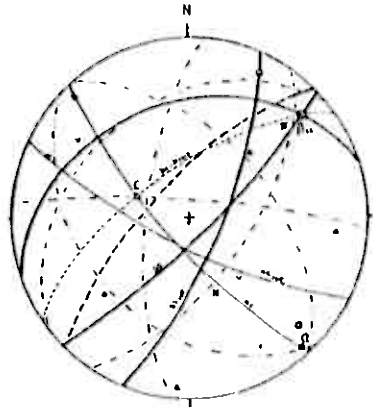


Abb. 30

Abb. 31

Abb. 30 u. 31 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild Südost-vergenger Falten im Nordwestteil des Synklinoriums
(Anl. 3, X 11000 / Y 12580), (n=79).

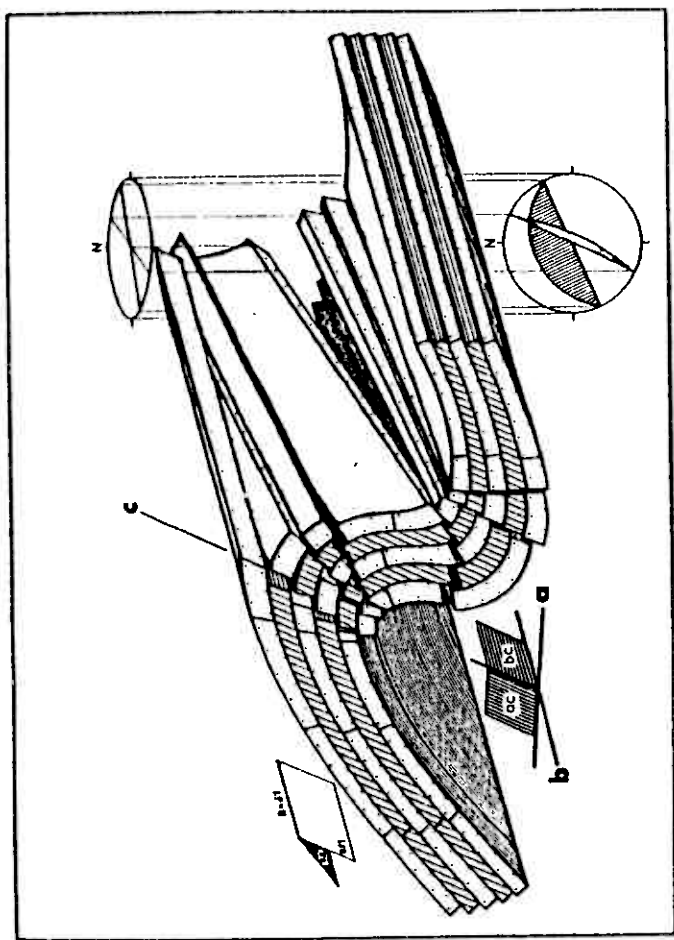


Abb. 32 Modell eines im Südost-vergenten Teil des Synklinoriums aufgeschlossenen Sattels. Die mit der angrenzenden Mulde gemeinsame Faltenflanke ist zwischen den zerscherten Scheitelzonen rotiert worden. (Anl. 3, X 11000 / Y 12580)

Störung ist eine Schleppfaltung ausgebildet, die besonders das Gefüge der E-Scholle überprägt. Diese Struktur ist in den Diagrammen (Abb. 33 u. 34) und im schematischen Blockbild (Abb. 37) dargestellt.

Die Achse B' der Schleppfaltung taucht mit 30° nach Südost ab. Das präexistierende Internegefüge der Ostscholle wurde um diese Achse rotiert. Der Schnittpunkt β' der rotierten und nicht verstellten ss-Maximaflächen fällt mit B' zusammen. Die Störung ist als hkO-Fläche zu erkennen. Die Scherbewegung an dieser Fläche entspricht einer Blattverschiebung. Der im Südosten der Grube John auf dem südöstlichen Talhang der Vestre Ariselv (X 8850 / Y 10900) gelegene Intrusivkörper besitzt sigmoidal geformte Umrisse. Scherbeanspruchungen an der streichenden Fortsetzung der Blattverschiebung nach Süden verbogen das inkompetente Intrusivgestein bruchlos.

Die hkO-Flächen sind paarig angelegt. Die Bewegungen an der korrespondierenden Ostwest streichenden hkO-Klufteschar führten lokal ebenfalls zu Überprägungen. Dieser Bereich ist in Abb. 38 dargestellt.

Die Abbildung 38 zeigt, daß in einem Ost-West verlaufenden Streifen die Faltenachsen knickzonenartig verbogen wurden. Die Diagramme (Abb. 35 u. 36) beschreiben eine Teilstruktur aus dem Sigmoid. Ein monokliner Sattel wurde durch Schollenverstellungen im Scherungsbereich quergewellt. Dadurch erhielt er triklinen Koordinaten. Die Faltenachse der Querverwellung B' taucht mit 18° nach Südost ab. B' streicht nahezu rechtwinklig zu B. Durch die Überprägung streuen die Polpunkte der Gefügeelemente im Diagramm (Abb. 35).

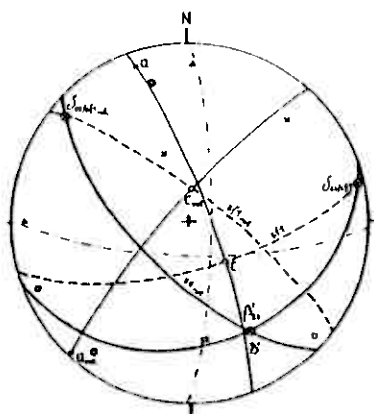


Abb. 33

Abb. 34

Abb. 33 u. 34 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild einer Schleppefaltung an einer hko-Blattverschiebung (Anl. 3, X 9400 / Y 11600), (n=69).

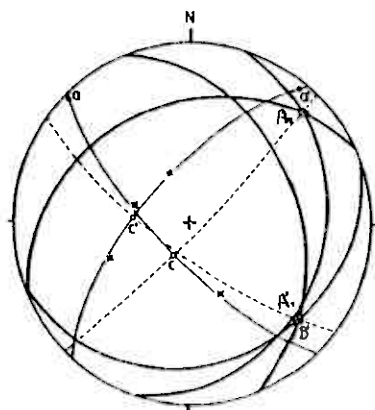
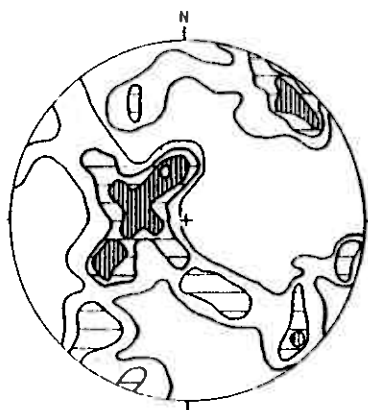


Abb. 35

Abb. 36

Abb. 35 u. 36 Punktverteilungsdiagramm und Gefügebild des monoklinen Großsattels, der in einen Sigmoid durch Scherung quergewellt wurde und triklinen Koordinaten erhielt. (Anl. 3, X 9020 / Y 9600), (n=781).

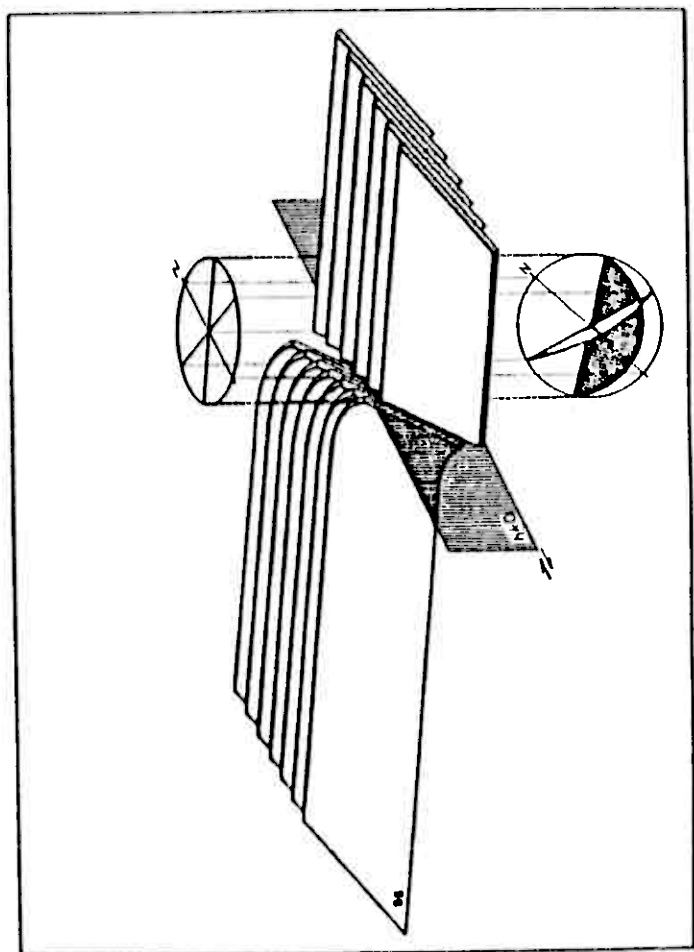
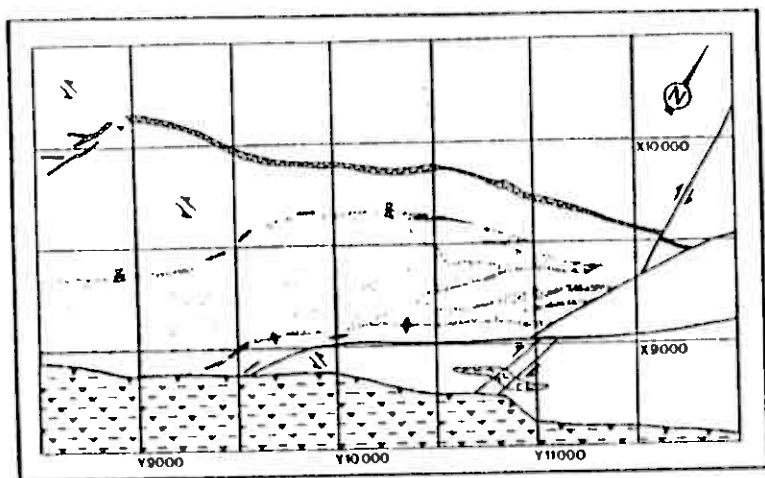


Abb. 37 Modell einer Schleppfaltung an einer hkO -Blattverschiebung.
(Anl. 3, X 9400 / Y 11600)



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Abb. 33 Vereinfachter Ausschnitt der tektonischen Karte (Anl. 3).
 1. Nach Südosten einfallende Schichten der Feinkonglomerate, Steinfjell-Formation, 2. nach Nordosten einfallende Schichten der Feinkonglomerate, Steinfjell-Formation, 3. aufgeschobene Grünsteine, Holmvann-Formation, 4. pyroklastischer Intrusivkörper, durch Scherbeanspruchungen sigmoidal verformt, 5. dioritporphyritischer Gang, "Karlo-Skjerf", 6. dioritporphyritische Kleinintrusionen im Sigmoid, 7. Blattverschiebung an hk0-Scherklüft, 8. Scherbewegungen an der korrespondierenden hk0-Richtung, die zu der sigmoidalen Deformation führten, 9. Aufschübung, 10. Großfaltachsen, im Sigmoid knickzonenartig verbogen, 11. Störung.

Trikline Strukturen durch Deformationen der Hauptfaltachsen sind im gesamten Knickzonenstreifen zu finden. Kleinintrusionen zeichnen die Scherzone nach. Sie sitzen örtlich perlschnurartig auf den Schwächezonen. Vorwiegend intrudierten sie in geknickte Faltenscheitel. Die tektonische Karte zeigt diese Intrusionen im Muldenscheitel, der am Hendriksvann (X 9650 / Y 10050) von Nordosten nach Südwesten streicht. In der Sigmoide biegt die Muldenachse begleitet von Intrusivkörpern fast in die Nord-Süd Richtung um. 150 m südlich des Blockvann (X 9350 / Y 8800) folgt der Synklinen-

scheitel außerhalb der Scherzone wieder der generellen südwest-nordöstlichen Streichrichtung. Der Großsattelscheitel, der etwa 160 m südöstlich des Hauptfeldes verläuft (X 9100 / Y 10300), wird im Meßbereich des Diagrammes Abb. 35, (Anl. 3, X 9020 / Y 9660) in gleicher Weise deformiert. Auch hier folgen Kleinintrusionen dieser Struktur.

Am Ostrand der Karte schneidet das Sigmoid der hkO-Blattverschiebung die gangförmige Intrusion des "Karl Skjerfs" (X 10100 / Y 8900). Die Intrusion zerfingert in kleine Gänge. Diese zeichnen die Richtungen der beiden hkO-Kluftscharen nach, die sich hier durchkreuzen. Neben den Ost-West streichenden fallen Südsüdwest-Nordnordost streichende hkO-Klüfte auf, die durch die morphologischen Depressionen des Ulverygganvann und des Norddalen laufen.

Eine Aussage über die Ein- oder Mehraktigkeit des tektonischen Großbaues liefert das Sammeldiagramm (Abb. 39). Es enthält 918 Schichtflächenschnittpunkte β_{ss} eines Homogenenbereiches. Als tektonischer und petrographischer Homogenbereich diente die Ausstrichfläche der Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation im Gebiet der tektonischen Karte (Anl. 3). Aus den 918 β_{ss} -Punkten wurde ein ungeteiltes Maximum von $48^{\circ}6'$ Nordost ermittelt. Die ungeteilte Punkthäufigkeit zeigt, daß der Gebirgsbau einer einaktigen Deformation zuzuordnen ist. Im Süd-Ost Quadranten des Diagramms fällt ein Streifen mit geringen β_{ss} -Anhäufungen auf. Diese Zone ist auf Schnittpunkte mit verstellten ss-Flächen durch Schlepp- und Scherfalten zurückzuführen. Die Schleppungen und Scherungen wurden von der gefügebildenden Faltung verursacht. Sie stellen somit für den gesamten Homogenbereich keinen zweiten Deformationsakt dar im Sinne einer erneuten Faltung durch eine zweite Orogenese.

Der Gebirgsbau des Grubengebietes und seiner Umgebung ist als Blockpaneel in Anlage 4 dargestellt. Den Südostteil des abgebildeten Ausschnittes bauen die aufgeschobenen Grünsteine der Holmann-Formation auf. Das übrige Gebiet nehmen Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation und Intrusionen ein. Die Querprofile zeigen den komplizierten Faltenbau in den Konglomeraten.

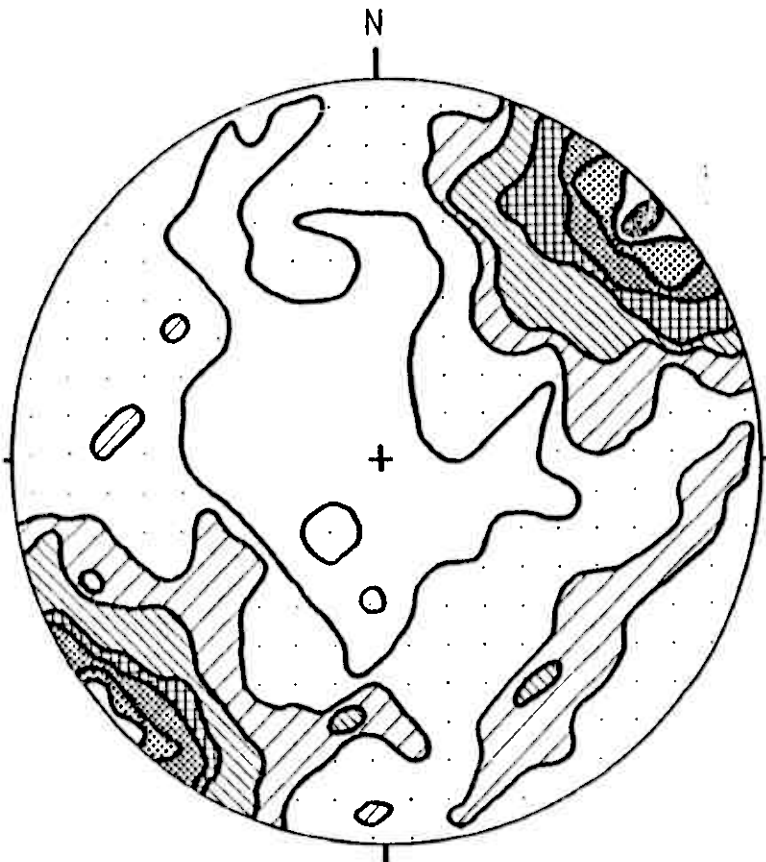
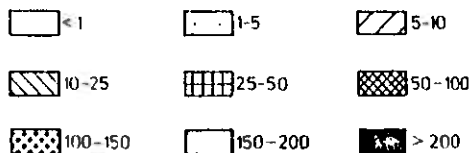


Abb. 39 Punktverteilungsdiagramm (β_1 -Flächenpole (n=918))

Besetzungsdichten des Diagramms in Häufigkeitszahlen pro 1 Flächeneinheit
(Flächeneinheit = 1 % der Gesamtfläche).



Im südwestlichen Profil sind eine offene Anti- und Synklinale zu sehen. Diese Faltenstrukturen komplizieren sich im Streichen nach Nord-Ost unter Zunahme der linearen Einengungsbeträge. Im Bereich der Profile Y 10500 und Y 11000 fingern von Nordosten Kleinfalten in die mit durchschnittlich 5° nach Nordosten abtauchenden Strukturen. Eine Nordsüd-streichende Blattverschiebung (vergl. Seite 43) begrenzt die kompliziert gefaltete Westscholle. Auf der benachbarten Scholle im Osten der Störung fallen die Schichten gleichmäßig mit etwa 60° nach Südosten ein.

V. Geologie der Grube Repparfjord

Die geologische Karte bildet die Grundlage der geologischen Untersuchungen. Sie wurde im Maßstab 1:5000 aufgenommen und als Anlage 1 im Maßstab 1:10 000 dargestellt. Das Kartiergebiet umfaßt 20 km². Die nähere Umgebung der Grube, ca. 1,1 km², ist im Maßstab 1:2000 kartiert und abgebildet worden (Anl. 5). Die Gesteine im Untersuchungsgebiet wurden lithostratigraphisch gegliedert. Fossilien fehlen in den meisten Schichten völlig. Vereinzelt nachgewiesene oder vermutete Reste organischen Lebens bieten keine Grundlage für biostratigraphische Gliederungen.

V.1 Präkambrium

Die Einstufung der präkambrischen Gesteinsfolgen basiert auf regionalen lithostratigraphischen Korrelationen, geophysikalischen Untersuchungen und radiometrischen Altersbestimmungen. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehören diese präkambrischen Gesteinsserien, die DAHL (in REUSCH et al. 1891) zur Raipas-Suite zusammenfaßt, in die tektonisch-chronologische Provinz der Kareliden.

V.1.A Raipas-Suite

Die stratigraphische Gliederung der Raipas-Suite und die Einteilung der übrigen im Kartiergebiet anstehenden prä-quartären Gesteine gibt Abb. 3 wieder.

V.1.A.1 Repparfjord-Gruppe

Die Repparfjord-Gruppe ist im Kartiergebiet nur durch Schichten ihrer untersten Einheit, der Holmvann-Formation, vertreten.

V.1.A.1.1 Holmvann-Formation

Gesteine der Holmvann-Formation stehen im Südosten und Nordwesten des kartierten Bereiches (Anl. 1) an. Ihre Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Auch im gesamten Komagfjordfenster ist das Liegende zu diesen Schichten nicht nachgewiesen. Gesteine, die das direkte Auflager der Holmvann-Formation bilden, fehlen im Untersuchungsgebiet.

Der im Kartiergebiet anstehende ca. 300 m mächtige Teil der Holmvann-Formation ist tektonisch begrenzt. Die Altersstellung dieser Gesteine kann an Hand der tektonischen Gesamtsituation und durch regionale Vergleiche abgeleitet werden. Im kartierten Gebiet baut sich die Holmvann-Formation hauptsächlich aus metamorphisierten Vulkaniten auf. In der Vulkanitfolge dominieren dunkle, massige, feinkristalline Grünsteine. Schichtung ist in den dichten und sehr homogenen Gesteinen meist nur schwer zu erkennen. Örtlich anzutreffende Kissenstrukturen in den Extrusiva bilden die Ausnahme. Sie ermöglichen eindeutige Hangend-Liegend Orientierungen.

Die mächtige und recht monotone Metavulkanitfolge läßt sich in Bereichen mit deutlichem Materialwechsel der Ausgangsgesteine makroskopisch gliedern. So sind lokal Grünschiefer in die Serie eingeschaltet. Sie erreichen zum Teil bis zu 50 m Mächtigkeit und sind im Streichen über mehrere Kilometer zu verfolgen. Es sind feinkörnige oft feingeschichtete Gesteine mit grünlicher aber auch hell- bis dunkelgrauer Farbe. Als Sedimentstrukturen treten gradierte und rhythmisch gradierte Schichtungen sowie Winkelschichtungen auf.

Einschaltungen von Quarziten, Konglomeraten und Karbonatgesteinen in den Metavulkaniten der Holmvann-Formation (REITAN 1963) fehlen im kartierten Gebiet.

Makroskopisch lassen sich idiomorphe Magnetit- und Pyritkristalle erkennen. Mikroskopisch setzen sich die Grünsteine aus sauren und intermediären Plagioklassen, Hornblende, Biotit, Epidot, Chlorit, Sericit, Titanit, Quarz und opaken Mineralien zusammen. REITAN (1963) hat Grünsteinproben aus dem gesamten Fenster untersucht. Er beschreibt folgende prozentuale Gehalte: Plagioklas 15-38 %, Orthoklas 0-5 %, Chlorit 5-25 %, Epidot 5-28 % und Quarz 3-17 %. Die metamorphe Überprägung der Gesteine führt zur Saussuritisierung und Sericitisierung der Feldspäte sowie zur Neubildung von Chlorit und Mineralen der Epidotgruppe. Edukte der Grünsteine waren Basalte, Hornblendebasalte und andesitische Basalte.

Die Grünschiefer haben fast die gleiche Mineralzusammensetzung wie die Grünsteine. In den schiefrigen Gesteinen liegen jedoch die Gehalte an Biotit, Chlorit und Sericit etwas höher. Edukte der Grünschiefer waren basische bis intermediäre Tuffe und Tuffite.

V.1.A.2 Saltvann-Gruppe

Alle Formationen der Saltvann-Gruppe stehen im Kartiergebiet an. Sie werden im Südosten und Nordwesten tektonisch begrenzt.

V.1.A.2.1 Steinfjell-Formation

Im zentralen Teil des Kartiergebietes sind Gesteine der Steinfjell-Formation aufgeschlossen. Auf welchen Schichten die Sedimente der Steinfjell-Formation lagern, ist nicht bekannt. Im Komagfjordfenster ist ihre Untergrenze nicht aufgeschlossen. Die Steinfjell-Formation wird im Liegenden durch eine Aufschichtung von Grünsteinen der Holvann-Formation begrenzt. Die Aufschichtung streicht von Südwesten nach Nordosten im Tal der Gatre Ariselv. Die Obergrenze der Steinfjell-Formation bildet ein lithologischer Wechsel. Auf der geologischen Karte (Anl.1) ist die Grenze nordwestlich des Bachlaufes der Indre Djupelv eingezeichnet. Die Mächtigkeit der Formation läßt sich auf Grund des intensiven Faltenbaues nur abschätzen. Bohrungen in einem gleichmäßig einfallenden Bereich durchteuften 280 m dieser Serie, ohne in andere Gesteinschichten zu gelangen. Die Gesamtmächtigkeit dürfte etwa 600 - 700 m betragen.

Die Steinfjell-Formation baut sich fast ausschließlich aus schwach metamorphen, klastischen Sedimentgesteinen auf. Petrographisch ist die Schichtfolge so monoton, daß sie keine lithologischen Untergliederungen ermöglicht. Die gesamte Folge besteht aus feldspatführenden, konglomeratischen Quarziten und feldspatführenden, quarzitischen Feinkonglomeraten. Die Verteilung der psammitischen und psephitischen Komponenten im Sedimentgefüge der Gesteine ist durchweg gradiert. Diese Gradierung ist auf die nahezu überall ausgebildete, großdimensionierte Schrägschichtung zurückzuführen. Die Länge der Leeblätter schwankt im Bereich zwischen 0,2 - 2 m.

Innerhalb der Schrägschichtungsblätter sind die Gerölle nach ihrer Größe von grob zu fein, vom Liegenden ins Hangende angeordnet. Der Kornsortierungsgrad schwankt. Schlecht sortierte Bereiche der Sand- und Kiesfraktionen im untersten Teil einer Schicht gehen ins Hangende in gut sortierte Zonen reiner Sandfraktionen über. Die Gerölle der Kiesfraktion zeigen einen unterschiedlichen Rundungsgrad. Sie sind ungerundet bis gut gerundet. Die sandigen Komponenten besitzen gerundete Kanten oder völlig runde Formen. Die Gerölle liegen in einer dunklen, feinkörnigen Matrix.

Neben der Schrägschichtung tritt als Sedimentstruktur vereinzelt Wickelschichtung auf, Abb. 40. In einer ca. 1/2 m mächtigen Bank sind die schrägschichteten Lagen kurz nach der Sedimentation aufgebogen.

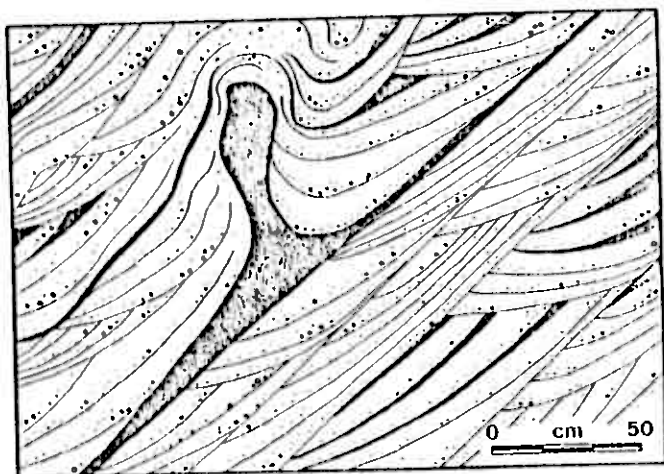


Abb. 40 Wickelschichtung in schrägschichteten Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation.

1 Feinglomerate, 2 feinerklastische, siltig-sandige Einschaltungen.

Aufgeschlossen im Hauptfeld (X 9250 / Y 10400).

Einen prädiagenetischen Versatz von Schichten im m-Bereich zeigt Abb. 41.



Abb. 41 Prädiagenetisch versetzte Feinkonglomeratbänke. Die Kluft ist mit lockeren, grobklastischen Sedimenten verfüllt worden. Aufgeschlossen im Hauptfeld (X 9250 / Y 10400).

Die Farbe der Gesteine ist unterschiedlich. Sie ändert sich in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung und deren Beeinflussung durch Diagenese, Metamorphose und Verwitterung. In den gradierten Schrägschichtungsblättern läßt sich die Materialabhängigkeit der Farbe beobachten. Die schrägschichteten Lamellen zeigen einen Übergang von Grautönen. Die gröberen feldspat- und quarzgeröllreichen Lagen sind weiß bis hellgrau. Die feinkörnigen Lagen enthalten mehr Sericit, Chlorit

und Schwerminerale. Sie sind mittel- bis dunkelgrau gefärbt. Die unterschiedlichen Oxydationsstufen der Eisenionen wirken sich ebenso auf die Gesteinsfarbe aus. Es fallen besonders die durch Fe^{+++} -Ionen rot-violett und die durch Fe^{++} -Ionen grünlich gefärbten Bereiche auf. Die Oxydation des Eisens geht zum Teil von Klüften und Schichtgrenzen aus (Abb.42).

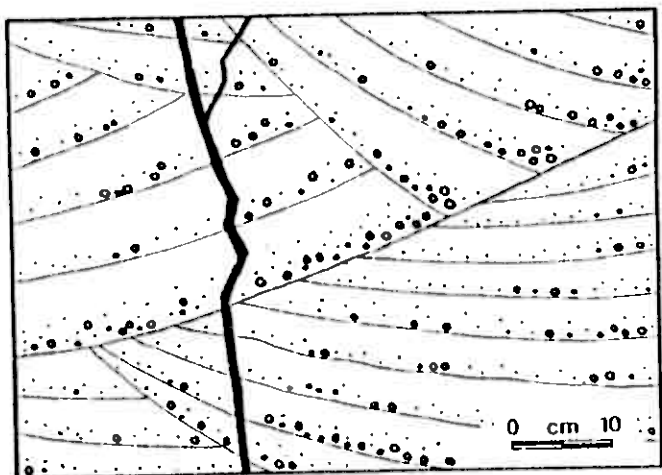


Abb. 42 Oxydierte, kluft- beziehungsweise schichtgrenzenparallele Zonen, die durch Fe^{+++} -Ionen rot-violett gefärbt sind.
Aufgeschlossen im Hauptfeld (X 9250 / Y 10400).

Zonen mit verbläuten Gesteinsfarben, die auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind, beschränken sich auf Oberflächenbereiche natürlicher Aufschlüsse und auf tektonische Zerrüttungsbahnen.

Die konglomeratischen Quarzite und Feinkonglomerate bilden sehr harte, massige Gesteine. Sie sind dickbankig. Bankoberflächen treten im Abstand von 0,3 bis 1 m als Trennfugen auf.

FABRICIUS (1978) beschreibt Fossilreste in den konglomeratischen Quarziten. Es sind dies silifizierte ca. 200 μm große, rundliche Strukturen, wahrscheinlich Leiosphaeren. Die Leiosphaeren gehören zu der Gruppe der Acritarcha. Ihre systematische Stellung

ist unsicher. Vermutlich zählen sie zu den Hystrichosphaerideen, die in marinen Sedimenten schon im Präkambrium vorkommen.

In die konglomeratischen Quarzite und Feinkonglomerate sind vereinzelt feinerkörnige Schichten eingelagert. Sie sind sehr stark, zum Teil sogar zweimal geschiefert. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 1 m. Im Streichen halten sie oft über 1 km lang aus. Diese feinklastischen Zwischenlagen können jedoch auf Grund der lateralen, faziellen Verzahnung und durch die komplizierte Tektonik nur in regional eng begrenzten Gebieten als Leithorizonte auskartiert werden. Die feinkörnigen Zwischenlagen haben eine dunkle, graugrüne Farbe mit einem seidigen Glanz auf Schicht- und Schieferungsflächen. In der Grube Westfeld treten in diesen grünschieferähnlichen Phylliten Lagen auf, die reich an bis zu 2 cm großen Feldspäten sind.

In den Gesteinen der Steinfjell-Formation liegt die Kupferlagerstätte. Die petrographische und erzmikroskopische Untersuchung dieser Schichten bildet einen Schwerpunkt der Arbeit. Die Ergebnisse sind im Kapitel VI zusammengefasst.

V.1.A.2.2 Djupelv-Formation

Gesteine der Djupelv-Formation bauen das Gebiet zwischen Indre- und Ytre Djupelv auf. Sie lagern konkordant auf der Steinfjell-Formation. Ein Wechsel in der Lithologie der Sedimente bildet ihre Untergrenze, die im Tal des Indre Djupelv verläuft (Anl. 1). Dieser Wechsel wird durch das Einsetzen von Konglomeraten mit Geröllen der Grobkiesfraktion markiert. Eine am Småvann (X 23500 / Y 10200) 280 m senkrecht zur Schichtung abgeteufte Bohrung schließt die Grenze beider Formationen auf. Sie besteht aus einem 100 m mächtigen Übergangsbereich von quarzitischen Feinkonglomeraten, Quarziten sowie siltigen und feinsandigen Lagen, in die sich zunehmend Bänke von grobkiesigem Material einschalten. Ins Hangende begrenzen die Sedimente der Fiskevann-Formation mit konkordantem Übergang die Djupelv-Formation.

Die Mächtigkeit der Djupelv-Formation beträgt mindestens 280 m.

Lithologisch setzt sie sich aus schlecht sortierten, polymikten Konglomeraten zusammen. Die Gerölle haben Durchmesser von 0,2 bis 20 cm. Sie sind überwiegend gut gerundet. Als Komponenten treten Grünstein-, Grünschiefer-, Porphy-, grobkristalline Basit-, Quarzit- und Karbonatgesteinsgerölle auf. Außerdem enthält das Konglomerat Quarz-, Feldspat- und Magnetit-Hämatit Gerölle. Daneben fallen zonar unterschiedlich gefärbte Jaspisaggregate auf, die zum Teil scharfkantig begrenzt sind.

Die Gerölle sind durch tektonische Beanspruchung ausgelängt und je nach Zusammensetzung mehr oder weniger stark zerbrochen. Mit ihren längsten Achsen liegen sie meist parallel zu den transversalen Schieferungsblättern.

Das grünliche Bindemittel des Konglomerats ist sehr feinkörnig. Es besteht aus Quarz, Sericit, Chlorit, sericitisiertem und saussuritisiertem Plagioklas, Schwermineralen und opaken Mineralen. Makroskopisch und mit der Lupe lassen sich in dem Bindemittel Pyrit, Magnetit und Chalkopyrit nachweisen. Außerdem wurden mineralisierte Gerölle von grobkristallinen, basischen bis ultrabasischen Gesteinen gefunden, die Pyrit, Chalkopyrit und Bornit führen.

In die Konglomerate sind örtlich sandige und karbonatische Lagen eingeschaltet. Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 1 m. Lateral keilen sie meist nach wenigen Dekametern aus. Diese Zwischenlagen ermöglichen in dem stark geschieferten und schlecht gebankten Gestein das Erkennen der Schichtung.

V.1.A.2.3 Die Fiskevann-Formation

Nordwestlich des Tales des Ytre Djupelv stehen Gesteine der Fiskevann-Formation an. Ihre Grenze zu den konkordant unterlagernden Konglomeraten der Djupelv-Formation ist im Bereich der Karte tektonisch schwach überprägt. Welche Schichten über der Fiskevann-Formation abgelagert wurden, ist unbekannt. Im gesamten Komagfjordfenster wird das Hangende der Fiskevann-Formation durch eine Aufschubung von Grünsteinen der Holmvann-Formation begrenzt.

Die Mächtigkeit des anstehenden Teils der Fiskevann-Formation beträgt etwa 250 m. Schwach metamorphe, klastische Sedimente der Sandfraktion bilden die untersten 100 m. Es dominieren gut sortierte, feldspatführende Quarzite. In den hellgrauen Quarziten findet man als Sedimentstrukturen häufig bogige Schrägschichtungungsablätter ausgebildet mit Längen von 0,5 - 1,5 m. Die Schichten sind mittel bis dickbankig. Ins Hangende schalten sich zunehmend größere, schlechter sortierte Lagen in die Quarzite ein, die in rein konglomeratische Sedimente überleiten. Charakteristisch für diese Konglomerate ist, daß sich die Komponenten fast ausschließlich aus feinkristallinen, purpurfarbenen rhyolithischen Porphyrgeröllen zusammensetzen. Untergeordnet treten auch Quarzit-, Quarz- und Feldspatgerölle auf. Der Volumenanteil der durchschnittlich 0,5-5 cm großen Gerölle in den Konglomeraten ist meist geringer, als der des Bindemittels. Dieses besteht aus Quarz, Feldspat, Sericit und Schwermineralien.

V.1.B Intrusionen

Die Gesteine der Steinfjell-Formation werden im Kartiergebiet von zahlreichen Intrusionen diskordant durchschlagen. Die Intrusivgesteine lassen sich sowohl petrographisch als auch zeitlich in zwei Gruppen aufgliedern. Pyroklastische Intrusiva bilden die Ältere Gruppe. Dioritporphyritische Gangsteine drangen zu einer späteren Zeit ein.

V.1.B.1 Pyroklastische Intrusivgesteine

Die geologische Karte zeigt zwei Intrusivkörper, die von pyroklastischen Gesteinen aufgebaut werden. Der erste Körper liegt 500 m südöstlich der Grube John auf dem Südost-Talhang der Vestre Arisselv (X 8850 / Y 10900). Er hat eine Südwest-Nordost streichende Länge von 530 m und eine maximale Breite von 90 m. Die zweite pyroklastische Intrusion ist in den Tagebauen Hauptfeld und John aufgeschlossen. Sie erstreckt sich über 560 m im Streichen und ist 60 m breit. Dieser Intrusivkörper wird außerdem von dem 200 m unter den Tagebauen angelegten Transporttunnel angeschnitten und von einigen Bohrungen durchteuft. Seine Raumlage läßt sich dadurch gut rekonstruieren. Der Intrusivkörper fällt mit 80° - 85° nach Südosten ein. Er liegt in einem Muldenscheitel von Schichten

der Steinfjell-Formation. Mit der 65° nach Nordwesten einfallenden Muldenflanke bildet er eine in den Tagebauen aufgeschlossene Winkeldiskordanz von 20° bis 25° (Abb. 43). Der Winkel zur Südostflanke beträgt 38° .



Abb. 43 Winkeldiskordanz zwischen dem pyroklastischen Intrusivkörper und den steil einfallenden Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation.

Blick nach Nordosten in den Tagebau John

(X 9200 / Y10700). 1. Pyroklastit, 2. Feinkonglomerate

An der Grenze zu dem Pyroklastitkörper sind die Feinkonglomerate kontaktmetamorph verändert. Makroskopisch fällt eine 3-5 m mächtige Kontaktzone mit deutlich heller gefärbten Konglomeraten auf.

Petrographisch sind beide Intrusionen aus den gleichen pyroklastischen Gesteinen aufgebaut. Innerhalb eines Intrusivkörpers lassen sich jedoch bereits makroskopisch verschiedene Gesteinsvarietäten unterscheiden. Am häufigsten vertreten sind brekziöse Pyroklastika (Varietät 1). Diese Brekzien besitzen zum Teil ein planares Gefüge durch eingeregelter, eckige Fragmente, gut bis nicht gerundete Quarzkörper sowie meist schlecht gerundete Feldspäte. Die Komponenten liegen in einem sehr feinkörnigen Bindemittel.

Die Fragmente haben flache, plattige Formen mit scharfen, zum Teil konkaven Rändern. Sie sind feinkristallin und besitzen hell- und dunkelgrüne Farben. Ihre Durchmesser betragen ca. 0,3 bis 8 cm, ihre Dicke maximal 1 cm. Die makroskopisch sichtbaren Quarze haben Durchmesser von 0,1 bis 0,6 cm. Die größten Feldspäte sind 2 mm lang.

Eine Schichtung ist in den pyroklastischen Gesteinen nicht zu erkennen. Die Komponenten sind in der Regel weder klassiert noch sortiert. Die plattigen Fragmente liegen jedoch mit ihren längsten Achsen mehr oder weniger parallel zu den transversalen Schieferungsflächen.

Die brekziösen Pyroklastika gehen ohne deutliche Grenze in eine dichte, feinkörnige Pyroklastitvarietät ohne größere Komponenten über (Varietät 2). Die feinkörnigen Pyroklastika sind vorwiegend an den Rändern der Intrusivkörper zu finden. Sie haben eine gleichmäßige, hellgrüne Färbung und sehen dem Bindemittel der brekziösen Varietät ähnlich. Diese beiden Gesteinsarten werden stellenweise von pyroklastischem Material durchschlagen, das durch große gerundete und kantige Quarzkörner und Feldspäte charakterisiert wird (Varietät 3). Die Quarze besitzen Durchmesser von 0,1 bis 2 cm. Die zum Teil rosa gefärbten Feldspäte sind bis zu 0,7 cm lang. Feinkristalline Fragmente treten in dieser Varietät nur untergeordnet und meist mit geringer Größe auf. Sie sind maximal 2 cm lang und 0,4 cm breit. Die Komponenten liegen in einem dunkelgrünen Bindemittel. Ihr Volumenanteil ist deutlich geringer als derjenige der Komponenten.

Die Bereiche, in denen das pyroklastische Material der Varietät 3 der beiden anderen durchsetzen, sind im Südwest-Nordost Streichen etwa 1 bis 2 m lang, 0,2 bis 0,5 m breit und fallen steil ein. Ihre Begrenzungsflächen sind unregelmäßig und uneben.

V.1.B.2 Dioritporphyritische Intrusivgesteine

Ganggesteine mit dioritporphyritischer Zusammensetzung durchschlagen vielerorts die älteren Gesteinsfolgen des Kartiergebietes. Der tektonisch intensiv beanspruchte Südwest-Nordost streichende Bereich zwischen dem Ulveryggenvann und dem Østre Ariselv wird am stärksten von dioritporphyritischen Intrusionen durchsetzt. Die räumliche Ausdehnung der einzelnen Intrusivkörper ist recht unterschiedlich. Neben kleinen 10 bis 20 m langen, elliptisch begrenzten Intrusionen steht im kartierten Gebiet ein 3 km langer und bis 50 m breiter Teil des "Karl Skjerf" (Karl Gang) an. Dieser Gang streicht etwa 400 m nordwestlich der Tagebaue in westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung und ist auch außerhalb des Untersuchungsgebietes noch über Kilometer nach Südwesten zu verfolgen. Am Ostrand der geologischen Karte (Anl. 1) zerfingert der Gang an einer Südsüdwest-Nordnordost streichenden Kluftschar. Die Westsüdwest-Ostnordost und Südsüdwest-Nordnordost Richtungen sind im Kartiergebiet verbreitet anzutreffende Streichrichtungen von Dehnungskluftsystemen. Die geologische und tektonische Karten (Anl. 1 u. 3) zeigen, daß auch die übrigen, dioritporphyritischen Gänge und Kleinintrusionen tektonischen Strukturen zugeordnet werden können. Bevorzugt intrudierten sie in Diagonal- und Querklüften, in streichenden Scherzonen der Faltenbiegungen sowie in sigmoidalen Knickzonen der Faltenachsen.

Um die Intrusionen sind im Nebengestein 2 bis 6 m mächtige Kontakthölfe ausgebildet. In diesen Bereichen zeigen die Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation aufgehellte Gesteinsfarben. Die Intrusivgesteine besitzen am Kontakt bis zu 4 m mächtige Abschreckungsränder. Hieraus resultiert ein im Querschnitt symmetrischer Aufbau der Gänge mit feinkristallinen Randzonen und einem gröber kristallinen Mittelteil.

Die Farbe der dioritporphyritischen Intrusiva ist im frischen Zustand olivgrün mit hellen Einsprenglingen.

Die intrudierten Gesteine sind tektonisch beansprucht und schwach metamorph.

V.2 Eokambrium und Kambrium

Gesteine, die den Sedimentationszeitraum des Eokambriums und Kambriums sowie die Zeit zwischen Kambrium und Quartär repräsentieren, stehen im Kartiergebiet nicht an.

V.3 Quartär

Im Kartiergebiet werden die präkambrischen Gesteine diskordant von quartären Lockergesteinen überlagert. Sie lassen sich stratigraphisch und genetisch in zwei Einheiten gliedern.

V.3.A Glaziale Verwitterungsbildungen des Pleistozäns

Die Auswirkungen der pleistozänen Vereisung prägen noch heute das Oberflächenbild des Geländes. Die glaziale Verwitterung schuf neben vielfältigen, morphologischen Formen große Massen von Lockergesteinen, die weite Teile des Gebietes überdecken. Vorwiegend auf Hochebenen und in Tälern findet man Moränenmaterial. Diese Lockermassen sind vielerorts bereits umgelagert oder in situ ausgewaschen. Dadurch sind von den weitgestuften Geschieben nur pschittische Blockhalden zurückgeblieben. Die Blöcke haben zumeist Durchmesser von 0,1 bis 1 m. Man findet aber auch größere Blöcke mit mehreren Kubikmeter Rauminhalt. Die Mehrzahl der pschittischen Geschiebekomponenten ist gut gerundet. Ihre petrographische Zusammensetzung gibt das Spektrum der in der Umgebung anstehenden Gesteine wieder. Teilweise lagern im Kartiergebiet pleistozäne Glazialbildungen noch weitgehend ungestört. Die geologische Karte zeigt in der Kartenmitte eine parallel zur Fjordküste Nordwest-Südost streichende Randmoräne. Sie lagerte sich am Südwest-Rand eines im Repparfjord U-Tal liegenden Gletschers ab. Der Randmoränenrest im Tal des Vestre Ariselv zeigt, daß die Moräne im Bereich des Kartiergebietes etwa im gleichen Höhen-niveau sedimentiert wurde. Die Mächtigkeit der schon leicht abge-

flachten Randmoräne beträgt schätzungsweise 15 bis 20 m. Petrographisch setzt sie sich aus einem polymikten Ton-, Sand-, Kies- und Schottergemisch zusammen. Das Korngrößenspektrum reicht dementsprechend von den Feinfraktionen bis zu groben Gesteinsblöcken mit Durchmessern bis zu ca. 1.5 m.

Weitere Zeugen für die pleistozäne Vereisung sind Gletscherschrammen auf polierten Gesteinsoberflächen. Die Gletscherschliffe ermöglichen Gebiete mit ehemaliger Eisüberdeckung abzugrenzen sowie die Bewegungsrichtung der Gletscher zu rekonstruieren. Im Luftbild erschweren die Lineationen der Gletscherschrammen oft das Erkennen endogener Strukturen.

V.3.B Holozäne Verwitterungsbildungen

Ca. 40 % des Kartiergebietes überdecken holozäne Lockergesteine. Sie werden nach Korngrößenverteilung und Zusammensetzung gegliedert. Steiniger Hangschutt in Halden und Fächern am Fuß exponierter Felsen bildet die gröbste Fraktion der Verwitterungsbildungen. Die ungerundeten Psaphite haben Durchmesser von 0,2 bis 100 cm und mehr. Schätzungsweise erreichen die größten Schuttfächer Mächtigkeiten von 10 bis 15 m.

Feinerklastische Verwitterungsprodukte und umgelagertes Moränenmaterial stellen die stoffliche Grundlage für die Lockergesteinsdecken und Bodenbildungen auf Verebnungsflächen und in Tälern. In der Hauptsache setzen sich die Deckschichten aus schlecht sortierten Sand-, Kies- und Schuttgemischen mit geringem Feinkornanteil zusammen. In dem periglazialen Klima bilden die Lockergesteine auf Ebenen Steinring- und Polygonböden. An Hanglagen entwickelt die Sanderung der psammitischen und psaphitischen Komponenten Streifenböden. Die Mächtigkeit der Lockergesteinsdecke schwankt in Abhängigkeit ihrer topographischen Lage. Auf Hängen und Ebenen liegt sie etwa zwischen 0 m und 2 m. In den Tälern dürfte sie bis über 10 m mächtig werden.

An der steilen Fjordküste lagern sich Küstensedimente nur auf schmalen Streifen im Uferbereich ab. Meist liegen große, gut gerundete Gerölle der Kiesfraktion auf den von der Brandung abgeflachten Strandplattformen.

Der Repparfjordelv bildet an seiner Mündung in den Repparfjord ein Delta. Zwischen den mäandrierenden Mündungsflüssen lagern sich Deltasedimente ab. Die Sedimente sind schlecht sortiert. Die Rundung der Gerölle ist gut bis vollkommen. Die Korngrößenverteilungen der Deltaablagerungen reichen von den Ton- bis zu Grobkiesfraktionen, wobei die größeren Anteile stark überwiegen. Der relativ große Tidenhub von 3 bis 5 m ist eine der Ursachen dafür. Weite Teile des Deltas liegen durch die hohen Tideschwankungen im Gezeitenbereich. Die Feinfraktionen können so durch die Ebbeströme aus den Schotterkörpern der Flußmündung ausgewaschen werden.

VI. Petrographie und Mineralogie der Grube Repparfjord

Präquartäre Gesteine der folgenden stratigraphischen und petrographischen Einheiten stehen im Gebiet der Grube Repparfjord an (Anl. 5):

- 1.) Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation
- 2.) Feinklastische Horizonte in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation
- 3.) Pyroklastische Intrusiva
- 4.) Dioritporphyritische Intrusiva

VI.1 Die Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation

Das Kupfervorkommen liegt in den schwach metamorphen, klastischen Sedimenten der Steinfjell-Formation. Die makroskopische Untersuchung der quarzitischen Feinkonglomerate und deren Sedimentgefüge erfolgte an 80 senkrecht zur Schichtung gesägten und zum Teil polierten Handstücken und an gespaltenen Bohrkernen. 31 Dünn- und 55 Anschliffe dienten zur mikroskopischen Bearbeitung. Bei der Präparation wurden von jeder ausgewählten Probe zwei deckungsgleiche Stücke ausgesägt und zur Dünn- und Anschliffherstellung verwendet.

Die Proben wurden zum einen subjektiv durch Aufsammeln von Gesteinen und Erzen gewonnen, zum anderen statistisch durch die Entnahme je einer Probe pro Meter Bohrkern (ca. 600 Proben).

Weder die Gesteinsansprache während der Kartierung noch die Bohrkernuntersuchungen unter dem Binokular ergaben lithologische Gliederungsmöglichkeiten für die äußerst monotone Schichtfolge. Mit Ausnahme vereinzelter, feinklastischer Zwischenlagen (Kap. VI.2) können die Feinkonglomerate des Lagerstättenbereiches als petrographische Einheit beschrieben werden. Sie sind etwa 150 m mächtig und repräsentieren stratigraphisch einen Teil der Steinfjell-Formation.

VI.1.A Korngrößenverteilung und Mineralanteile

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung in den Feinkonglomeraten dienten 10 bis zu 20 x 20 cm große, polierte Querschnitte. Auf diesen konnten in repräsentativen Sektoren die kiesigen Komponenten näherungsweise ausgezählt werden. Die Anteile der Sand-, Silt und Tonfraktionen wurden unter dem Binokular abgeschätzt. Die größten Gerölle, etwa 2 bis 8 % der Feinkonglomerate, gehören fast ausschließlich der Mittelskiesfraktion von 6,3 bis 20 mm an (nach DIN 4022). Grobkiesige Klaster von 20 bis 63 mm sind nur sehr vereinzelt zu finden. Feinkies von 2 bis 6,3 mm nehmen ca. 8 bis 27 % des Gesteinsvolumens ein. 50 bis 80 % sind Komponenten der 3 Sandfraktionen mit Durchmessern von 0,063 bis 2 mm. Der tonige und siltige Feinkornanteil < 0,063 mm erreicht 5 bis 15 %. Die Grenzwerte der Körnungslinien in Abb. 44 geben den Bereich der Korngrößenverteilungen und die relativ schlechte Sortierung der Feinkonglomerate wieder.

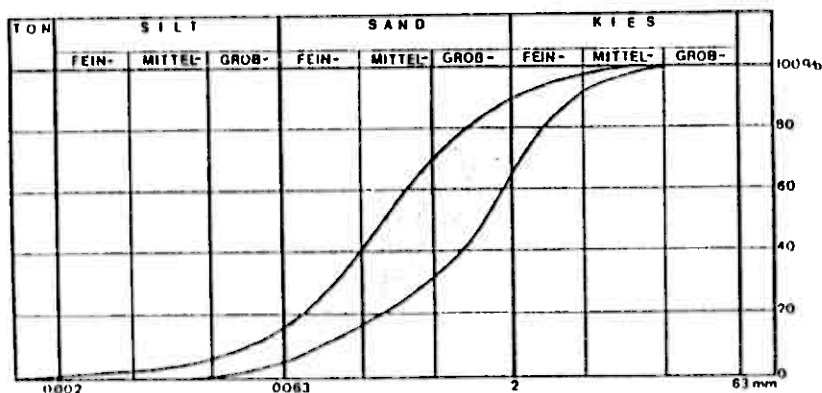


Abb. 44 Korngrößenverteilung der Feinkonglomerate der
Steinfjell-Formation im Bereich der Grube
Repparfjord

Die Mineralanteile wurden statistisch durch Punktzählung an Dünnschliffen mit Hilfe von Integrationsokular und Kreutztisch ermittelt. Das Dreiecksdiagramm (Abb. 45) zeigt die Volumenprozentage der Quarz- und Feldspatkomponenten. Als dritter Wert sind zusammengefaßt die Anteile der restlichen Minerale eingetragen. Die ausgezählten 14 Feinkonglomeratproben besitzen durchschnittlich 66 % Quarz, 13 % Feldspat und 21 % Restminerale. Der Restmineralanteil besteht zu ca. 28 % aus Mineralen der Muskovit-Reihe, zu ca. 15 % aus Vertretern der Chlorit-Gruppe, ca. 40 % opaken Mineralen, ca. 3 % Biotitreihenvertreter und 1 % Glieder der Epidot-Zoisit Gruppe. Die Schwerminerale nehmen ca. 13 % der Restminerale ein. Der Häufigkeit nach geordnet sind Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Turmalin, Monazit und Anatas zu finden. Calcit tritt akzessorisch auf.

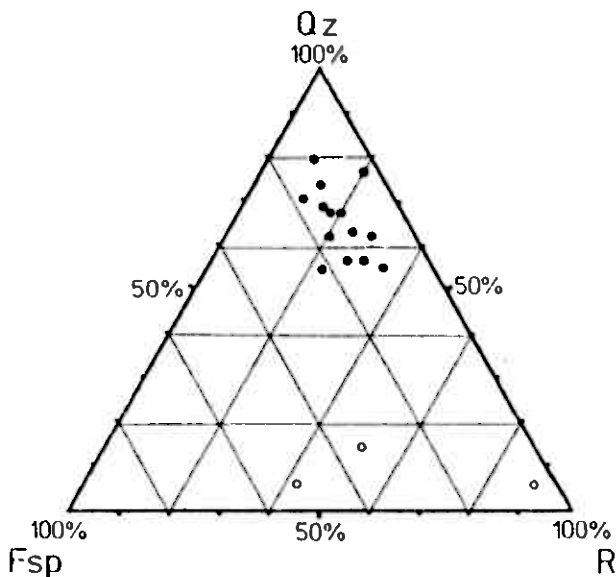


Abb. 45 Volumenprozentage der Quarz-, Feldspat- und Restmineralanteile in den Gesteinen der Steinfjell-Formation im Bereich der Grube Repparfjord.
 ● - Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation (14 Proben)
 ○ - Feinklastische Horizonte in den Feinkonglomeraten (3 Proben)

Die Gerölle der Grobsand- und Kiesfraktionen, nach Abb. 44 durchschnittlich 50 % des Gesteinsvolumens, sind etwa entsprechend der Gesamtmineralanteile zusammengesetzt. 70 % sind fast reine Quarzgerölle. 15 % bestehen aus Quarz, Feldspat, Sericit und Chloritmineralen. 10 % der Gerölle werden von abgerollten, einzelnen Feldspatkörnern gebildet. 5 % der Geröllkomponenten besitzen polarisiertem Licht dunkle Eigenfarben. Sie setzen sich zusammen aus Chloritmineralen, Biotit, Muskovit, Sericit, geringen Anteilen von Vertretern der Epidot-Zoisit Gruppe sowie aus Quarz und Feldspat. Die Gerölle der Feinkonglomerate führen zum Teil opake Minerale.

VI.1.B Durchlichtmikroskopie

Quarz ist das am häufigsten vertretene Mineral der Feinkonglomerate. Die Quarzkristalle zeigen durchweg undulöse Auslöschung.

In den Quarzgeröllen der Kiesfraktionen sind bis zu 1 mm große Körner mosaikartig miteinander verwachsen. Das Mosaikgefüge zeigt Verwachsungspunkte in denen 3 Körner mit einem Winkel von je 120° zusammentreffen. Die Kristalle besitzen gerade bis schwach gebogene Korngrenzen. Die Kornbindungszahl liegt in Quarzgeröllen mit gut ausgebildetem, gleichkörnigem Mosaikgefüge zwischen 4 und 7. Ein Teil der Gerölle besteht aus Quarzkörnern, die gradiert geschichtet sind (Abb. 46 u. 47).

Quarzgerölle der Sandfraktionen bauen sich aus mehreren kleinen Quarzkörnern auf oder bestehen aus Einkristallen. Die feinsten Fraktionen der detritischen Quarze gehen in das Bindemittel ein. Einige Quarzgerölle sind durch tektonische Beanspruchungen zerbrochen. Feinkristalline, granoblastische Quarzkristalle und Sericit füllen die Zwischenräume aus. Die Kanten der Gerölle sind zum Teil ausgefranst und von neugebildetem Quarz und Sericit umgeben. Zonenweise zeigen die Quarzkörner in den Geröllen stylolithisch verwachsene Korngrenzen (Abb. 49).



Abb. 46 Gradiert geschichtetes Quarzitgeröll,
Dünnschliff, o.N.*



Abb. 47 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 46,
Dünnschliff, +.N.*

-
- * o.N. = nicht gekreuzte Nicols
+.N. = völlig gekreuzte Nicols
x.N. = fast völlig gekreuzte Nicols



Abb. 49 Quarzkörner mit stylolithischen Korngrenzen, Dünnschliff, +.N.

Quarzkristalle sind weiterhin in feinen Haarrissen, Spalten und auf Klüften zu finden.

Feldspäte treten in den Feinkonglomeraten in Form abgerollter Einkristalle oder als Komponenten der Gerölle auf. Ihr Korngrößenspektrum reicht von 8 mm großen Kristallen bis hin zu kleinsten, nur wenige μ m großen Körnchen in dem Bindemittel. Die Feldspäte der gröberen Fraktionen (ca. 1 bis 8 mm) sind in der Regel kanten- bis gutgerundet. Kleinere Kristalle besitzen vorwiegend eckig, splittrige Kornformen.

Ca. 70 % der Feldspäte sind Plagioklasse. Der größte Teil besitzt einen Anorthitgehalt < 50 %. Die Plagioklasse zeigen häufig gut ausgebildete, polysynthetische Zwillingslamellierungen. Alle Feldspäte sind mehr oder weniger chloritisiert und sericitisiert. Umbildungen fanden vorwiegend an Korngrenzen, auf Spaltrissen oder parallel zur Lamellierung statt.

Einzelne Feldspäte sind so stark metamorphisiert, daß nur noch Mineralreste vorhanden sind, die jedoch die ursprüngliche Kristallform noch erkennen lassen (Abb. 49).



Abb. 49 Parallel zur Zwillingslamellierung sericitisierter Plagioklas. Dünnschliff, +.N.

Minerale der Muskovit-Reihe: Muskovit bildet vereinzelt bis zu 0,5 mm große, tafelige Kristalle. Sie liegen in dem Bindemittel oder sind in Geröllern verwachsen. Den weitaus größten Teil der Minerale aus der Muskovit-Reihe repräsentiert fein- bis mikrokristalliner Sericit. Er bildet den Hauptgemengenteil der Grundmasse. Außerdem tritt Sericit und Muskovit in umgewandelten Feldspäten auf.

Minerale der Chlorit-Reihe: Ihre Verteilung in den Feinkonglomeraten ähnelt derjenigen der Muskovitminerale. Die größten Chloritaggregate sind in den dunklen, glimmerreichen Geröllen zu finden. Sie sind maximal 0,3 mm lang. Die Chlorite bilden in diesen Geröllen, die sie zu 70 % aufbauen können, zum Teil lepidoblastische Gefüge (Abb. 50). Feinschuppige Chloritminerale sind außerdem Bestandteil der Gesteinsgrundmasse.



Abb. 50 Kanten- bis gutgerundetes, chlorit- und glimmerreiches Geröll (Bildmitte). Die im Querschnitt tafeligen Chloritkristalle (mittelgrau) bilden zusammen mit Mineralen der Biotit-Reihe (dunkelgrau) ein schuppiges Gefüge. Das Geröll enthält außerdem opake Minerale(schwarz). Dünnschliff, o.H.

Minerale der Biotit-Reihe: Bis zu 0,2 mm lange Biotittafeln liegen als Mineralkomponente in den dunklen Geröllen (Abb. 50). Einzelne Körner zeigen Umwandlungen zu Chlorit. In der Grundmasse der Feinkonglomerate kommen Biotitminerale nur sporadisch vor. In der Regel sind sie hier mit Chlorit und Sericit vergesellschaftet in Form kleiner, blättriger Schuppen zu finden.

Minerale der Epidot-Zoisit Gruppe: Vereinzelt sind Epidotkörner als detritische Schwerminerale in die Grundmasse eingestreut. Zoisite sind dagegen häufig in Form xenoblastischer Kristalle im metamorphisierten, anorthitreicheren Plagioklassen zusammen mit Sericit. Muskovit und Calcit vertreten. In der Grundmasse sind die meist feinkörnigen Zoisitaggregate selten nachzuweisen.

Lichtdurchlässige Schwerminerale: Die Feinkonglomerate des Lagerstättenbereiches sind sehr reich an Schwermineralien. Im Dünnschliff findet man Schwerminerale oft schichtparallel in Lagen angereichert. Diese Partien zeigen oft auch einen deutlich höheren Anteil an opaken Mineralen (Abb. 57).

Den größten Teil der nichtopaken Schwermineralfraktion nehmen die mehr oder weniger stark abgerollten Zirkone ein. Die meist dicksäuligen Einzelkörner besitzen oft einen zonaren Aufbau. In den Wirtsmaterialen des Bindemittels ist um manche Zirkone ein radioaktiver Hof ausgebildet. Idiomorphe Zirkone sind als Verwachsungen in Geröllen anzutreffen. Mit abnehmender Häufigkeit sind weiterhin Titanit, Rutil (z.T. Brookit), Apatit, Turmalin und Monazit vertreten. Das Bindemittel enthält briefkuvertförmige, spitztafelige Titanite und säulige, verzwillingte Rutilite mit abgerollten Kanten. Authigene Anataskristalle sind manchmal auf den Rutilkörnern aufgewachsen. Rutil bildet in Quarzen zum Teil feinste Nadeln. Apatit tritt hauptsächlich idiomorph in Form eingewachsener, säuliger Kristalle in Quarzgeröllen auf. Kantengerundete, stengelige Säulen aus Turmalin liegen vereinzelt in dem Bindemittel. Sie fallen besonders durch ihren starken Pleochroismus auf. Abgerollte, dicktafelige Monazitkörner sind relativ selten in dem Bindemittel zu finden.

Verwitterungsneubildungen: Angewitterte Feinkonglomerate aus oberflächennahen Bereichen der Lagerstätte führen, makroskopisch sichtbar, Malachit, Azurit und Brochantit auf Schicht-

und Kluftflächen. Malachit ist von ihnen am weitaus häufigsten vertreten. Auch im Dünnschliff lassen sich diese Minerale als Kluftfüllung in kleinen Spalten und Rissen beobachten.

Gesteinsname: Nach ihrem Gefüge und auf Grund ihrer Korngrößen- und Mineralzusammensetzungen sind die grobklastischen Gesteine der Steinfjell-Formation im Bereich der Grube Repparfjord als schwachmetamorphe, feldspat- und erzführende, quarzitisches Feinkonglomerate bzw. bei geringem Grobkornanteil als konglomeratische Quarzite zu bezeichnen.

VI.1.C Die Verteilung der Erzminerale

Die Grenzen der Erzverteilung in der Lagerstätte Repparfjord sind makroskopisch nicht kartierbar. An natürlichen Aufschlüssen lassen sich Erzminerale stellenweise, vor allem mit Hilfe der Lupe, zwar erkennen, doch reichen diese lokal begrenzten Beobachtungen für eine sichere Eingrenzung des Lagers nicht aus. Ein großer Teil der Mineralisation des niedrigkonzentrierten Vorkommens liegt scheinbar regellos, fein verteilt, zumeist in mikroskopisch kleinen Körnern im Gestein. Geochemisch lassen sich jedoch Verbreitung und Verteilung der Schwermetallgehalte erfassen und kartographisch darstellen (Kap. VII). Kombinationen geochemischer, geologischer und tektonischer Karten und Profile (Anl. 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 u. Abb. 80) ergeben, daß das Vorkommen schichtgebunden in den schwachmetamorphen Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation liegt. Gute Aufschlüsse mineralisierter Bereiche in den Tagebauen bestätigen dieses Ergebnis. Sie zeigen durch Sedimentation kontrolliert auftretende Vererzung. Verteilung und Konzentration der Erze schwanken in Abhängigkeit sedimentärer Parameter. Kornsortierung und Korngrößenklassierung im Sedimentgefüge sowie die Zusammensetzung des Detritus sind korrelierbar mit Mineralisationen. Dies demonstrieren polierte Querschnitte schräggeschichteter Feinkonglomerate.

Viele Erzminerale sind parallel zu den Leebältern angeordnet. Die gradierte Schichtung der Sand- und Kiesgerölle innerhalb der Schrägichtungslamellen wird von ihnen nachgezeichnet. Kontinuierlich nimmt die Anzahl der Erzkörner im Zentimeterbereich von liegenden, konglomeratischen Lagen zu den Überlagernden nur vereinzelt mineralisierten Feinsandschichten ab. Feinklastische Silt- und Tonlagen im Hangenden eines gradierten Sedimentationsrhythmus zeigen die stärkste Erzführung (Abb. 51, 52 u. 53).



Abb. 51 Chalkopyritführende Schrägschichtungsblätter in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation. Die Chalkopyritkörner reflektieren das auffallende Licht am stärksten (strahlend weiße Punkte). Poliertes Handstück aus dem Gebiet der Grube Repparfjord.

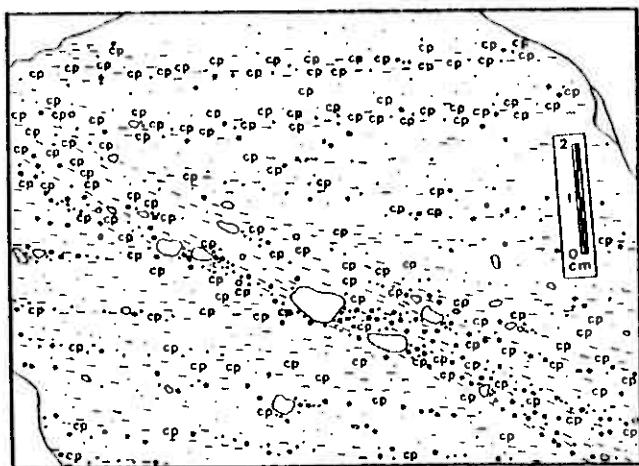


Abb. 52 Schematische Zeichnung des Handstückes in Abb. 51.
cp = Chalkopyritkorn



Abb. 53 Gradierte Schichtung innerhalb eines Schrägschichtungsblattes. Die feinkörnigste Lage im Hangenden und die konglomeratische, schwermineralreiche Lage im Liegenden zeigen die stärkste Erzführung. Der fein- bis grobsandige Mittelteil ist dagegen nur schwach mineralisiert. Die strahlend weißen Punkte sind Chalkopyritkörner. Poliertes Handstück, Feinkonglomerat der Steinfjell-Formation aus dem Bereich der Grube Repparfjord.

Korrelationen zwischen Mineralisation und Sedimentzusammensetzung werden im Dünn- bzw. Anschliffbereich deutlich. Erhöhte Erzführung einzelner schichtparalleler Lagen sind zum Teil auf Anreicherungen mineralisierter Gerölle zurückzuführen. Schwermineralreiche Partien sind durchweg stärker mineralisiert.

Entsprechend der Anordnung silikatischer Gerölle in bogigen, linsen- oder löffelförmigen Schrägschichtungsblättern, kellen mineralisierte Streifen in der Sedimentstruktur lateral aus oder werden von dem leicht diskordant überlagernden Sedimentations-

rhythmus abgeschnitten. Erzfreie Lagen verzahnen sich im Zentimeter- bis Meterbereich mit erzführenden Abschnitten. Im Lagerstättenbereich gehen schwach oder nicht mineralisierte Bänke und Bankfolgen lateral in Reicherzonen über und umgekehrt.

Tektonische Störungszonen, Klüfte, Spalten und mikroskopisch feine Risse in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches führen neben Quarz und Calcit oxydische, hydroxydische sowie sulfidische Mineralien und Erze (Abb. 54 u. 55).

Oberflächennahe Gesteinspartien und Zerrüttungszonen sind reich an kupferhaltigen Verwitterungsneubildungen.



Abb. 54 Eine oxydische Mineralienführende Kluft versetzt die chalkopyritführenden Schrägschichtungsblätter. Eine jüngere, durchgehende Quarzkluft enthält auffälligerweise nur in den Kreuzungsbereichen zu mineralisierten Sedimentlagen mobilisierte, sekundäre Chalkopyritaggregate. Pollertes Handstück, Feinkonglomerat der Steinfjell-Formation aus dem Bereich der Grube Rapparfjord.

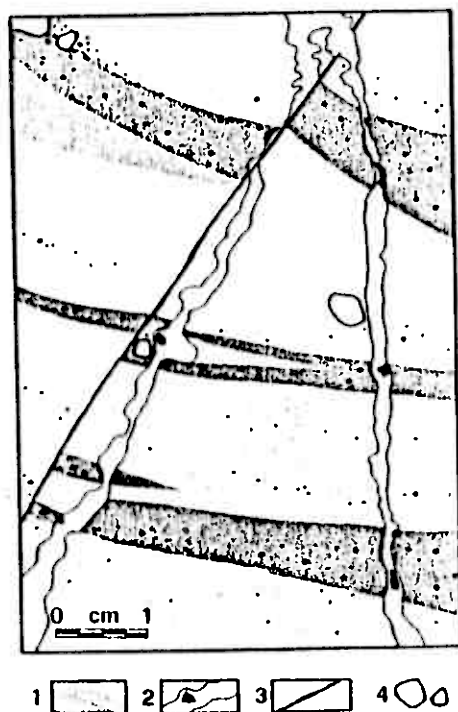


Abb. 55 Schematische Zeichnung des Handstückes in Abb. 54

1. Chalkopyritmineralisierte Schrägschichtungsblätter
• = Chalkopyritkorn
2. Quarzkluft mit Chalkopyriten, die als Mobilisations-
produkte wieder abgesetzt wurden
3. Oxydische Mineralien führende Kluft
4. Quarzgerölle

VI.1 D Auflichtmikroskopie

Die sulfidischen Erze des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord treten im wesentlichen in zwei charakteristischen Mineralparagenesen auf. Die erste, mit 70-80 % der Sulfiderze die Hauptparagenese, besteht aus dominierenden Anteilen von Chalkopyrit. Die zweite, mengenmäßig 20-30 % der sulfidischen Erze, stellt eine Bornit-Chalkosin-Paragenese dar. Zwischen den beiden Paragenesen bestehen mannigfache Übergänge.

Die unterschiedlichen Paragenesen, schwankende Korngrößen, vielfältige Modifikationen und Verwachsungen erschweren mögliche Auszählmethoden zur Bestimmung der Mineralanteile oder machen sie auf Grund des zu großen Fehlers für eine Beschreibung der Erze unbrauchbar.

Schätzungsweise liegt der Anteil der Sulfide in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches mit ca. 55 % der im Auflicht bestimmbaren, vorwiegend opaken Minerale über dem Gehalt an Oxyden und Hydroxyden, ca. 44 %. Kupferhaltige Karbonate nehmen ca. 3 % der im Auflicht bestimmbaren Minerale ein. Elementare Metalle treten in dem Lager nur akzessorisch auf.

In der Reihenfolge ihres mengenmäßigen Auftretens konnten bestimmt werden:

Chalkopyrit, Hämatit, Bornit, Chalkosin, Magnetit, Pyrit, Chromitapinelle, Ilmenit, Zirkon, Titanit, Goethit, Rutil, Needigenit, Covellin, Maghemit, Malachit, Lepidokrokit, "lamellarer" Kupferglanz, Azurit, "blaubleibender" Covellin, Cuprit, Tenorit, Anatas, Idait, Silber, Wismut*, Gold, Cobaltit**, Wittichenit**, Renierit**.

Zur Bestimmung diente ein Universal Mikroskop, Firma Zeiss, in Verbindung mit einem Mikroskop-Photometer, Zeiss HPM.

* nachgewiesen von URBAN (freundliche mündliche Mitteilung)

** nachgewiesen von FABRICIUS (1973)

Chalkopyrit (CuFeS_2) ist das häufigste Erzmineral des Kupfervorkommens am Repparfjord. Er tritt hauptsächlich in Form einzelner Körner schichtgebunden fein verteilt, gradiert oder lagig angereichert auf. Die Korngröße der Chalkopyrite schwankt vom μm - bis mm-Bereich.

Ein Großteil der Körner liegt parallel zu den Schrägschichtungsblättern zwischen dem silikatischen Detritus (Abb. 51 u. 52). Auch in Strömungsschatten größerer Gerölle oder in kleinen, zentimeterlangen Auskolkungen sind Chalkopyrite angereichert zu finden. Häufig füllt das Nebeneinander von Chalkopyritkörnern und Schwermineralien, z.B. abgerollte Titanite, Zirkone, Rutil, Chromitspinelle, Ilmenite, Pyrite und Magnetite auf (Abb. 57).

Neben diesem Auftreten des Chalkopyrits in detritaler Form, ist er auch Bestandteil silikatischer Gerölle. Chalkopyrit tritt hier als feinste Durchstäubung bis hin zu $1-2\mu\text{m}$ großen Einschlüssen sowohl in Quarz als auch in Chlorit-Biotit-Epidot-Geröllen auf (Abb. 58).

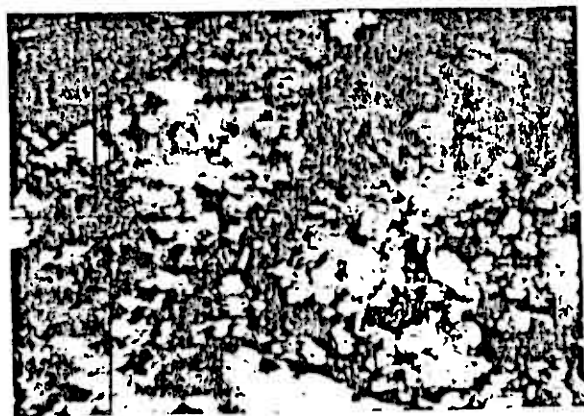


Abb. 56 Chalkopyrite (hellweiß) wurden zusammen mit schwach reflektierenden Schwermineralien (dunkelgrau bis schwarz), vermutlich Titanite und Zirkon, unter groben Quarzgeröllen (grau) abgelagert. Anschliff, Öl, x.N.



Abb. 57 Abgerollte Titane, Zirkone, Rutile (alle durchscheinend mit hohem Relief) und Chalkopyrit (opak) zwischen silikatischem Detritus (weiß) lagig angereichert. Dünnschliff, +.N.

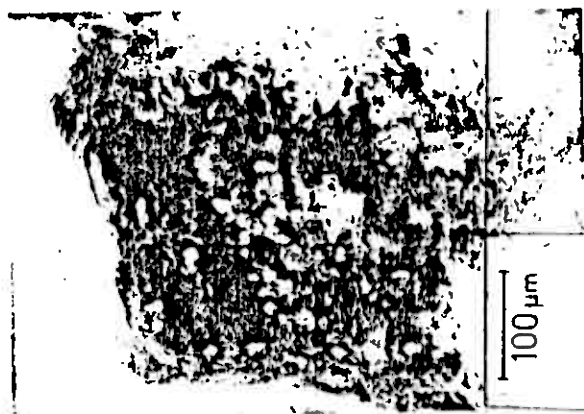


Abb. 58 Chalkopyrit (hellweiße Punkte) als feine Einschlüsse in einem Chlorit-Biotit-Epidot-Gedrit (dunkelgrau-schwarz) umgeben von Quarzgeröllern grau. Anschliff, Öl, x.N.

Die Erze der Hauptparagenese können, in Bezug auf die Erzminerale, wegen ihres hohen Chalkopyritgehaltes als nahezu monomineralisch angesehen werden. Die in der Regel isoliert liegenden Chalkopyritkörner besitzen meist xenomorphe Kristallgrenzen. Hypidiomorphe oder idiomorphe Aggregate sind nur vereinzelt zu finden. Ein Teil der Chalkopyritkörner zeigt Zwillingsbildungen.

Bildet Chalkopyrit Verwachsungen, so lassen sich bevorzugt solche mit Hämatit, Hämatit und Bornit, Bornit und Chalkosin sowie Heudigenit oder Pyrit beobachten. Die Verwachsungslinien dieser Mineralpaare zeigen gegenüber dem Chalkopyrit oft konvexe Ausbuchtungen. Randlich und auf Spaltrissen umgeben feine Streifen von Covellin, Tenorit oder Chalkosin einzelne Chalkopyritkörner. In Proben aus oberflächennahen Bereichen besitzen die Chalkopyritkristalle Krusten aus Goethit, Lepidekrokit und Malachit.

Chalkopyrit tritt als Entmischung in Bornit- und Pyritkristallen auf.

In tektonischen Klüften, Spalten und Rissen ist Chalkopyrit als wiederabgesetztes Mobilisationsprodukt zu finden (Abb. 59).

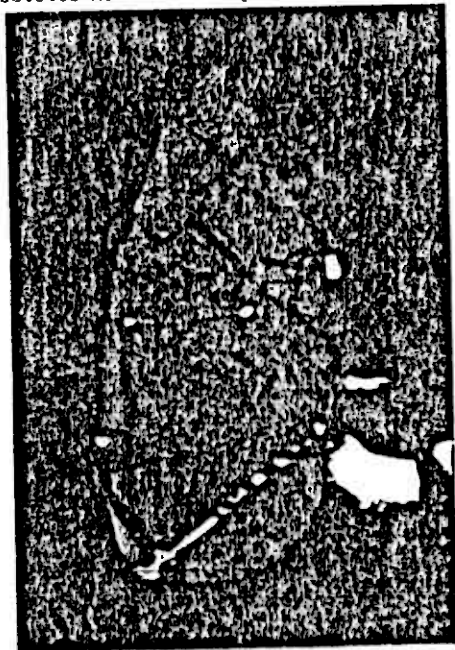


Abb. 59 Chalkopyrit (hellweiß) als wiederabgesetztes Mobilisationsprodukt in einem kataklastischen Zirkon (dunkelgrau), silikatische Grundmasse des Feinkonglomerats (schwarz), Anschliff. Öl, o.N.

Tektonisch besonders stark beanspruchte Gesteinsproben zeigen Chalkopyritaggregate im Druckschatten ausgehängter Silikatgerölle (Abb. 60).



Abb. 60 Proben aus stärker tektonisierten Bereichen zeigen, daß mobilisierte Chalkopyrite (hellweiß) in den Druckschatten ausgehängter Gerölle (z.B. Quarzgerölle, fleckig weiß-grau) neben granoblastischen Quarz- und Sericitkristallen wieder abgesetzt wurden. Die druckorientierte, rotations-symmetrische Anordnung dieser Chalkopyrite in der Äquatorialebene der deformierten Gerölle verdeutlicht die sigmoidalen Verformungsstrukturen im Gesteinsgefüge. Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, x.N.

Bornit (Cu_5FeS_4) ist das zweithäufigste Erzmineral des Vorkommens. In der Lagerstätte lassen sich örtlich, vor allem in stärker tektonisierten Bereichen, Zonen beobachten, die verstärkt Bornit und Chalkosin sowie untergeordnet Chalkopyrit führen (Bornit-Chalkosin-Paragenese). Die Verteilung der Bornitkörner im Gestein ähnelt der Anordnung der Chalkopyrite. Auch die Bornitkörner liegen fein verteilt schicht- und sedimentgefügeparallel in den Feinkonglomeraten. Die meist xenomorph begrenzten Bornitminerale

besitzen Durchmesser von durchschnittlich 10-150 μm .

Bornit verdrängt in den Erzen der Bornit-Chalkosin-Paragenese den Chalkopyrit. Häufig ist Chalkopyrit in dieser Erzparagenese nur noch reliktsch vorhanden.



Abb. 61 Bornit (mittelgrau) verdrängt mit konvexen Korn-
grenzen Chalkopyrit (weiß). Silikatische Grundmasse
(schwarz), Anschliff, Öl, o.N.

Bornit wird seinerseits häufig von Rändern und Klüften ausgehend durch Chalkosin oder Neodigenit und Chalkosin verdrängt. Im letzten Fall bildet Neodigenit den inneren, Chalkosin den äußeren Rand um ein Bornitkorn. In der Nachbarschaft dieser Verwachsungen befinden sich oft hypidiomorphe bis idiomorphe Hämatitkristalle (Abb. 62).



Abb. 62 Bornitkörner (mittelgrau, z.B. R25/H120) werden jeweils von einem inneren Neodigenitrand (mittelgrau, z.B. R21/H120) und einem äußeren Chalkosinrand (weiß, z.B. R30/H115) umgeben. Daneben leistenförmige Querschnitte von Hämatitkristallen (hellweiß, z.B. R60/H95). Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.

Darüber hinaus zeigen die Bornitkörner vielfältige Verwachsungen mit Hämatit, Covellin und den verschiedenen Kupferglanzarten. Bornit wird häufig von Hämatit xenoblastisch verdrängt (Abb. 63). Einzelne Bornite werden von Covellinkrusten umgeben. Mit Chalkosin bildet Bornit oft myrmekitische Verwachsungen (Abb. 64).



Abb. 63 Bornit (mittelgrau) wird xenoblastisch von Hämatit (hellgrau) verdrängt. Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.



Abb. 64 Myrmekit von Bornit (mittelgrau, R50/H40) und Chalkosin (hellgrau, R40/H40), daneben lamellare Verwachsungen von Chalkosin (hellgrau, R12/H55) und Covellin (lichtgrau, R05/H60). Zum Teil wird der Myrmekit von Bornit und Chalkosin und einzelne Bornitkörner durch Hämatit (weißgrau, z.T. auf Grund der Anisotropie fleckig weiß und grau, R55/H75) verdrängt. Silikatisches Bindemittel (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.



Abb.65 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 64 nur mit völlig gekreuzten Nicols aufgenommen. Der sehr stark anisotrope Covellin reflektiert das auffallende Licht (hellweiß, R05/H6,0).

Ein Teil der "pflasterartig" verwachsenen Hämatitkristalle zeigen auf Grund ihrer Anisotropie je nach Stellung helle bis dunkle Grautöne (R30/H8,0). Innenreflexe in Quarzgeröllern und im Bindemittel (weiß, z.B. R6,5/H1,0), Anschliff, Öl, +N.

Außer den verschiedenen Kupferglanzmodifikationen fallen Chalkopyritdisken als Entmischungen in einigen Bornitkörnern auf. (Abb. 66).

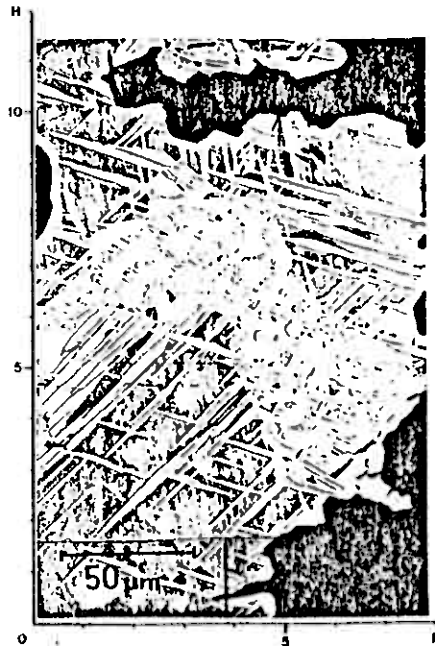


Abb. 66 Chalkopyritdisken (weiß, z.B. R28/H90) in Bornit (mittelgrau, R13/H83). Die Disken werden von Neodigenit (hellgrau, R25/H92) umgeben. Neodigenit verdrängt im Bereich der Bildmitte (R45/H70) sowohl den Bornit als auch die Chalkopyritdisken. Die Chalkopyritdisken liegen parallel zu kristallographischen Richtungen der Bornitkristalle, z.B. (R20/H82) parallel zu (111); (R50/H62) parallel zu (100) orientiert.

Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.

Die Chalkopyritdisken lagern meist parallel zu den (111)- und (100) Flächen der Bornitkristalle. In manchen Fällen lassen sich unterschiedliche Generationen von Chalkopyritlamellen an Hand der verschiedenen kristallographischen Orientierungen in einem Bornitkorn nachweisen (Abb. 67). Oft werden chalkopyritdiskenführende Bornite durch Neodigenit verdrängt. Der Neodigenit verdrängt den Bornit in diesen Fällen oft selektiv, d.h. die Chalkopyritlamellen bleiben davon unbeeinflusst. Im Endstadium dieser Entwicklung liegen die Chalkopyritdisken in Neodigenit (Abb. 68). Manchmal verdrängt jedoch Chalkosin sowohl den Bornit mit seinen Chalkopyritlamellen als auch den vorher um diese gebildeten Neodigenit (Abb. 67).

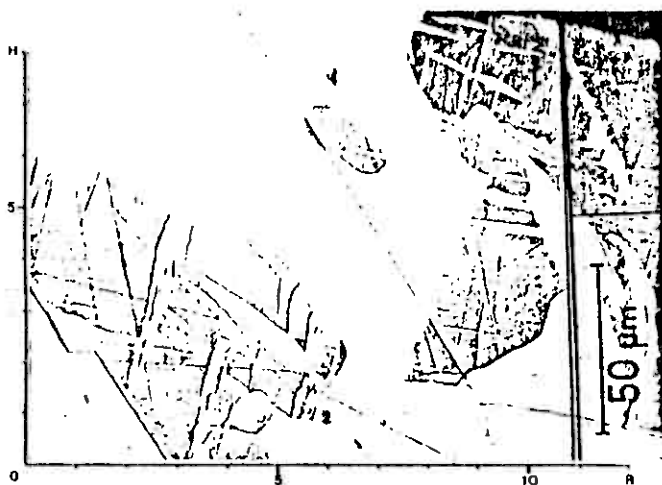


Abb. 67 Bornit (mittelgrau, R 2,0/H 4,0) mit Chalkopyritdisken (weiß, R 5,0/H 2,5) und selektiv verdrängenden Neodigenit (hellgrau R 5,0/H 2,1). Alle drei Mineralphasen werden von Chalkosin (weiß, R 7,0/H 4,0) verdrängt. Die Chalkopyritdisken gehören zwei Generationen an. Die ältere Generation liegt parallel zu den (100) Flächen des Bornitkristalls (R 4,0/H 2,1). Die jüngeren Disken, parallel zu den (111) Flächen des Bornits, durchschlagen die älteren Lamellen (R 5,6/H 1,9). Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.



Abb. 68 Neodigenit (hellgrau, R 6,6 / H 4,0) verdrängt selektiv Chalkopyritdiskonföhrnden Bornit (mittelgrau, R 6,5 / H 5,5). Die von der Verdrängung unbeeinflussten Chalkopyritlamellen (hellweiß, R 4,3 / H 2,1) liegen im Endstadium dieser Entwicklung in Neodigenit (R 3,9 / H 2,3). Silikatische Grundmasse (schwarz). Anschliff, Öl.o.N.

Die Erze der Grube Repparfjord, vor allem die der Bornit-Chalkosin-Paragenese, führen vereinzelt "anormale" Bornite. Diese Bornite besitzen ein richtungsloses Netz von Sprüngen und Klüften sowie ein höheres Reflexionsvermögen.

Quarzgänge und -knuern in den Erzen der Bornit-Chalkosin-Paragenese enthalten 0,5-4 cm große, derbe Bornitaggregate. Diese Aggregate sind, zum Teil makroskopisch sichtbar, mit Hämatit, Chalkosin, Neodigenit und Covellin verwachsen.

Chalkosin (Cu_2S) tritt fast ausschließlich in Verbindung mit Bornit, Neodigenit und Covellin auf. Die Verwachsungen der meist xenomorphen Chalkosinkörner sind vielgestaltig. Mit Bornit bildet er sowohl Verdrängungs- als auch Entmischungsstrukturen (vergl. Abb 67 u. 64). Gegenüber Neodigenit besitzt der Chalkosin in der Regel konvexe Korngrenzen. Hämatit, oft vergesellschaftet mit Chalkosin und Bornit, neigt zur Idiomorphie.

Die Korngrenzen des Chalkosin zu ~~Hammetit~~ Kristallen sind deshalb meist gerade. In einigen Körnern verdrängt Chalkosin den Chalkopyrit. Chalkosin-Bornit-Neodigenit-Verwachsungen werden stellenweise randlich von Goethit umkrustet.

Neodigenit (Cu_2S) oder blauer isotroper Kupferglanz ist in den Erzen der Grube Repparfjord stets ein Entmischungs- oder Verdrängungsmineral von Bornit. Neodigenit ist einerseits in Randbereichen und in Spaltklüften von Bornitkörnern zu finden, andererseits myrmekitisch mit ihnen verwachsen. Die vorwiegend xenomorphen Neodigenitminerale sind häufig mit Chalkosin verwachsen. Chalkosin und Neodigenit bilden, äußerst fein verwachsen, Aggregate aus "lamellarem" Kupferglanz.

"Lamellarer" Kupferglanz (Cu_2S) kann man vereinzelt als Anhäufung feinsten, parallel verwachsener Neodigenit- und Chalkosinleisten beobachten. Er ist ausschließlich neben letztgenannten Mineralien oder neben Bornit zu finden.

Covellin (CuS) bildet in der Regel kleine, maximal $100\mu\text{m}$ lange, hypidiomorphe Körner. Sie sitzen auf Rändern und Klüften von Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin und Neodigenit. In Chalkosin und Neodigenit liegt Covellin auch in Form schmaler Lamellen vor (Abb. 64 u. 65).

Anomaler "blaubleibender" Covellin (CuS) tritt meist in Verbindung mit normalem Covellin als Entmischung in Chalkosin oder Neodigenit auf. In einzelnen Körnern ist anomaler Covellin feinstlamellar mit Neodigenit verwachsen.

Idait (Cu_5FeS_6) findet man in Anschliffen von frischen Proben recht selten. Im Bornit bildet er kleine Täfelchen zwischen den Chalkopyritentmischungslamellen. Schmale, nur wenige μm große, xenomorphe Körner sind vereinzelt in anormalen, zerklüfteten Borniten vertreten.

Pyrit (FeS_2) ist in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches nur untergeordnet anzutreffen. In einigen Erzproben der Chalkopyritgenese jedoch stellt Pyrit mit maximal 10 % aller Sulfide die zweithäufigste Mineralphase dieser Klasse dar. Pyrit bildet bevorzugt hypidiomorphe oder idiomorphe Kristalle. Ihre

Korngröße schwankt zwischen 10 bis 100 μm . Sie liegen in der Regel isoliert in der Grundmasse. Häufig läßt sich eine lagige Anreicherung der Pyritkristalle in Nachbarschaft mit Chalkopyrit und anderen Schwermineralien beobachten. Einige Pyrite sind mit Chalkopyrit verwachsen. Sie zeigen zum Teil deutliche Verdrängungsstrukturen gegenüber dem Chalkopyrit (Abb. 69).

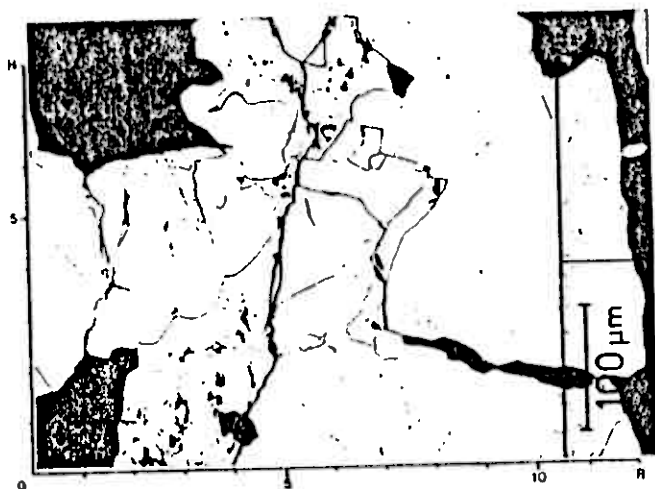


Abb. 69 Pyrit (hellweiß, R 25/H₄O) verdrängt mit konvexen Korngrenzen Chalkopyrit (weiß, R 32/H₂O).

Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.

Große, idiomorphe Pyrite besitzen häufig entwischte, xenomorphe Chalkopyritkristalle an Rändern und in Rissen. In Erzen der Bernit-Chalkosin-Paragenese fehlt Pyrit fast völlig.

Vorwiegend idiomorphe Pyritkristalle sind in Spalten und auf Klüften des Gesteins zu finden.

FABRICIUS (1978) konnte Wittichenit (Cu_3BiS_3) und Cobaltit (CoAsS) in je einem Anschliff als akzessorische Minerale nachweisen.

Renierit ($\text{Cu}_{3-x}\text{Ga}_x\text{FeS}_4, x < 0,5$) beschrieb er als vermutet vorkommend.

Hämatit (Fe_2O_3) ist das verbreitetste, vorwiegend opake Oxyd in den Feinkonglomeraten. In frischen Proben der chalkopyritreichen Hauptparagenese liegt Hämatit vorwiegend in Form nur wenige μm großer Schüppchen dispers verteilt in der Grundmasse. Die Körner besitzen xenomorphe oder hypidiomorphe Kristallgrenzen. Größere ca. 20-50 μm lange, hypidiomorphe Körner sind zum Teil mit Chalkopyrit oder Pyrit verwachsen. Die Korngrenzen dieser Hämatite sind meist gerade oder schwach gebogen. Hämatit ist außerdem als Umbildung in Randzonen von Magnetitkörnern zu beobachten. Vielgestaltig sind Verwachsungen des Hämatits mit Goethit, Lepidokrokit, Ilmenit und Titanoxyden. Diese Phasen bilden häufig intensiv ineinander verzahnte Mineralgemeinschaften.

Ein Teil der Feinkonglomerate zeigt eine von Klüften und Schichtgrenzen ausgehende, rotviolette Verfärbung. Im Anschliff erklärt sich diese Farbe durch ein vermehrtes Auftreten von Hämatit und Limonit auf feinsten Rissen und in der Grundmasse.

Erze der Bornit-Chalkosin-Paragenese sind reicher an Hämatit. Er bildet in diesen Erzen durchschnittlich 50-200 μm große, hypidiomorphe oder idiomorphe Kristalle sowie größere, aus mehreren Einzelkörnern zusammengesetzte Kristallaggregate.

Große Hämatitkristalle mit leistenförmigen Querschnitten formen oft intersertale Gefüge, deren Zwischenräume zum Teil von Bornit, Chalkosin, Covellin und auch gesteinsbildenden Mineralien ausgefüllt werden (Abb. 70 u. 71).



Abb. 70 Intersertales Gefüge aus Hämatit tafeln (weißgrau, R 35/H6,0). Ein Teil der Zwischenräume wurde von chalkopyritlamellenführendem Bornit (parallel (111)) ausgefüllt. Dieser Bornit wurde durch Neodigenit und Covellin verdrängt. Ein nur etwa 10μ großes Bornitkorn (mittelgrau, R 51/H6,5) bleibt als Relikt erhalten. Die von der selektiven Verdrängung des Bornits durch Neodigenit nicht beeinträchtigten Chalkopyritdisken (weiß, R 4,0/H7,9) liegen jetzt in Neodigenit (hellgrau, R 41/H7,9). Covellin (auch hellgrau, R 4,7/H6,4) hat anschließend stellenweise sowohl den Neodigenit als auch die Chalkopyritdisken verdrängt. Die anderen Zwischenräume werden von silikatischer Grundmasse ausgefüllt (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.



Abb. 71 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 70 nur mit fast völlig gekreuzten Nicols aufgenommen. In den anisotropen Hämatit tafeln (weiß bis dunkelgrau, je nach Stellung; z.B. $R_{1,5}/H_{5,6}$ weiß, $R_{3,0}/H_{6,0}$ dunkelgrau) werden Zwillingsbildungen nach (101), z.B. in dem schwach reflektierenden Kristall (dunkelgrau $R_{5,0}/H_{8,5}$) mehrere höher reflektierende Zwillingslamellen (weiß, $R_{5,5}/H_{8,0}$), sowie Translationsabscherungen parallel (0001) (weiß, $R_{4,0}/H_{10,0}$) sichtbar. Die Chalkopyritdisketten reflektieren bei x.N. noch relativ hoch (grau weiß, $R_{4,0}/H_{7,9}$). Der stark anisotrope Covellin reflektiert sehr hoch (strahlend weiß, $R_{4,7}/H_{6,4}$). Silikatische Grundmasse (schwarz, z.T. Innenreflexe, weiß, z.B. $R_{3,0}/H_{2,5}$), Anschliff, Öl, x.N.

Zwillingslamellierungen und Translationsabscherungen sind in tektonisch beanspruchten Hämatitkristallen häufig zu beobachten. Abb. 72 zeigt im Querschnitt tektonisch deformierte Hämatit tafeln, deren Druckzwillinge und Translationsabscherungen mechanisch auf paarige Scherbeanspruchungen zurückzuführen sind.



Abb. 72 Biegeknickfalten gebildet von tafeligen Hämatitkristallen. Die Schar der Druckzwillinge, parallel $(10\bar{1}1)$, liegt parallel zu den Scherzonen der Faltenachsenflächen (im Bild Nord-Süd verlaufend). Die großen Druckzwillingslamellen $(10\bar{1}1)$ ($R5,0/H3,5$ und $R9,5/H7,0$) der kurzen Falten-schenkel und die kleinen Druckzwillinge $(10\bar{1}1)$, z.B. ($R3,6/H1,0$), auf den langen Flanken reflektieren hoch(hellweiß). Die Großlamellen $(10\bar{1}1)$ ($R1,5/H3,5$ und $R8,5/H4,5$) der beiden langen Falten-schenkel reflektieren mittelgrau. Auf diese werden die Translationsabscherungen, parallel (0001) , als Ost-West streichende Schar sichtbar (weiß, z.B. $R9,0/H3,4$). Beide Scharen $(10\bar{1}1)$ und (0001) korrespondieren in der Raumlage, bezogen auf die Koordinaten der Falten, mit den paarigen $h0l$ -Scherflächen. Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl.x.N.

Die Erze der Bornit-Chalkosin-Paragenese führen zum Teil pflasterartige, bis zu 300 μm große Mosaikstrukturen, die von gleichkörnigen Hämatitkristallen aufgebaut werden. Diese Hämatitpflaster sind in der Regel in Verwachsungen zu finden, in denen Hämatit Bornit verdrängt (Abb. 73).

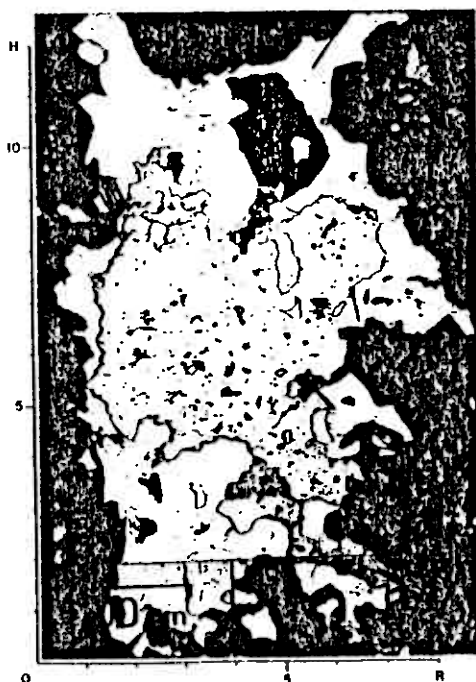


Abb. 73 Mosaik aus gleichkörnigen, anisotropen Hämatitkristallen (je nach Stellung weiß, R2,2/H7,2 bis dunkelgrau, R3,0/H5,5) verdrängt mit konvexen Korngrenzen Bornit (mittelgrau, R3,8/H3,8). Teile des Bornits liegen als "inselförmige" Relikte (mittelgrau, R5,2/H6,8) in dem Hämatitpflaster. Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl, x.N.

Magnetit (Fe_3O_4) ist das zweithäufigste Mineral der opaken Oxide. Die Feinkonglomerate des Lagerstättenbereiches führen Magnetit hauptsächlich in Form idiomorpher, 5-50 μm großer Einzelkörner. Stellenweise sind die Magnetite schichtparallel in Schrägschichtungsblättern angereichert (Abb. 74).

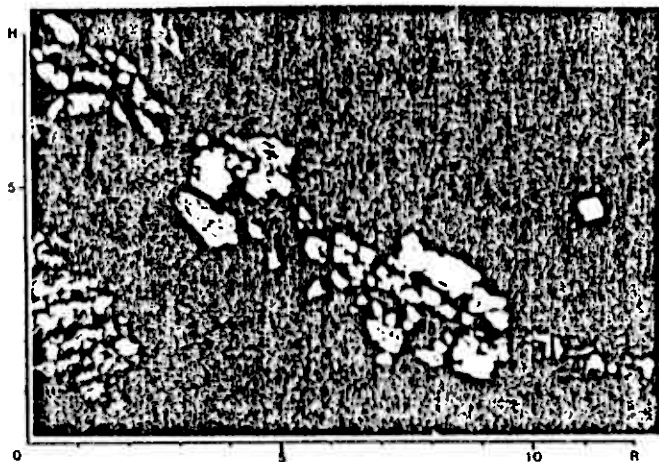


Abb. 74 Idiomorphe und hypidiomorphe Magnetitkörner (hellweiß, z.B. R4,8/H5,0) liegen gemeinsam mit Bornitkörnern (mittelgrau, z.B. R8,2/H3,2), die mit Chalkosin (weiß, R7,7/H3,6) verwachsen sind, schichtparallel in einem Leeblatt. Silikatische Grundmasse (schwarz), silikatisches Geröll (R1,0/H2,0, zum Teil mit hellen Innenreflexen), Anschliff. Öl. x.N.

Manche Magnetitkörner besitzen einen sehr schwachen Reflexionspleochroismus und geringe Anisotropie. Ein Teil der Magnetitkristalle ist zerbrochen. Hämatit, Chalkopyrit, Magnetit, Ilmenit oder silikatische Grundmasse füllen die Klüfte und Risse dieser Kristalle. Martitisierte Magnetite zeigen Randsäume aus Hämatit, der oft Vordrängungsstrukturen und Pseudomorphosen nach Magnetit

bildet. Einige Magnetite werden randlich von "fleckigen" Verwachsungen nur wenige μm großer Körner aus Ilmenit und Rutil umgeben. Magnetit tritt auch saumartig an den Rändern von Chromitspinellen auf.

Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) ist ausschließlich in xenomorpher Form als Kluftfüllung oder in Randzonen von Magnetiten zu finden. Er formt in der Regel Verdrängungsstrukturen in Magnetit.

Die Feinkonglomerate enthalten Ilmenit (FeTiO_3) vorwiegend als 5-30 μm große, xenomorphe Körner. Sie liegen in der Regel isoliert, fein verteilt oder mit Rutil, Anatas und Hämatit verwachsen in der Grundmasse. Ilmenitverwachsungen mit Hämatit und "Leukoxen" formen meist intensiv verzahnte Mineralgemeinschaften (Abb. 75 u. 76). "Leukoxen" nach RAMDOHR (1975) ein Umwandlungsprodukt des Ilmenits besteht in erster Linie aus feinsten Anataskörnern sowie aus Rutil und Titanit. Teilweise lassen sich Verwachsungen von Ilmenit mit Chalkopyrit beobachten. Hämatit tritt als Entmischung in Ilmenitkörnern auf.

Rutil (TiO_2): Neben feinen, im Durchlicht identifizierbaren Rutilnadeln in Quarzgeröllen, führen die Sedimente Rutil als Schwermineralkomponente. Die abgerollten Körner sind oft stark zerbrochen. Einzelne Rutil zeigen Zwillingslamellierungen. Zusammen mit Hämatit tritt Rutil als Zerfallsprodukt von Ilmenit auf. Rutil bildet außerdem Verwachsungen mit Anatas, Titanit und Magnetit.

Anatas (TiO_2) ist nur vereinzelt in den Feinkonglomeraten vertreten. Er kommt fast ausschließlich in Verwachsungen mit Rutil, Titanit und Ilmenit vor.

Titanit ($\text{CaTi[O}_3\text{SiO}_4]$) Schwerminerallagen in den Sedimenten des Lagerstättenbereiches sind oft reich an Titanit. Große, kantengerundete Körner sind auch im Anschliff deutlich zu erkennen. Die Titanitkörner sind durch tektonische Beanspruchung meist zerbrochen. Verwachsungen bildet Titanit mit Rutil und Anatas, der auf Rändern und in Rissen zu finden ist.



Abb. 75 Feinkörniger Ilmenit (hellgrau, R 3,9/H 3,2) innig verwachsen mit "Leukoxen", einem Umwandlungsprodukt des Ilmenits bestehend aus feinsten Anatas- Rutil- und Titanitkörnchen. ("Leukoxen", dunkelgrau, R 3,5/H 3,0 . bei nicht gekreuzten Nicols z.T. nicht von der silikatischen Grundmasse zu unterscheiden).
 Am linken Bildrand ein kataklastisches Rutilkorn (dunkelgrau, R 1,1 /H 5,2).
 Am oberen Bildrand ist ein mit Hämatit (weiß, R 6,2/H 6,2) verwachsener Magnetit (mittelgrau, R 5,5 /H 7,2) zu sehen.
 Rechts im Bild Hämatit (weiß, R 9,0 /H 6,0) und einzelne Chalkopyritkörner (hellweiß, R 8,2 /H 4,5).
 Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, Öl. o.N.



Abb. 76 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 75 jedoch mit fast völlig gekreuzten Nicols aufgenommen. Die Ilmenit-"Leukoxen"-Umwandlungen zeigen massenhaft weiße bis hellgraue Innenreflexe (R 3,5 / H 3,5). Ähnliche Innenreflexe sind auch in dem kataklastischen Rutilkorn (R 1,1 / H 5,2) zu beobachten. Der Magnetit reflektiert schwach (dunkelgrau, R 5,7 / H 7,4). Die anisotropen Hämatitkörner zeigen mosaikartige Verwachsungen (hell- bis dunkelgrau, R 9,0 / H 6,0). Die Chalkopyrite treten als helle Punkte hervor (weiß, R 8,5 / H 4,5). Silikatische Grundmasse (schwarz, z.T. helle Innenreflexe, R 9,1 / H 0,6), Anschliff, Öl, x.N.

Chromitspinelle: Vertreter des Chromitmischkristallsystems $(\text{Fe,Mg})(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{O}_4$ treten relativ häufig in auffallend großen Körnern in den Feinkonglomeraten auf. Die untersuchten Proben enthalten in der Grundmasse bis zu $300\mu\text{m}$ große Aggregate, die meist gleichartig aufgebaut sind. Eine schwach reflektierende chromitische Mischkristallphase (RV für $520\text{ nm} = 13,0\%$) bildet xenomorph einen oft runden Kern. Diesen Kern umgibt ein dünner Umwandlungssaum aus einem etwa höher reflektierendem Fe/Cr Spinell (RV für $520\text{ nm} = 16,0\%$). Der Umwandlungssaum geht zum Rand hin in Magnetit über. Da der Magnetit zur Idiomorphie neigt, besitzen die Spinellverwachsungen nach außen hin überwiegend gerade Begrenzungsflächen des kubischen Kristallsystems (Abb. 77).

Oft sind die zentralen, chromitischen Kerne intensiv zerbrechen. Die Klüfte werden in diesen Fällen gleichfalls zunächst von einem Fe/Cr Spinell und anschließend von Magnetit verfüllt (Abb. 77).

Maghemit ist in feinen Rissen und Klüften der Magnetit-ränder zu finden (Abb. 79).

Häufig verdrängt Hämatit pseudomorph den randlichen Magnetit. In einzelnen Fällen ist Bornit in die Hämatitpseudomorphosen eingedrungen. der lamellar Chalkopyrit entmischte. Anschließend verdrängen Chalkosin und Neodigenit von Korngrenzen aus und parallel zur Chalkopyritlamellierung den Bornit.

Die Abbildungen 77, 78 und 79 zeigen Chromit-Fe/Cr Spinell - Magnetit-Verwachsungen, die verschiedene Stadien dieser Chromitumwandlung dokumentieren.

Cuprit (Cu_2O) bildet meist feine, durchschnittlich nur $5-10\mu\text{m}$ große, idiomorphe Kristalle. Sie liegen isoliert oder miteinander zu kleinen Aggregaten verwachsen in der Grundmasse.

Tenorit (CuO): In Proben aus oberflächennahen Bereichen tritt Tenorit in Form xenomorpher, wenige μm langer Körner auf. Er ist in der Regel in Verbindung mit Cuprit, Covellin oder in Goethitkrusten zu beobachten.



Abb. 77 Ein schwach reflektierender, chromitischer Kern (dunkelgrau, R5,0/H6,5) wird an den Rändern und auf Klüften von einem Umwandlungssaum, bestehend aus einem höher reflektierenden Fe/Cr Spinell (mittelgrau, R5,2/H7,0), umgeben. Diese beiden Mineralphasen umschließt auf Klüften und nach außen ein breiter Magnetitrand (hellgrau, R2,5/H4,0). Silikatische Grundmasse (schwarz), Anschliff, $\bar{O}1$, o.N.

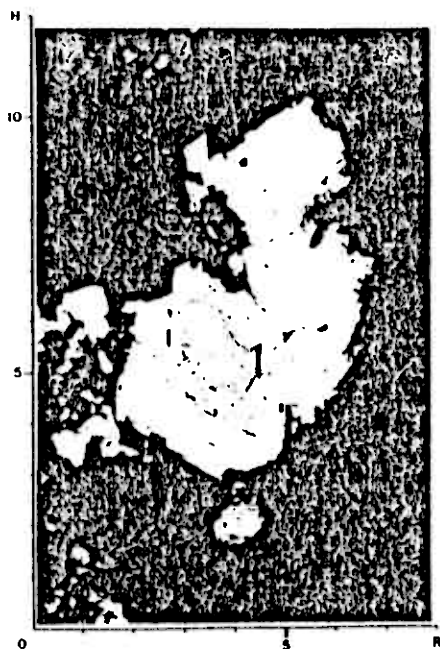


Abb. 78 Diese Chromit-Fe/Cr Spinell-Magnetit Verwachsung zeigt im Vergleich zu Abb. 77 ein bereits etwas weiter fortgeschrittenes Stadium der Chromitumwandlung. Zwei Körner des chromitischen Kerns (dunkelgrau, R 38/H 5,3 und R 5,1/H 5,7) sind mit Ausnahme kleiner Relikte (R 3,5/H 4,3 und R 4,0/H 4,1) noch erhalten. Die Chromite werden mit konvexen Korngrenzen durch eine höher reflektierende Fe/Cr Spinellphase verdrängt (mittelgrau, R 4,0/H 4,3, und R 5,1/H 5,7). Die Fe/Cr Spinelle werden durch Magnetit (hellgrau, R 3,0/H 4,1) verdrängt, der seinerseits konvexe Korngrenzen gegen die Fe/Cr Spinelle besitzt. Schließlich verdrängt Hämatit (weiß, R 5,9/H 6,5) den Magnetit. Silikatisches Bindemittel (schwarz), Anschliff, Öl, o.N.

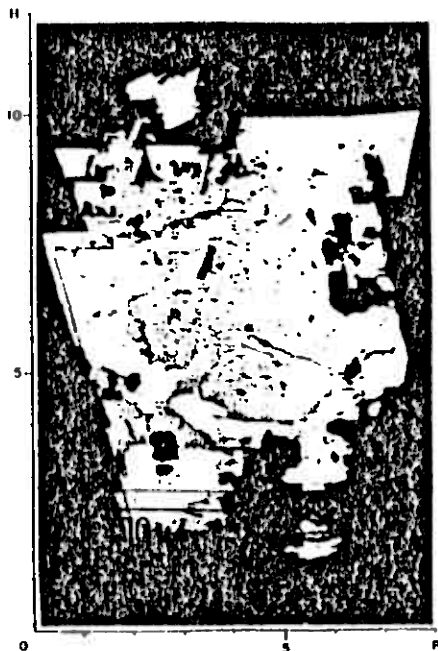


Abb. 79 Dieses Beispiel zeigt das Endstadium der Umwandlung. Der chromitische Kern ist bereits völlig umgebildet. Nur noch ein kleines, reliktsches Fe/Cr Spinellkorn (mittelgrau, R36/H7,0) liegt in dem Magnetit (hellgrau, R5,0/H6,3). Der Magnetit wird zum Teil durch Hämatit (weiß, R1,5/H6,5) verdrängt. Die Risse in dem Magnetit werden von Magnetit (weißgrau, R4,2/H7,5) gefüllt. Silikatische Grundmasse (schwarz). Anschliff, Öl, o.N.

Goethit (α -FeOOH) ist in frischen Proben relativ selten als Krustenbildung auf Chalkopyrit, Bornit und Hämatit zu finden. Anschliffe von Proben aus oxydierten Zonen zeigen zum Teil bereits makroskopisch deutliche, fleckige Rotfärbungen neben sulfidischen und oxydischen Mineralien. Unter dem Mikroskop zeigen diese Proben mehrere, bis zu 100 μ m breite, massige Krusten- und langgezogene Girlandenstrukturen aus ineinander verwachsenen Goethitkristallen. Stellenweise sind diese Krusten rhythmisch aufgebaut. Die Wechsellagen bestehen aus Goethit und Lepidokrokit mit Verwachsungen von Malachit, Tenorit und Quarz.

Lepidokrokit (γ -FeOOH) tritt in der Regel mit Goethit in Krustenbildung auf.

Silber (Ag), Wismut (Bi) und Gold (Au) treten als Akzessorien auf. Elementares Silber ist als Entmischung innerhalb oder randlich von Bornit oder Chalkopyrit zu beobachten. Die Silberkörnchen sind durchschnittlich 5 μ m groß. Wismut und Gold liegen als feinste ca. 2-5 μ m große Körnchen in der Grundmasse.

Zirkon ($ZrSiO_4$): Neben anderen Silikaten fallen die in Schwermineralenlagen zahlreich anzutreffenden Zirkone durch ihr höheres Reflektionsvermögen auf. Oft wird ihr Zonarbau deutlich sichtbar. In der Regel sind die abgerollten Körner stark zerbrochen. Quarz, Sericit und zum Teil auch Chalkopyrit füllen die Klüfte (Abb. 59).

Malachit $Cu_2 [(OH)_2/CO_3]$ und Azurit $Cu_3 [(OH)(CO_3)_2]$ sind in oberflächennahen Bereichen der Lagerstätte auf Schicht- und Klüftflächen häufig zu finden und bereits makroskopisch deutlich erkennbar. Anschliffe zeigen Malachit und Azurit in Rissen und Spalten sowie in oxydischen Krusten auf Kupfersulfiden.

VI.2 Feinklastische Horizonte in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation

Im Lagerstättenbereich sind vereinzelt bis zu 1 m mächtige, feinklastische Schichten in die groben Sedimente eingeschaltet (vergl. S.59).

Sie setzen sich in der Regel aus Komponenten der Ton-, Silt- und Feinsandfraktionen zusammen. Größere Körner sind ausnahmslos auf metamorphe Mineralneubildungen zurückzuführen. Die mit dem Integrationsokular ermittelten quantitativen Mineralanteile sind in Abb. 45 dargestellt. Die feinkörnigen Zwischenlagen besitzen unter 20 % Quarz. Der Feldspatgehalt schwankt zwischen 5 % und 52 %. Die in Abb. 45 als Restminerale zusammengefaßten Komponenten erreichen 42-90 %. Minerale der Muskovit-Reihe bilden diesen Anteil zu ca. 70 %. Ca. 20 % sind Chloritminerale, ca. 8 % Biotitreihenvertreter. 2 % bestehen aus Mineralen der Epidot-Zoisit Gruppe, ca. 10 % aus opaken Mineralen, ca. 1 % aus Calcit sowie aus akzessorischen Mineralen.

Sericit-, Muskovit-, Biotit-, Chlorit- und Epidot-Zoisitminerale formen in den 4 untersuchten Dünnschliffen ein gerichtetes, schiefziges Gefüge aus feinstkörnigen, tafeligen und schuppigen Kristallen. In diesem matrixartigen Mineralverband liegen Flasern aus Quarz, Plagioklas und Calcit. Opake Minerale sind fein verteilt in Form xenomorpher und idiomorpher Körner zu beobachten. Abgerollte Rutil-, Zirkon- und Turmalinkörner sind akzessorisch vertreten. Quarz, Calcit, Chlorit, Epidot- und Zoisitminerale, Malachit und opake Minerale sind auf Klüften und Trennflächen parallel zu Schieferigkeitslamellen zu finden. Proben aus einem feinklastischen Horizont in der Grube Westfeld, Anlage 5, X 9310/X 9700), zeigen im Dünnschliff bis zu 2 cm große Albitporphyroblasten. Die Blasten setzen sich aus orientiert sperrig verwachsenen, durchschnittlich 0.2 mm langen Albittafeln zusammen. Biotit, Muskovit, Chlorit und opake Minerale füllen die Zwischenräume des albitischen Interngefüges. Alle Blasten sind stark sericitisiert. Durch tektonische Beanspruchungen sind sie intensiv zerbrochen und schieferungsparallel, faserig ausgehängt.

Auf Grund ihrer Mineralzusammensetzung und ihres Gefüges sind diese feinklastischen Gesteine als grüne Phyllite beziehungsweise als sericitisierte Albit-Chlorit-Biotit Schiefer zu bezeichnen. Edukte dieser Gesteine waren zum einen feinsandige Ton- und Siltsteine, zum anderen feinkörnige Tuffite.

Ca. 10 % des Gesteinsvolumens der feinklastischen Horizonte in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation besteht aus opaken Mineralien. Folgende Mineralphasen, geordnet nach ihrem mengenmäßigen Auftreten, wurden in 2 Anschliffen dieser Gesteine im Auflicht identifiziert:

Chalkopyrit, Hämatit, Rutil, Titanit, Ilmenit, Anatas, Zirkon, Magnetit, Covellin, Maghemit, Bornit.

Chalkopyrit ist mit ca. 30 % der im Auflicht bestimmbaren Minerale die am häufigsten vertretene Mineralphase. Die Chalkopyrite liegen in der Regel als isolierte, xenomorphe Körner in der silikatischen Grundmasse. Ihre Korngröße schwankt zwischen 2-200 μ m. Ein Großteil der Chalkopyrite wurde in diesen inkompetenten, stark geschieferten Gesteinen deformiert, mobilisiert und wieder abgesetzt. Die meisten Chalkopyritkörner besitzen deshalb im Querschnitt langgestreckte, faserig ausgewälzte und scharfkantig begrenzte Kornformen, deren längste Achsen druckorientiert eingeregelt sind. Einige Chalkopyrite bilden Verwachsungen mit Hämatit. Zum Teil liegen die Hämatite aber auch isoliert, leistenförmig oder als mosaikartige Pflaster in der silikatischen Grundmasse. Rutil und Titanit sind vorwiegend in Form abgerollter Einzelkörner zu beobachten. Ilmenit, teilweise in "Leukoxen", eine feinkristalline Verwachsung von Anatas, Rutil und Titanit, umgewandelt, bildet meist Verwachsungen mit Hämatit und Magnetit. Die Magnetite besitzen in der Regel hypidiomorphe bis idiomorphe Kornformen. Maghemit tritt als Kluftfüllung in Magnetiten auf. Covellin bildet Krusten auf Chalkopyrit. Bornit ist nur sehr vereinzelt als Verdrängungsmineral in Chalkopyrit oder als isoliertes Korn zu finden. Ein Teil der Bornite zeigt Chalkopyritmischungs lamellen.

VI.3 Pyroklastische Intrusiva

Die pyroklastischen Intrusivkörper werden von verschiedenen Gesteinsvarietäten aufgebaut. Diese Pyroklastika lassen sich makroskopisch in 3 petrographische Einheiten zusammenfassen. Brekziöse Pyroklastika (Varietät 1) sind mengenmäßig am häufigsten vertreten, gefolgt von feinkörnigen Pyroklastika (Varietät 2) und von Pyroklastika mit konglomeratischem Gefüge (Varietät 3). Die petrographischen Untersuchungen der Pyroklastika an polierten Handstücken und im Dünnschliff (7 Schliffe) erbrachten folgende Ergebnisse:

Brekziöse Pyroklastika (Varietät 1): Dieses Gestein wird von 0.3-8 cm großen, hell- und dunkelgrünen Gesteinsbruchstücken sowie von 0.1-0.6 cm großen Quarz- und bis zu 0.2 cm großen Feldspatkörnern aufgebaut, die in einer feinkörnigen Grundmasse liegen. Die hellgrünen Fragmente bestehen im Durchschnitt zu 70 % aus Chlorit, zu 20 % aus Biotit, 4 % Quarz, 1 % Feldspäte, 2 % Titanit, 1 % Sericit und zu 2 % aus opaken Mineralen. Chlorit und Sericit bilden eine feinkristalline Grundmasse. Ihre Längachsen sind in verschiedenen Richtungen orientiert. Die Biotite liegen vorwiegend xenomorph begrenzt, als größere Kristalle in dieser Grundmasse. Einige, bis zu 0.5 mm große Biotite weisen hypidiomorphe Kristallgrenzen auf. Quarz tritt auf in Form eckiger Einzelkörner oder verwachsen in kleineren, 0.3 mm langen Quarzaggregaten. Die Quarzkörner löschen alle undulöse aus. Die Feldspäte, hauptsächlich albitreiche Plagioklasse, sind an Korngrenzen und auf Spaltrissen sericitisiert. Die nicht abgerollten Titanite zeigen gut ausgebildete hypidiomorphe und idiomorphe Kristallflächen. Ihre Verteilung in der Grundmasse der Fragmente ist regellos.

Die dunkelgrünen Fragmente setzen sich durchschnittlich aus 55 % Biotit, 20 % Chlorit, 3 % Plagioklas, 2 % Titanit, 1 % Sericit und 2 % opaken Mineralen zusammen. Zirkon, Rutil und Calcit treten akzessorisch auf. Die Biotit tafeln bilden ein unregelmäßiges Gefüge, dessen Zwischenräume von feinen Chloritschüppchen ausgefüllt werden. Die Quarze liegen einzeln

oder miteinander verwachsen als Aggregate in der Biotit-Chlorit Grundmasse. Zwillingslamellierte Plagioklase sind meist als Einkristalle ausgebildet. Sie sind an Grenz-, Verzwilligungs- und Spaltberkeitsflächen sericitisiert. Die Titanite und Zirkone besitzen hypidiomorphe und zum Teil idiomorphe Kristallflächen. Zirkon, Rutil und Calcit treten als Verwachsungen in Quarzaggregaten auf.

Innerhalb der Fragmente fallen stellenweise deutlich abgegrenzte Bereiche auf, die fast ausschließlich aus Chlorit und untergeordnet aus Quarzenoblasten gebildet werden. Reliktstrukturen sind mit Ausnahme der Umgrenzungslinie dieser Bereiche nicht mehr erhalten. Die opaken Minerale liegen unregelmäßig verstreut in den Fragmenten. Sie sind sowohl xenomorph als auch idiomorph begrenzt.

Die Quarzkomponenten der brekziösen Pyroklastika (Varietät 1) nehmen etwa 60 % des Gesteinsvolumens ein. Sie löschen durchweg undulös aus. Größere Aggregate bauen sich aus mehreren Quarzkristallen auf und sind überwiegend sehr gut gerundet. Kleinere Aggregate sind gerundet, zum Teil aber auch splittig. Das Korngrößenspektrum reicht von 2 mm großen Körnern bis zu kleinen Quarzen, die in die Grundmasse übergehen. Innerhalb der Aggregate bilden die Quarzkörner ein Mosaikgefüge mit Verwachsungspunkten, in denen 3 Körner im Winkel von jeweils 120° zusammentreffen. Als Einschlüsse und Verwachsungen in den Quarzen sind Apatit, Zirkon, Calcit, Sericit, Chlorit, Plagioklas und vermutlich Magnesit und Siderit zu finden.

Die Feldspatkomponenten der Pyroklastitvarietät 1 sind in der Regel Einkristalle. Die meist gut oder kantengerundeten Feldspäte haben durchschnittliche Durchmesser von 0,1 - 0,5 mm. Die größten Kristalle sind 1,5 mm lang. 90 % der Feldspäte sind Plagioklase. 10 % Alkalifeldspäte. Die Plagioklase haben Anorthitgehalte von 20-30 %, seltener von 40-50 %. Sie zeigen im allgemeinen Zwillingslamellierung. Alle Feldspäte sind mehr oder weniger stark umgewandelt. Sericit, Chlorit und Glieder der Epidotgruppe sind häufig xenoblastisch parallel kristallographischer Flächen zu finden.

Die Grundmasse der brekziösen Pyroklastika besteht aus Chlorit, Quarz, Biotit und Sericit. Außerdem enthält sie opake Minerale, abgerollte Zirkone, Rutil und Titanite sowie skülig, kantenge-rundete Turmaline.

Die feinkörnigen Pyroklastika (Varietät 2) unterscheiden sich durch die Korngröße der Komponenten von der Varietät 1. 85 % die-ses Gesteins werden von einer mikrokristallinen Grundmasse aus Chlorit und Sericit aufgebaut. In dieser Grundmasse liegen maxi-mal 0,1 mm große Kristalle und verwachsene Kristallaggregate aus Quarz. Daneben sind Feldspat, Biotit, Muskovit, Zirkon, Titanit, Rutil, Turmalin und opake Minerale zu finden. Diese Komponenten nehmen zusammen die restlichen 15 % des Gesteins-volumens ein.

Die pyroklastische Gesteinsvarietät 3 besitzt ein konglomerat-artiges Gefüge. Es wird durch große, meist gerundete Klaster gebildet, die in einer mikrokristallinen Grundmasse liegen. Die klastischen Komponenten bestehen zu 70 % aus Quarz, 20 % aus Feldspat und zu 10 % aus polymineralischen Fragmenten. Akzessorisch treten Zirkon, Rutil, Turmalin, Titanit und opake Minerale auf. Die Quarzkomponenten zeigen die gleichen Aus-bildungen, Verwachsungen und Einschlüsse, wie die in Varietät 1 beschrieben. Es fallen jedoch Quarzklaster auf, deren Einzel-körner gradiert angeordnet sind. Plagioklas mit einem Anorthit-gehalt von 20-40 % bilden 90 % der Feldspäte, der Rest sind Alkalifeldspäte. Die Feldspäte liegen als abgerollte Einzel-kristalle in der Grundmasse. Sie sind unterschiedlich stark sericitisiert, chloritisiert und zum Teil saussuritisiert. Die polymineralischen Gerölle bestehen aus Verwachsungen von Quarz, Plagioklas, Muskovit und Chlorit. Außerdem sind Frag-mente aus Biotit, Chlorit, Sericit und Quarz vertreten.

Feinkristalline Quarz-, Chlorit- Sericit- und Biotitkristalle bilden die Grundmasse der konglomeratischen Pyroklastika.

Der opake Mineralanteil der 3 Pyroklastitvarietäten beträgt im Durchschnitt 2-3 % des Gesteinsvolumens. Folgende im Auflicht bestimmbaren Minerale, anteilmäßig geordnet, wurden in 1 An-schliff identifiziert:

Titanit, Chalkopyrit, Rutil, Hämatit, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Covellin, Neodigenit.

Die bis zu $50\mu\text{m}$ großen Titanite und Rutil liegen meist als hypidiomorphe und idiomorphe Einzelkörner in Fragmenten oder in der Grundmasse. Nur ein kleiner Teil der Titanite und Rutil bildet mit Anatas, Ilmenit und Hämatit stark verzahnte Verwachsungen. Auch die $5\text{--}200\mu\text{m}$ großen Chalkopyritkörner sowie die vorwiegend idiomorphen zwischen $20\text{--}40\mu\text{m}$ großen Magnetite und ca. $10\text{--}100\mu\text{m}$ großen Pyrite liegen meist isoliert in dem silikatischen Bindemittel. Die Chalkopyrite werden zum Teil von Covellin und Neodigenit umkrustet. Einige Magnetite sind mit Hämatit verwachsen.

Zerrüttungszonen und Klüfte im Kontaktbereich der Pyroklastika zu den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation führen Chalkopyrit, Pyrit, Hämatit und Bornit. Trennflächen in oberflächennahen Partien der Pyroklastika zeigen Beläge von Malachit, Azurit und Brochantit.

VI.4 Dioritporphyritische Intrusiva

Die petrographischen Untersuchungen der dioritporphyritischen Intrusiva des Lagerstättenbereiches an 6 Dünn- und 2 Anschliffen erbrachte folgende Ergebnisse:

Der Mineralbestand der Dioritporphyrite setzt sich im Durchschnitt aus 29 % Plagioklas mit einem Anorthitgehalt $< 50\%$, 25 % Hornblende, 13 % Vertreter der Epidot-Zoisit Gruppe, 10 % Biotit, 8 % Minerale der Chlorit-Reihe, 10 % Quarz, 2 % Sericit und 4 % opaken Mineralen zusammen. Dunkle Varietäten bestehen aus 20 % Plagioklas (Anorthitgehalt $< 50\%$), 28 % Hornblende, 14 % Vertreter der Epidot-Zoisit Gruppe, 14 % Minerale der Chlorit-Reihe, 13 % Biotit, 5 % Quarz, 2 % Sericit und 4 % opaken Mineralen. Quarzreiche Varietäten enthalten bis zu 15 % Quarz.

Die holokristallinen Ganggesteine variieren in ihrer Korngrößenzusammensetzung. Kleine Intrusivkörper besitzen fein- bis mikrokristalline Gefüge. In den Zentralbereichen der größeren Intrusionen sind grobkristalline Korngefüge ausgebildet.

Die Korngrößenverteilungen sind durch metamorphe Einflüsse beeinträchtigt. Ursprüngliche Kornformen und Kristallausbildungen sind durch Umkristallisation und Neubildungen verändert. In allen untersuchten Proben sind Reliktgefüge noch deutlich erhalten. Die im Dünnschliff leistenförmigen Plagioklase bilden sperrige, intergranulare oder intersertale Gefüge. Die Zwischenräume der Plagioklasleisten werden von Hornblendenkristallen ausgefüllt, die zum Teil intensiv mit den übrigen Mineralkomponenten verwachsen sind. Die metamorphe Gefügeveränderung wird durch Implikationen von blastohypidiomorphen Neubildungen charakterisiert. Als um- oder neugebildete Minerale sind Vertreter der Chlorit-Reihe und Epidot-Zoisit Gruppe sowie Biotit, Sericit, Aktinolith und Calcit zu finden. Sie treten als Verwachsungen vorwiegend in Plagioklasen, Hornblenden sowie in der Grundmasse auf.

Die Ganggesteine sind auf Grund dieser Mineralzusammensetzung und nach ihrem Gefüge als schwach metamorphe Dioritporphyrite zu bezeichnen.

Der opake Mineralanteil von ca. 4 % wird zu ca. 60 % von Oxyden und zu ca. 40 % von Sulfiden gebildet. Folgende Minerale wurden im Auflicht identifiziert:

Magnetit, Pyrit, Chalkopyrit, Ilmenit, Rutil, Hämatit, Anatas, Titanit, Zirkon, Silber.

Magnetit ist das mit Abstand am häufigsten vertretene, opake Mineral in den Dioritporphyriten des Lagerstättenbereiches. Die Magnetite bilden in der Regel ca. 10-100 μ m große, idiomorphe Kristalle, die regellos verstreut zwischen den silikatischen Mineralen liegen. Pyrite treten als durchschnittlich 30-200 μ m große rundliche Porphyroblasten auf, die zum Teil Chalkopyrit verdrängen. Die Chalkopyrite sind entweder mit Pyrit oder Hämatit verwachsen oder sie liegen isoliert in der Grundmasse. In den Dioritporphyriten sind Ilmenitskelette ehemaliger Titanomagnetite erhalten. Teilweise sind diese Ilmenite jedoch bereits in "Leukoxen", d.h. in feinsten Verwachsungen von Anatas, Rutil und Titanit umgewandelt worden. Hämatit ist als

Vervachsung in Magnetit, Ilmenit und Chalkopyrit zu finden. Titanit, Rutil, Zirkon und gediegen Silber treten als Einzelkörner akzessorisch auf. Klüfte in oberflächennahen Bereichen führen Malachit und Azurit.

VII. Geochemie

VII.1 Bisherige geochemische Untersuchungen

Umfangreiche geochemische Arbeiten wurden im Rahmen der Exploration des Vorkommens der Grube Repparfjord durchgeführt. Analysen der Schwermetallgehalte von Proben aus Aufschlußbohrungen und Schurfgräben standen im Vordergrund. Parallel zu diesen Untersuchungen wurde in der engeren und weiteren Umgebung der Grube geochemisch prospektiert. Die Resultate sind in den unveröffentlichten NGU-Rapporten Nr. 693, 693 B, 742, 808 b.c, 888 und 1246 dargestellt.

Zur Abbausteuerung wurden in den Jahren 1972-1979 eine Vielzahl von Gesteinsproben aus dem Grubenbereich analysiert. Die Analyseergebnisse sind in den Tabellen und zum Teil auch auf Karten zusammengefaßt. Diese werden im Archiv der Grube verwahrt.

Die Bohrkernanalysen der Explorationsphase bieten sich aus dieser Fülle geochemischer Untersuchungen und Daten für eine Beschreibung der räumlichen Verteilung der Kupfervererzung im Bereich der Grube Repparfjord an. Meist wurden zwei 45° Schrägbohrungen zur Erkundung und Erschließung des Vorkommens in Querprofilen V-förmig abgeteuft. Aus Unkenntnis der geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse des Lagers liegt somit etwa die Hälfte der Bohrungen spitzwinkelig oder parallel zur Schichtung und Mineralisation. Die anderen bilden in der Regel einen stumpfen oder in Ausnahmefällen rechten Winkel zum Einfallen. Zusätzlich wurden Kernbohrungen von dem unter den Tagebauen angelegten Transporttunnel aus abgeteuft.

Sowohl eine Beschreibung als auch eine Interpretation der räumlichen Erzverteilung wird jedoch erschwert durch die Tatsache, daß oft nicht die gesamten Bohrkerns sondern nur diejenigen Teile analysiert wurden, die bereits makroskopisch Mineralisationen aufwiesen. Dennoch zeigen die Anlagen 693 B-04 (NGU-Rapport 693 B, 1965) und 742-04 (NGU-Rapport 742, 1966) ein Einfallen der Vererzung, das nach den tektonischen Aufnahmen der vorliegenden Arbeit parallel zu dem der Schichtung verläuft. Dies läßt sich für Bereiche des Lagers mit einfachem Falten- und Schollenbau und somit relativ gleichmäßigerem Einfallen der Schichtung gut belegen (Abb. 90).

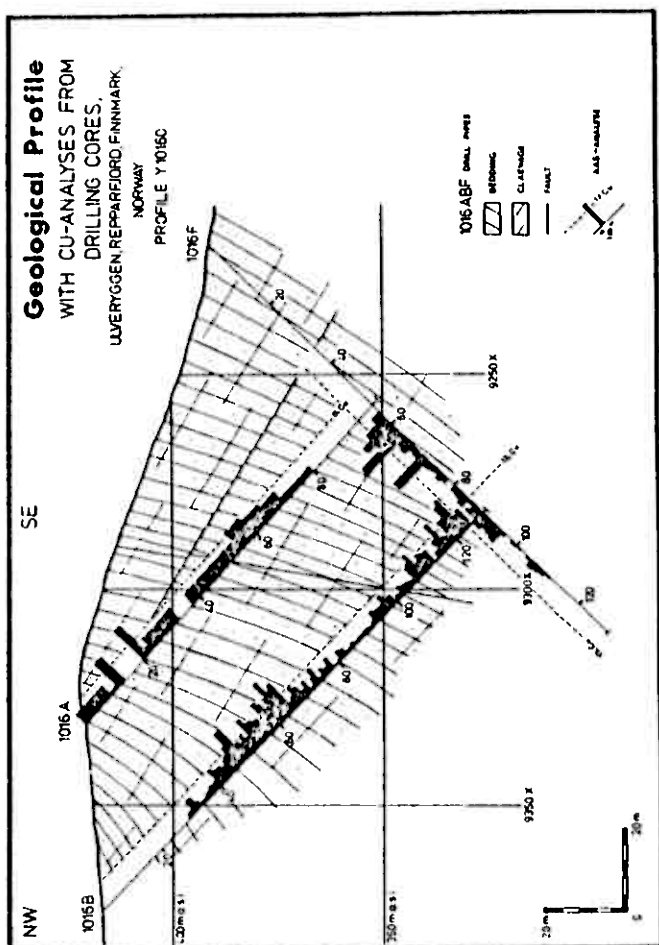


Abb. 80 Geologisches Querprofil (Y10160, Anl. 5).

In das Profil sind die Explorationsbohrungen (1016 A.B.F) und die Kupferwerte der Bohrkernanalysen (nach NGU-Rapport Nr. 808 b. 1967) eingetragen. Diese Kombination von Schichtabfolge und Kupferkonzentrationen zeigt die Möglichkeit der Korrelation einzelner stratigraphischer Niveaus mit den Verteilungen hoher bzw. niedriger Kupfergehalte. Die Schichtgebundenheit der Vererzung wird dokumentiert. (Aus STRIBNY & URBAN 1980).

Für einen Vergleich von Erzverteilung und Schichteinfallen in den tektonisch stärker beanspruchten Teilen des Lagers, besonders nordöstlich des Hauptfeldes, reichen die zur Verfügung stehenden Daten der Bohrkernanalysen nicht aus.

Die geochemische Prospektion und die Kartierung der Grubenumgebung unter Leitung von HOVELAND (NGU-Rapport Nr. 888, 1968 b) führte zur Auffindung weiterer Kupfermineralisation in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation. Eine Mineralisation, genannt "Roar felt", liegt ca. 1,5 km südöstlich des Westfeldes bei X 9000 / Y 7800. (Dieses Gebiet liegt außerhalb der topographischen Karte 1:5000, die als Grundlage zur geologischen Karte Anl. 1 diente) Das "Roar felt" bildet geographisch und geologisch die streichende Verlängerung des Vorkommens der Grube nach Südosten. Die Mineralisation wurde auf einer streichenden Länge von 200 m und einer Mächtigkeit von 20-30 m durch Kernbohrungen nachgewiesen. Ein zweites Kupfervorkommen konnte in der Umgebung des Småvann (X 11350 / Y 10200 siehe Anlage 1) gefunden werden. Es stand im Mittelpunkt geochemischer Untersuchungen von Gesteins- und Bodenproben, die in einem rechteckigen Netz entnommen wurden. Das Ergebnis war der Nachweis erhöhter Kupfergehalte in einer im Streichen 2 km langen und ca. 200 m breiten Zone. Die Kerne einer 1979 dort abgeteufte Bohrung (BH Småvann 1, X 11525 / Y 10475) wurden vom Verfasser untersucht und beschrieben. Stratigraphisch durchteuft die Bohrung den Grenzbereich zwischen Steinfjell- und Djupelv-Formation. Lithologisch gehen die Feinkonglomerate ins Hangende in grobe Konglomerate mit veränderter Bindemittel- und Komponentenzusammensetzung über. Kupfermineralisationen sind sowohl in der Grundmasse beider Gesteinseinheiten, als auch in basischen bis ultrabasischen Magmatitgerölln der Grobkonglomerate enthalten.

VII.2 Aufgabenstellung und Durchführung

Ein Großteil der Erzminerale im Gebiet der Lagerstätte Repparfjord liegt im mikroskopischen Bereich. Die Grenzen der Mineralisation sind makroskopisch nicht exakt kartierbar. Es wurde versucht, den Ausbiß der Vererzung geochemisch zu erfassen. Außerdem sollten Schwermetallverteilungen in den unterschiedlichen petrographischen Einheiten, zum Beispiel um und in den verschiedenen Intrusivkörpern, untersucht werden.

Das werkseigene chemische Labor der Grube besaß eine Anlage für atomabsorptionspektroskopische Analysen (AAS.) Damit bot sich aus technischen Gründen dieses Verfahren an. Als Analysenmaterial dienten Gesteinsproben aus dem Anstehenden. Das Streichen der Mineralisation war bereits durch Bohrkernuntersuchungen und durch Analysen des abgebauten Erzes bekannt. Die effektivste Möglichkeit der Beprobung stellte somit ein rechteckiges Entnahmenetz dar, dessen längere Kanten parallel zur Mineralisation, etwa Südwest-Nordost, verlaufen. Das 3,6 x 1,6 km große Rechteck umfaßt ein Gebiet von 5,76 km², in dessen Mitte sich die Lagerstätte befindet. Auf querstreichenden Südost-Nordwest Profilen mit einem durchschnittlichen Profilaraband von 120 m wurde, je nach Aufschlüssen, alle 15-50 m eine Probe geschlagen.

Insgesamt waren es 1017 Handstücke aus möglichst frischem Material. Sie gehören 5 unterschiedlichen petrographischen Einheiten an. Die statistische Probenentnahme gewährleistet, daß die jeweilige Probenzahl etwa die flächige Verbreitung der verschiedenen Gesteinsgruppen im Lagerstättenbereich repräsentiert. 926 Proben entstammen den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation, 47 Proben wurden den Dioritporphyritgängen, 21 den pyroklastischen Intrusionen entnommen, 4 Proben stammen aus tuffischen Zwischenlagen in den Feinkonglomeraten.

19 Grünsteinproben gehören der tektonisch im Südosten der Lagerstätte angrenzenden Holmvann-Formation an. Zur Vorbeugung einer subjektiven Probenauswahl entnahmen zwei geologische Laien die Gesteinsstücke. Lediglich an lithologischen Grenzen, zum Beispiel in Kontaktzonen, gab der Verfasser Hinweise zu entsprechenden Beprobung.

Die ca. 150 gr schweren Handstücke wurden mit einem Beckenbrecher grob zerkleinert. Nach einer ersten Mahlung in einer Spindelmühle wurden die Proben mit einer Scheibenschwingmühle analysenfein gemahlen. Nach der Probenteilung erfolgte die Auswägung von je 1 Gramm Gesteinspulver auf einer Präzisionswaage. Diese Menge kochte anschließend eine halbe Stunde bei 150° in H₂SO₄. Als Aufschlußflüssigkeit diente ein Gemisch aus 3/4, 65 %iger Salpetersäure und 1/4, 37 %iger Salzsäure. Nach dem Abkühlen gelangte die gefilterte und mit 250 ml Aqua dest. verdünnte Lösung zur Analyse. 765 Proben wurden mit der AAS (Fabrikat PERKIN ELMER, Modell 403) auf Schwermetallkonzentrationen von Cu, Ni, Pb, Zn und Co analysiert. Die übrigen 252 Proben liegen außerhalb der engeren Lagerstättenumgebung. Sie wurden auf ihre Cu-Gehalte und zum Teil auf Ni-, Pb-, Zn- und Co-Konzentrationen hin untersucht.

Die statistische Auswertung der Analysendaten erfolgte mit Hilfe von Computern (UNIVAC 1108 und HP 2100 A).

Zur geochemischen Charakterisierung der Schwermetallverteilung in den 5 petrographischen Einheiten der Lagerstätte und ihrer Umgebung wurden zunächst die Mittelwerte und Standardabweichungen für Cu, Ni, Pb, Zn und Co errechnet und zusammen mit den Minimal-, Maximalwerten und Konzentrationsspannen in Tab.3 dargestellt.

Die schwach metamorphen Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation standen im Mittelpunkt der geochemischen Untersuchungen. Eine detaillierte Übersicht der Verteilung von Cu, Ni, Pb, Zn und Co in diesen grobklastischen Sedimentgesteinen geben die Häufigkeitsdiagramme auf den Tafeln 1-5. Die Häufigkeitsverteilungen sind entsprechend den jeweiligen Konzentrationsspannen in zwei bzw. drei Variationen dargestellt. Die Tabellen a der Tafeln 1-5 besitzen als Abszissenteilung die kleinstmöglichen Intervalle (3 ppm-Teilung entsprechend der umgerechneten Extinktionswerten der AAS). Zur besseren Annäherung der Verteilungskurve an die Dichtefunktion der zugrundeliegenden Wahrscheinlichkeitsverteilung sind in den Tabellen b (Taf. 1-5) die Klassenbreiten auf 10 ppm-Abstände erhöht worden.

Für Elemente (Cu und Zn) mit großen Variationen wurden zur Erfassung der gesamten Konzentrationsspannen zusätzlich Häufigkeitsdiagramme mit logarithmisch eingeteilten Klassenbreiten erstellt.

Die Summenhäufigkeiten der 5 untersuchten Elemente geben Wahrscheinlichkeitsnetze wieder, deren Ordinate nach dem Gauß'schen Integral geteilt sind. (Taf. 1-5, Abb. c). In dieser Art der Darstellung ergeben kumulativ aufgetragene Werte eine Gerade, deren Verlauf einzelne Knickstellen aufweisen kann. Nach TENNANT & WHITE (1959) zeigen die Knickpunkte an, daß bei logarithmisch geteilter Abszisse mehrere Lognormalverteilungen und im Fall arithmetrischer Teilung mehrere Normalverteilungen innerhalb einer Wertegruppe vorliegen. Diese Untergliederungen repräsentieren die Untergrund-, Schwellen- und Anomaliepopulationen der 5 untersuchten Elemente in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches.

Zur Abschätzung von Wechselbeziehungen zwischen den Elementen Cu, Ni, Pb, Zn und Co in den Feinkonglomeraten dienen Berechnungen von Korrelationskoeffizienten. In Tab.4, Abb. a,b sind die nach dem Prinzip kleinster Fehlerquadrate ermittelten Koeffizienten dargestellt. In die Berechnung der Werte in Tab.4 Abb. a gingen alle Analysendaten ein. Die Koeffizienten in Tab.4 Abb. b errechneten sich aus reduzierten Wertegruppen. Pro Element fanden nur Analysedaten unter einem festgesetzten Maximalwert Verwendung. Die Maximalwerte wurden so gewählt, daß durchschnittlich 90 % aller Daten in der Auswertung verblieben. Das Abtrennen höherer Analysewerte liegt begründet in dem Versuch, Korrelationen zu erhalten, die von anormalen, möglicherweise sekundären Wertepopulationen unbeeinflusst sind.

Flächige Verteilungen von Cu, Ni, Pb, Zn und Co in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches sind in Form geochemischer Konturkarten wiedergegeben. (Anl.6,7,8,9,10,11). In die rechnerische Erstellung der Karten gingen die reduzierten Wertegruppen jedes Elementes ein. Die Maximalgrenzen der Datenreihen entsprechen denen der Korrelationsberechnungen in Tab.4, Abb. b.

Die Begründung bleibt gleich. Es wird angestrebt, von hohen, möglicherweise sekundären Populationen unabhängige Darstellungen zu gewinnen. Das Erkennen und die Interpretation primärer Verteilungsverhältnisse wird dadurch erleichtert.

Die reduzierten Wertegruppen jedes Elementes wurden in 9 Gruppen mit arithmetischen Abständen geteilt. Jede Gruppe erhielt eine Signatur. Diese bilden die Konturen der Karten. Jeder Einzelpunkt stellt einen Mittelwert dar, errechnet aus den benachbarten Analysedaten.

Die Verteilung des Kupfers in den 5 unterschiedlichen petrographischen Einheiten des Lagerstättenbereiches und seiner Umgebung ist auf einer Konturkarte kleineren Maßstabes ausgedruckt (Anl. 11). Die Errechnung der Karte basiert auf reduzierten Wertegruppen. Kupferkonzentrationen der 5 Gesteinseinheiten (vergl. Tab. 4) bis zu maximal 90 ppm gingen in die Auswertung ein.

VII.3 Geochemische Charakterisierungen

Aus diesen statistischen Behandlungen der Analysedaten ergibt sich folgende geochemische Charakterisierung des Lagerstättenbereiches für die Elemente Cu, Ni, Pb, Zn und Co.

VII.3.A Kupfer

Mittel-, Minimal-, Maximalwerte, Standardabweichungen und Konzentrationsspannen des Kupfers in den 5 petrographischen Einheiten des Lagerstättenbereiches: Tab. 3 zeigt, daß die durchschnittlich und absolut höchsten Kupfergehalte (377,6 ppm bzw. 46.000 ppm) in den schwach metamorphen Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation liegen. Gleichzeitig fällt die breite Streuung der Werte (Standardabweichung von 2816,1 ppm) auf. Feinkörnige, tuffitische Horizonte in den Feinkonglomeraten besitzen den zweithöchsten Mittelwert (344,8 ppm) bei gleichmäßiger Verteilung (Standardabweichung von 381,6 ppm). Die im Südosten des Lagers angrenzenden Grünsteine zeigen eine deutliche (Mittelwert von 122,4 ppm) und relativ konstante Kupferführung (Standardabweichung von 164,9 ppm). Dioritporphyrit-intrusionen des Lagerstättenbereiches sind trotz hoher

Maximalwerte (2.330 ppm) im Durchschnitt (136,5 ppm) nur schwach kupferhaltig. Die pyroklastischen Intrusivgesteine besitzen die niedrigsten Maximal- und Mittelwerte (458 ppm bzw. 72,9 ppm) sowie die kleinste Konzentrationsspanne (450 ppm, Tab.3).

Häufigkeitsverteilung des Kupfers in den Feinkonglomeraten:

Taf. 1, Tab. a,b zeigen eine eingipfelige, schwach positiv-asymmetrische Verteilung der Kupferkonzentrationen in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches der Grube Repparfjord (Modus 13,0 ppm < Median 15,2 ppm < Mittel 377,6 ppm). Auch über die gesamte, breite Konzentrationspanne (46.000 ppm) bleibt die Eingipfeligkeit der Verteilungsfunktion erhalten (Taf.1, Tab. a), wenngleich geringe Unregelmäßigkeiten in den oberen Wertebereich (5.436-46.000 ppm) auftreten.

Die Summenhäufigkeitsgerade des Kupfers in den Feinkonglomeraten besitzt einige Knickstellen (Taf.1, Abb.c). Die Wertegruppe ist aus mehreren lognormalverteilten Einzelpopulationen zusammengesetzt. Die beiden niedrigsten bilden den normalen bzw. erhöhten Untergrund (1-3 ppm bzw. 3-8 ppm, weiß). Der breite Schwellenbereich (8-900 ppm, grau) ist dreigeteilt. Seine Gerade geht mit geringem Steigungsunterschied in den Anomaliebereich (900- 46.000 ppm, schwarz) über.

Korrelationen von Cu, Ni, Pb, Zn und Co in den Feinkonglomeraten:

Tab.4.a zeigt positiv lineare Korrelationen mit 95 %iger Sicherheit für datenmäßig unveränderte Elementenpaare von Cu-Ni, mit 99 %iger Sicherheit für Zn-Co und mit 99,9 %iger Sicherheit für Ni-Co. Die Reduktion der Datenreihen auf Maximalwerte in Tab.4.b macht 99 % sichere Wechselbeziehungen zwischen Cu-Zn deutlich. Mit 99 %iger Sicherheit sind reduzierte Wertegruppen von Cu-Ni, Cu-Co, Ni-Zn, Ni-Co, Pb-Co und Zn-Co korrelierbar.

Die geochemische Verteilungskarte des Kupfers in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches zeigt die streichrichtungsparallel Südwest-Nordost Verbreitung des Vorkommens (Anl.6). Zonen gleicher Konzentration halten fast über das gesamte Gebiet der Kartenfläche hinweg im Streichen durch. Senkrecht dazu läßt sich eine Dreiteilung beobachten. Der Nordwestteil besitzt mit Durch-

schnittswerten von 0-20 ppm die geringste Kupferführung. Im Zentralbereich streichen die bis zu 200 m breiten Maximazonen (80-90 ppm) aus. Ihre Lage korrespondiert mit den Anlagen der Tagebaue (vergl. Anl. 5). Im Südostteil der Karte weisen die Signaturen auf mittlere Kupfergehalte von 20-60 ppm hin.

Geochemische Verteilungskarte des Kupfers in den 5 petrographischen Einheiten der Lagerstätte und ihrer Umgebung: Die Karte (Anl. 11) zeigt im Südosten einen bis zu 400 m breiten, Südwest-Nordost streichenden Streifen erhöhter Kupfergehalte (52-61 ppm). Er ist im Nordwesten scharf begrenzt. Diese Zone entspricht in ihrer flächigen Ausdehnung dem Ausbiß von Grünsteinen der Holmvann-Formation (vergl. Anl. 1). Die scharfe, nordwestliche Begrenzungslinie ist korrelierbar mit der tektonischen Aufschiebung der Grünsteine auf die Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation (vergl. Anl. 1). Die Feinkonglomerate nordwestlich der Aufschiebung zeigen in einem ca. 200 m breiten, Südwest-Nordost verlaufenden Bereich niedrige Kupferkonzentrationen (24-33 ppm). Die Maximazonen (80-90 ppm) streichen über den gesamten im Zentraltail der Karte (Anl. 11) dargestellten Geländestreifen. Die Bereiche maximaler Kupferkonzentrationen sind sowohl petrographisch als auch geographisch an die Feinkonglomerate gebunden. Im Südwesten knicken die Maximazonen aus ihrer Südwest-Nordost Richtung nach Süden hin ab. Die Knickzone zeigt ein Ausdünnen der erhöhten Konzentrationsverteilungen. Im Nordosten werden die Maximazonen von einem Nord-Süd streichenden Bereich niedriger Kupfergehalte unterbrochen, sie verlaufen aber leicht nach Süden versetzt in ihrer Südwest-Nordost Richtung weiter. Die Vererzung wird hier sowohl von dem Stollen der alten Grube Hans (Anl. 1, X9100/Y11900) als auch von mehreren Schurfgräben (Anl. 1, X 9000/Y11900) angeschnitten. Die Kupferkonzentrationen nehmen nach Nordosten, im Gebiet des Kartenrandes, jedoch deutlich ab.

Tab. 3 Statistiken der Schwermetallverteilung in den 5 petro-
graphischen Einheiten der Lagerstätte und ihrer Umgebung.

	Mittelwert arithmetisch (ppm)	Standard- abweichung (ppm)	Minimal- wert (ppm)	Maximal- wert (ppm)	Konzentrations- spanne (ppm)	Anzahl der Proben
Cu						
Feinkonglomerate	377.6	2816.1	0	46.000	46.000	926
Dioritporphyrite	136.5	344.8	8	2.330	2.322	47
Pyroklastika	72.8	100.0	8	458	450	21
Tuffite	344.8	381.6	10	788	778	4
Grünsteine	192.4	164.8	25	610	585	19
Ni						
Feinkonglomerate	10.3	14.9	0	113	113	697
Dioritporphyrite	49.4	42.5	0	175	175	32
Pyroklastika	86.4	36.5	0	150	150	18
Tuffite	56.0	41.6	8	103	95	4
Grünsteine	43.2	28.3	15	110	95	10
Pb						
Feinkonglomerate	1.4	3.8	0	30	30	809
Dioritporphyrite	4.2	6.7	0	18	18	34
Pyroklastika	1.2	3.4	0	13	13	21
Tuffite	0.0	0.0	0	0	0	4
Grünsteine	1.4	3.8	0	15	15	18
Zn						
Feinkonglomerate	35.3	49.9	0	878	878	833
Dioritporphyrite	95.5	72.9	10	368	358	37
Pyroklastika	44.2	27.9	10	113	103	21
Tuffite	80.3	31.7	38	110	72	4
Grünsteine	93.1	53.2	40	265	225	18
Co						
Feinkonglomerate	2.6	5.8	0	78	78	701
Dioritporphyrite	32.0	30.2	0	173	173	32
Pyroklastika	11.7	8.2	0	25	25	18
Tuffite	25.3	18.7	0	43	43	4
Grünsteine	31.2	14.6	15	60	45	10

Tab.a Korrelationen unveränderter Datengruppen

	Cu	Ni	Pb	Zn	Co
Cu	1	0,125095	0,077074	0,015409	0,106835
Ni	0,125095	1	0,066791	0,098635	0,546703
Pb	0,077074	0,066791	1	0,004826	0,096293
Zn	0,015409	0,098635	0,004826	1	0,165376
Co	0,106835	0,546703	0,096293	0,165376	1

Korrelationen liegen vor für: Cu-Ni, Ni-Co, Zn-Co

Tab.b Korrelationen auf Maximalwerte gesetzter Datengruppen

Cu max. 90 ppm Ni max. 24 ppm Pb max. 10 ppm
Zn max. 60 ppm Co max. 10 ppm

	Cu	Ni	Pb	Zn	Co
Cu	1	0,426504	0,101457	0,187333	0,357962
Ni	0,426504	1	0,032149	0,202294	0,373373
Pb	0,101457	0,032149	1	0,009473	0,218040
Zn	0,187333	0,202294	0,009473	1	0,228730
Co	0,357962	0,378073	0,218040	0,228730	1

Korrelationen liegen vor für: Cu-Ni, Cu-Zn, Cu-Co, Ni-Zn,
Ni-Co, Pb-Co, Zn-Co

Signifikanzprüfung der Korrelationskoeffizienten $r=0$

Freiheitsgrad	Sicherheit	Vertrauensbereich	r
319	95 %	0,05	$>0,1129 < -0,1129$
319	99 %	0,01	$>0,1480 < -0,1480$
319	99,9 %	0,001	$>0,1884 < -0,1884$

Tab.4a.b Korrelationen der Elemente Cu, Ni, Pb, Zn und Co
in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches.

Die Maximazonen des Lagerstättenbereiches werden im Nordwesten durch einen Südost-Nordwest streichenden Streifen von Feinkonglomeraten mit minimalen Kupfergehalten (15-24 ppm) abgelöst. Senkrecht zum Streichen reichen die Minimazonen bis zum Nordwestrand der Karte. Sie werden lokal unterbrochen durch Abschnitte höherer Konzentrationen (43-52 ppm). Diese liegen in der Westsüdwest-Ostnordost verlaufenden, gangförmigen Dioritporphyritintrusion des "Karls-Skjerfs". Die Dreiteilung der flächigen Kupferkonzentrationsverteilung in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches in eine Südostzone niedriger bis mittlerer Gehalte (24-33 ppm, eine zentrale Maximazone (30-30 ppm) und eine Minimazone (15-24 ppm) im Nordwesten wird durch die Kupfergehalte des Dioritporphyritganges (43-52 ppm) etwas überdeckt.

Die niedrigen Kupfergehalte der pyroklastischen Intrusionen nordwestlich der Grube Westfeld bilden einen Minimabereich (24-33 ppm) bei X 9350 / Y 10750. Der zweite pyroklastische Intrusivkörper liegt bei X 8800 / Y 10900. Seine geringe Kupferführung (24-33 ppm) hebt sich nicht von den niedrigen Gehalten des feinkonglomeratischen Nebengesteins dieses Bereiches ab.

VII.3.B Nickel

Mittel-, Maximalwerte, Standardabweichungen und Konzentrationsspannen des Nickels in den 5 petrographischen Einheiten des Lagerstättenbereiches: Im Gegensatz zum Kupfer sind die höchsten Durchschnittsgehalte des Nickels (Mittelwert von 86,4 ppm, Tab. 3) in den Pyroklastika zu finden. Die Werteverteilung (Standardabweichung von 36,5 ppm) ist relativ gleichmäßig. Tuffite und Dioritporphyrite enthalten bei etwa gleichbreiter Streuung (Standardabweichungen von 41,6 ppm bzw. 42,5 ppm) die nächsthöheren Mittelwerte (56,0 ppm bzw. 49,4 ppm). Knapp darunter liegen die ziemlich konstanten Nickelgehalte (Mittelwert 43,2 ppm, Standardabweichung von 28,3 ppm) der Grünsteine. Die recht gleichmäßige Nickelführung (Standardabweichung von 14,9 ppm) der Feinkonglomerate liegt im Mittel (10,3 ppm) deutlich niedriger als die Durchschnittswerte der übrigen Einheiten des Lagerstättenbereiches.

Häufigkeitsverteilung des Nickels in den Feinkonglomeraten: Die Nickelkonzentrationen bilden ein deutliches Verteilungsmaximum. Sein Gipfel liegt im Nullbereich. Er nimmt zu höheren Gehalten hin zunächst steil ab, um in eine fast kontinuierlich abklingende Häufigkeitskurve überzuleiten. (Taf. 2, Tab.a,b).

Summenhäufigkeit der Nickelkonzentrationen in den Feinkonglomeraten: Die Nickelgehalte gehören drei lognormalen Werteverteilungen an (Taf.2, Abb c). Die Grenzen vom Untergrund (1-6 ppm) zur Schwelle (6-19 ppm) und besonders die zwischen Schwelle und Anomalie (19-113 ppm) sind markant.

Geochemische Verteilungskarte des Nickels in den Feinkonglomeraten: Die gute Korrelation zwischen Cu und Ni (Tab.4) kommt auch beim Vergleich der Verteilungskarten beider Elemente (Anl.6 u. 7) zum Vorschein. Sowohl im als auch senkrecht zum Streichen zeigen sich Parallelen. Die generelle Südwest-Nordost Streichrichtung wird durch den Verlauf der Nickelkonzentrationen nachgezeichnet (Anl.7). Von Südosten nach Nordwesten wird ebenfalls eine Dreiteilung deutlich. Der Nordweststreifen ist nahezu frei von Nickel (0-3 ppm). Im zentralen Teil liegen die Maximazonen (21-24 ppm). Der Südost-Abschnitt besitzt neben lokalen Maxima im Süden mittlere Nickelgehalte (10-16 ppm).

VII.3.C Blei

Mittel-, Minimal-, Maximalwerte, Standardabweichungen und Konzentrationsspannen des Bleies in den 5 petrographischen Einheiten des Lagerstättenbereiches: Die untersuchten Gesteinseinheiten führten mit Ausnahme der Dioritporphyrite (Mittelwert von 4,2 ppm) nur wenig oder fast kein Blei (Tab.3). Wenn gleich der höchste Maximalwert (30 ppm) in den Feinkonglomeraten gemessen wurde, liegen diese mit ihrem Durchschnitts- (1,4 ppm) und Streuungswert (3,8 ppm) im gleichen, niedrigen Konzentrationsniveau der Grünsteine (Mittelwert von 1,4 ppm) und Pyroklastika (Mittelwert von 1,2 ppm). In den Tuffitproben konnte kein Blei nachgewiesen werden (Maximalwert von 0,0 ppm).

Häufigkeitsverteilung des Bleies in den Feinkonglomeraten: Das Verteilungsmaximum der Bleigehalte im 0 ppm-Bereich (Taf. 3, Tab.a.b) ist noch extremer ausgebildet als das des Nickels. Niedrige Mittel-, Modus- und Medianwerte (1.4 ppm, 0.0 ppm bzw. 0,19 ppm) geben die Konzentrationsspanne dieses Elementes von 0.0-30 ppm wieder.

Summenhäufigkeit der Bleikonzentrationen in den Feinkonglomeraten: Obgleich etwa 86 % der Werte der lognormalverteilten Untergrundpopulation (1-4 ppm) angehören, lassen sich deutliche Schwellen (4-19 ppm) und Anomaliebereiche (19-30 ppm) abgrenzen (Taf. 3, Abb.c). Vergleichbar der Summenhäufigkeit des Nickels nimmt die Steigung der Geraden für das Element Blei ständig zu.

Geochemische Verteilungskarte des Blei in den Feinkonglomeraten: Trotz der insgesamt geringen Konzentrationen, zeigt sich andeutungsweise eine Südost-Nordwest streichende Verteilung erhöhter Bleigehalte (4-9 ppm, Anl. 8). In ihrer Flächenerstreckung deckt sie sich mit den Maximazonen von Cu und Ni (Anl. 6 u. 7).

VII.3.D Zink

Mittel-, Minimal-, Maximalwerte, Standardabweichungen und Konzentrationsspannen des Zink in den 5 petrographischen Einheiten des Lagerstättenbereiches: Grünsteine und Dioritporphyrite treten deutlich durch erhöhte Zinkgehalte hervor. (Mittelwerte von 9,81 ppm bzw. 95,5 ppm, Tab.3). In den erstgenannten ist die Verteilung jedoch gleichmäßiger (Standardabweichung des Zn in den Grünsteinen von 53.2 ppm gegenüber 72.9 ppm in den Dioritporphyriten). Dicht dahinter folgen die Tuffite mit ihren relativ hohen (Mittelwert von 80.3 ppm) und recht konstanten (Standardabweichung von 31,7 ppm) Zinkanteilen. Der Mittelwert für Zink liegt in den Pyroklastika nicht sehr hoch (44,2 ppm), auch die Streuung ist gering (Standardabweichung von 27,9 ppm). Niedrige Gehalte (Mittelwert von 35,3 ppm), aber breite Variationen (Standardabweichung von 49,9 ppm) und hohe Maximalwerte (878 ppm) charakterisieren die Zinkführung der Feinkonglomerate.

Häufigkeitsverteilung des Zinkes in den Feinkonglomeraten: Auf der Taf. 4 Tab a verläuft die Verteilungskurve der Zinkgehalte auf Grund zu enger Klassenbreiten unstetig. Taf.4 Tab.b demonstriert, daß durch breitere Intervalle, ein harmonischer Kurvenverlauf erreicht wird. Ihre Steilheit liegt etwas unter der der Kupferver-

teilungskurve. Die Differenz zwischen Modus (13 ppm) und Median (23 ppm) ist größer, der Mittelwert (35,3 ppm) kleiner im Vergleich zu den Werten des Kupfers. Über die gesamte Verteilungsspanne verläuft die Kurve des Zinkes gleichmäßig (Taf.4, Tab.e), verglichen mit derjenigen des Kupfers.

Summenhaftigkeit der Zinkkonzentrationen in den Feinkonglomeraten:

Die Summenverteilung des Zinkes (Taf.4, Abb.c) zeigt eine der Kupferverteilung ähnliche Zweigliederung des Untergrundes (1-3 ppm und 3-9 ppm). Der Schwellenbereich (8-30 ppm) mit steilerem Geradenverlauf schließt an den erhöhten Untergrund an. Etwas flacher steigt die Gerade der Anomaliezone (90-873 ppm). Alle Verteilungspopulationen sind lognormal.

Geochemische Verteilungskarte des Zinkes in den Feinkonglomeraten:

Auf der Verteilungskarte des Zinkes (Anl.9) zeichnen sich die Südwest-Nordost Streichrichtung und eine senkrecht dazu verlaufende Dreiteilung nur undeutlich ab. Das Bild wird überlagert durch querstreichende Südost-Nordwest Zonen.

VII.7.E Cobalt

Mittel-, Minimal-, Maximalwerte, Standardabweichungen und Konzentrationsspannen des Cobalts in den 5 petrographischen Einheiten

des Lagerstättenbereiches: Vergleichbar dem Zink sind auch die Cobaltgehalte in den 5 Gesteinsgruppen verteilt (Tab.3). Grünschiefer und Dioritporphyrite besitzen die höchsten Konzentrationen (Mittelwert von 31,2 ppm bzw. 32,0 ppm). Erstere zeichnen sich auch bei diesem Element durch gleichbleibende Metallführung (Standardabweichung von 14,6 ppm) und hohe Minimalwerte (15 ppm) aus. Der größte Maximalwert (173 ppm) liegt in den Dioritporphyriten. Die Tuffite stehen mit ihrem durchschnittlichen Cobaltgehalt (Mittelwert von 25,3) bei relativ konstanter Verteilung (Standardabweichung von 18,7 ppm) an der dritten Stelle. In den Pyroklastika erreichen die Cobaltanteile nur niedrige Werte (Mittelwert von 11,7 ppm). Ihre Standardabweichung (8,2 ppm) ist klein. Die geringsten Konzentrationen sind in den Feinkonglomeraten zu finden (Mittelwert von 2,6 ppm).

Häufigkeitsverteilung des Cobalts in den Feinkonglomeraten: Ein Verteilungsmaximum im Nullbereich charakterisiert die Häufigkeitsverteilung des Cobalt (Taf.5, Tab.a.b). Es ist mit denen des Nickels und des Bleies vergleichbar. Die Kurve des Cobalt nimmt zunächst steil, dann flacher werdend von niedrigen zu hohen Konzentrationen hin ab (Taf.5, Tab.a.b).

Summenhäufigkeit der Cobaltkonzentrationen in den Feinkonglomeraten: Die lognormalen Verteilungen der drei Cobaltwertegruppen (Taf.5, Abb.c) besitzen einen deutlichen Steigungsunterschied der Geraden im Grenzpunkt zwischen Untergrund (1-3 ppm) und Schwelle (5-20 ppm). Äußerst flach dagegen ist der Winkel zwischen der Schwellen- (5-20 ppm) und Anomaliegeraden (20-78 ppm).

Geochemische Verteilungskarte des Cobalts in den Feinkonglomeraten: Vergleichbar dem Blei lassen sich die im Mittel niedrigen Cobaltkonzentrationen eine streichende Verteilung in der Südost-Nordwest Richtung erkennen (Anl.10). Ihr Maximalbereich (5-10 ppm) in der Kartenmitte verläuft deckungsgleich zu den Zonen höherer Konzentration von Cu, Ni, Pb und mit Einschränkungen auch etwa gleich zu der des Zn.

VIII. Geophysik

VIII.1 Bisherige geophysikalische Untersuchungen

Während der Exploration des Vorkommens und zur Zeit des Abbaues wurden zahlreiche geophysikalische Untersuchungen vorgenommen. Die Programme wurden vorwiegend vom NGU durchgeführt und ausgewertet. Diese hatten zum einen die Erfassung und Erschließung der Lagerstätte zum Ziel, zum anderen dienten sie der Prospektion neuer Vorkommen im Bereich des Komagfjordenfensters. Der Maßstab der Untersuchungen reichte von Überfliegungs-aufnahmen des gesamten Fensters bis zu Detailmessungen in den Tagebauen. Die Ergebnisse wurden in den unveröffentlichten NGU-Rapporten Nr. 571 A,B, 639, 693, 713, 739, 988, 992 und 1062 sowie in Einzelberichten und Karten dargestellt.

Auswertungen der Überfliegungs-aufnahmen, in erster Linie die Ergebnisse aeromagnetischer Karten, gingen in die regionalen, geologisch-tektonischen Untersuchungen dieser Arbeit ein. Im Bereich der Lagerstätte und ihrer Umgebung erbrachten geoelektrische Messungen (Elektromagnetik EM, Eigenpotential EP, Widerstand R, induzierte Polarisation IP, Niedrigfrequenzen VLF) die besten Resultate für eine Erfassung des Vorkommens.

IP-Messungen ergaben die deutlichsten Korrelationen mit geochemisch ermittelten Anomaliezonen. Vor allem die Reicherzonen tektonisch weniger stark beanspruchter Teile des Lagerstättengebietes ließen sich durch diese Methode lokalisieren. Für stärker deformierte Bereiche oder Zonen geringerer Kupferkonzentrationen traf dies nur eingeschränkt zu. Vergleiche zwischen IP-Isoanomaliekarten und geologisch-tektonischen sowie geochemischen Karten sind nur im Detail bei Verwendung großer Maßstäbe (etwa $> 1:2000$) möglich. IP-Übersichtskarten des Lagerstättenbereiches und seiner Umgebung zeichnen zwar in angedeuteter Form Großstrukturen und die generelle Streichrichtung nach, Details sowie Grenzen und Konzentrationsverteilungen von Kupfermineralisation sind jedoch nicht erkennbar.

VIII.2 Aufgabenstellung, Durchführung und Ergebnisse

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit standen geophysikalische Untersuchungen an Bohrkernen und an Querprofilen in den Tagebauen im Vordergrund. Repräsentativ ausgewählte Kerne und Profile wurden mit Szintillometer und UV-Lampen auf radioaktive bzw. fluoreszierende Mineralien hin untersucht. Die Ergebnisse waren in beiden Fällen negativ. In den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches konnten keine mit Szintillometermessungen nachweisbaren Strahlungskonzentrationen gefunden werden. Die Untersuchungen ergaben auch keine Anzeichen für im makroskopischen Bereich sichtbare, fluoreszierende Minerale.

Zur Unterstützung der geologischen Kartierung des Lagerstättengebietes wurde versucht, den Verlauf von Dioritporphyritintrusionen unter quartärer Überdeckung oder künstlich aufgeschütteten Halden mit Hilfe protonenmagnetometrischer Messungen zu verfolgen. Vergleichende Messungen in gut aufgeschlossenen Bereichen zeigten jedoch, daß das magnetische Potential des feinkonglomeratischen Nebengesteins lokal im gleichen oder sogar etwas höheren Niveau liegt als die Durchschnittswerte über den Intrusivkörpern. Diese geringe Niveaudifferenz verhindert, den Verlauf der Intrusionen magnetometrisch zu orten.

IX. Diskussion

IX.1 Stratigraphie

Die schwachmetamorphen Feinkonglomerate, in denen das Kupfer-vorkommen der Grube Repparfjord liegt, gehören zur Raipas-Suite. Die geologisch-tektonische Position der Gesteine der Raipas-Suite ist unumstritten. Die Raipas-Suite stellt eine autochthone, präkambrische Serie dar, die in tektonischen Fenstern der kaledonischen Decke aufgeschlossen ist. Wenngleich ihre Stellung in der tektonisch-chronologischen Provinz der Kare-liden durch radiometrische Altersbestimmungen gesichert er-scheint, ist die stratigraphische Untergliederung der Raipas-Suite noch Gegenstand der Diskussion. Es existieren Einteilungsvorschläge von REITAN (1963), PHARAOH (1976) und STRIBRNY (vorliegende Arbeit) (Abb.3).

Die Ergebnisse regional-geologischer Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit bestätigen nur zum Teil die strati-graphischen Gliederungen von REITAN (1963) und PHARAOH (1976). Die mächtigen Vulkanitfolgen, die Reitan (1963) zur Holmvann-Formation zusammenfaßt und die PHARAOH (1976) in die Markfjell- und Angelvann-Formation teilt, bilden in den 3 Gliederungs-vorschlägen (Abb.3) die unterste Einheit der Raipas-Suite. Das geologische Querprofil (Abb.4) zeigt, daß diese Vulkanit-folgen im nordöstlichen Komagfjordfenster in den Synklinen der Antiklinorien von lithologisch verschiedenen Gesteinseinheiten überlagert werden. Es ist deshalb nicht auszuschließen, daß die-se petrographisch unterschiedlichen Gesteine zeitlich äqui-valent sind. Nach den Beobachtungen des Autors könnte dies für die Doggeelv- und Kvalsund-Formation nach REITAN (1963) sowie für die Porsevann-Gruppe nach PHARAOH (1976) zutreffen. PHARAOH (1976) faßt in dieser Gruppe Gesteinsserien des nord-westlichen Komagfjordfensters zusammen, die REITAN (1963) ohne weitere Untergliederungen der Repparfjord-Gruppe zuordnete. Gleichzeitig stellt PHARAOH (1976) die Gesteine der Doggeelv-

Formation auf Grund lithologischer Ähnlichkeiten als laterale Faziesvertreter der Steinfjell-Formation in die Saltvann-Gruppe. PHARAOH (1976) beschreibt die Altersbeziehung zwischen diesen beiden Gruppen als ungesichert.

In dem stratigraphischen Gliederungsvorschlag der vorliegenden Arbeit werden die Gesteinsfolgen der Doggeelv-, Kvalsund- und Vargsund-Formation als faziell und lithologisch unterschiedliche jedoch wahrscheinlich gleichaltrige Serien ins Hangende über die Holmvann-Formation gestellt (Abb.3).

In dieser Arbeit wird nachgewiesen, daß die Saltvann-Gruppe im nordwestlichen Komagfjordfenster ein zentrales Synklinorium bildet, das sowohl im Südosten als auch im Nordwesten tektonisch durch Aufschiebungen von Gesteinen der Holmvann-Formation begrenzt wird. Da weder die unter- noch Überlagernden Schichten der Saltvann-Gruppe bekannt sind, nimmt dieselbe im Vergleich zu den übrigen stratigraphischen Einheiten eine tektonisch bedingte Sonderstellung ein. Hinweise für eine altersmäßige Einstufung dieser Gesteinsserien lassen sich aus der tektonischen Position und aus den Zusammensetzungen ihrer Geröllkomponenten ableiten. Ältere Gesteinseinheiten werden in der Regel auf jüngere aufgeschoben. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Saltvann-Gruppe in Relation zur Holmvann-Formation in ein höheres stratigraphisches Niveau gehört. Außerdem stehen in einem Faltenbau, bestehend aus zwei Antiklinorien und einem zentralen Synklinorium, die jüngeren Gesteine meist in dem Synklinorium an.

Grünstein- und Grünschiefergerölle in den Grobkonglomeraten der Djupeelv-Formation können ein Aufarbeitungsprodukt von Schichten der Holmvann-Formation darstellen. Basische Magmatitgerölle und für diese Gesteine typischen Schwerminerale sind auch auch in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation vertreten.

Die stratigraphische Einstufung der Saltvann-Gruppe über der Holmvann-Formation kann somit belegt werden. Ihre Altersbeziehung zur Doggeelv- und Kvalsund-Formation nach REITAN (1963) bzw. zur Porsavann-Gruppe nach PHARAOH (1976) muß jedoch weiterhin als ungesichert bezeichnet werden. Ein Beweis, der die These

von PHARAOH (1976) über die Zeitgleichheit von Steinfjell- und Doggeelv-Formation widerlegt oder bestätigt, konnte nicht gefunden werden.

Die diskordante Überlagerung der Raipas-Suite durch ein eokambriisch-kambrisches Autochthon war REITAN (1963) noch nicht bekannt. Später stellte REITAN (1964) die Gesteinsserien der Lomvann- und Doggeelv-Formation zu diesem diskordanten Autochthon. Da nach den Ergebnissen der geologisch-tektonischen Untersuchungen dieser Arbeit die Doggeelv-Formation als zeitliches Äquivalent der Kvalsund-Formation angesehen werden kann, gehören vermutlich nur die Gesteine der Lomvann-Formation ins Eokambrium-Kambrium. Letztere repräsentieren das diskordante Autochthon im Komagfjordfenster. Diese Auffassung deckt sich auch mit den Ergebnissen von PHARAOH (1976) und JANSEN (1979).

Die Gesteine der Raipas-Suite, einschließlich die der Doggeelv-Formation werden von Intrusionen durchschlagen. Die Intrusivgesteine werden später einer tektonischen Beanspruchung unterworfen. REITAN (1963) nimmt für die tektonische Beanspruchung der Intrusivkörper zum Teil kaledonisches Alter an. Kleintektonische Gefügeaufnahmen dieser Arbeit zeigen, daß das tektonische Inventar der Intrusionen jedoch mit der präkambrischen Faltung korrelierbar ist. Die Kartierung ergab, daß die Intrusivkörper tektonischen Schwächezonen aufsitzen, die von dieser Faltung angelegt wurden. Die Existenz präkambrischer Intrusionen in Gesteinen der Doggeelv-Formation ist ein Hinweis dafür, daß die Schichtfolge dieser Formation vor der Platznahme der Intrusionen, also bereits präkambrisch sedimentiert wurden.

Die stratigraphische Einstufung des diskordanten Autochthons ins Eokambrium-Kambrium ist durch Fossilien und lithostratigraphische Korrelationen belegt (Abb.6).

IX.2 Petrofazies und Bildungsmilieu

Gefüge-, Abkühlungs- und Sedimentstrukturen geben Hinweis auf den Ablagerungsraum der Edukte von Grünsteinen und Grünschiefern der Holmvann-Formation. Mächtige, basaltische Deckenergüsse bildeten das Ausgangsgestein für die in dieser Formation dominieren-

den Grünsteine. Ihr feinkristallines Gefüge zeigt eine relativ kurze Abkühlungszeit an, die ein Wachstum größerer Minerale verhinderte. In einzelnen Grünsteinhorizonten sind Kissenstrukturen ausgebildet. Diese weisen auf eine subaquatische Abkühlung der Laven hin. Feinklastische, gradierte und rhythmisch gradierte Tuff- und Tuffitzwischenlagen, die Edukte der Grünschiefer, zeugen von einer Klassierung des Materials während Transport und Sedimentation. Die Rhythmite können auf wiederholte Materialförderung oder auf oszillierende Schwankungen der Strömungsintensitäten zurückgeführt werden. Als Transportmedium können Wasser und/oder Luft gedient haben. In jedem Fall herrschten zur Ablagerungszeit des feinklastischen Materials geringe Strömungen vor. Wickelschichtungen (convolute bedding) in den Tuff- und Tuffitbänken sind als subaquatische Bildungen zu deuten.

BØE & GAUTIER (1978) beschreiben ähnliche Abkühlungs- und Sedimenstrukturen aus dem Gebiet des Altafensters. Auch BØE & GAUTIER (1979) schließen auf ein subaquatisches Bildungsmilieu. Die weite regionale Verbreitung dieser Strukturen in den mächtigen, basaltischen Deckenergüssen macht einen submarinen Ablagerungsraum wahrscheinlich.

Die schwach metamorphen Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation zeigen nahezu überall eine großdimensioniert ausgebildete Schrägstellung. Die Größe der bis in die Grobkiesfraktion reichenden Gerölle innerhalb dieser Strukturen schließt einen kolischen Transport des Materials und eine kolische Bildung der Schrägschichtungen aus. Ein ständig strömendes, aquatisches Medium ist Voraussetzung für Beförderung und Ablagerung des groben Detritus in den Leeblättern. Diskordanzen zwischen zwei schräggeschichteten Struktureinheiten deuten auf andauernde Aufarbeitung und Resedimentation des Materials hin. Die Gradierung der Komponenten in den einzelnen Leeblättern zeigt eine kontinuierliche Klassierung während der Wiederablagerung an. Schwermmineralfahnen, vorwiegend aus Zirkon, Titanit, Magnetit, Chromitepinellen, Pyrit und Chalkopyrit in Strömungsschatten größerer Gerölle und in kleinen Auskolkungen stellen eine Sortierung des Detritus dar. Der Rundungsgrad detritaler Komponenten

schwankt in Abhängigkeit von Transportweite, Korngröße und Kornzusammensetzung.

Vereinzelte anzutreffende Wickelschichtungen (convolute bedding) zeugen von subaquatischer Sedimentation.

Der Nachweis mariner Algenstrukturen durch FABRICIUS (1978) belegt mit eingeschränkter Sicherheit ein marines Ablagerungsmilieu der Feinkonglomerate. Große Mächtigkeit und regionale Verbreitung, monotone Gesteinszusammensetzung und gleichbleibende Fazies zeigen konstante Ablagerungsbedingungen an. Diese sind vorwiegend in marinem Milieu zu finden.

Feinklastische und tuffitische Zwischenlagen in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation zeigen keine Sedimentstrukturen mehr. Die intensive tektonische Beanspruchung dieser Gesteine dürfte primär vorhandene Strukturen zerstört haben.

Psammitische, bis zu 20 cm große Gerölle sind das markanteste Indiz für den Ablagerungsraum der Grobkonglomerate der Djupelv-Formation. Ihr Transport setzt ein equatisches Medium mit extremen Strömungsintensitäten voraus. Die Größe der Komponenten und ihre schlechte Sortierung belegen einen kurzen Transportweg mit intensiver Reptation.

Die schrägschichteten, psammitischen Sedimente an der Basis der Fiskevann-Formation wurden in strömendem Wasser abgelagert. Die im Hangenden folgenden Konglomerate zeigen eine schlechte Klassierung des Detritus bei gleichzeitiger Änderung der Materialzusammensetzung. Ein Wechsel des Liefergebietes oder Veränderungen in diesem sind die Ursache.

Das Auftreten der Pyroklastika in Schloten und ihre petrofaziellen Charakteristika geben Hinweis auf die Bildung dieser Gesteine. Die Existenz verschiedener pyroklastischer Varietäten innerhalb eines Schlotes läßt auf unterschiedliche Materialzufuhren und veränderte Bildungsbedingungen schließen. Die feinkörnige Pyroklastitvarietät (Varietät 2) in den Randzonen stellt wahrscheinlich das erste, schnell abgekühlte Förderungsprodukt einer schmalen Tuffspalte dar. Die Erweiterung und Ausräumung des gesamten Schlotes führt zur Bildung einer Schlot-

brekzie (Varietät 1). Schlechte Sortierung und Klassierung, ungeschichtete Verteilung sowie scharfe, konkave Kanten der xenolithischen Fragmente sind typisch für diese durch Fluidisation und Pneumatoklasten gebildete pyroklastische Brekzie. Die Varietäten 1 und 2 werden in schmalen Röhren von einer konglomeratartigen Varietät (3) durchschlagen. Die bessere Rundung der Fragmente dieser Varietät ist auf eine intensivere Zerreibung während des Transports in dem Gas-Feststoff-Gemisch zurückzuführen. Diese Vermutung wird unterstützt durch die Beobachtung, daß in der Varietät 3 die Zahl der mechanisch widerstandsfähigeren Quarz- und Feldspatkomponenten den Anteil inkompetenter, glimmerreicher Fragmente übersteigt. Letztere sind im Vergleich zur Varietät 1 vermindert und nur in Form kleiner Individuen vertreten.

Die Herkunft der xenolithischen Fragmente aus dem Nebengestein beziehungsweise aus Schichten des Untergrundes kann an Hand ihrer Mineralzusammensetzungen abgeleitet werden. Quarzklasten mit gradiert angeordneten Einzelkörnern können aus den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation stammen. Hell- und dunkelgrüne, glimmerreiche Komponenten stellen vielleicht Gesteinsbruchstücke aus der Grünstein- und Grünschieferfolge der Holmvann-Formation dar. Dies ist möglicherweise ein Hinweis dafür, daß diese Gesteine im Liegenden unter der Steinfjell-Formation anstehen.

Kontaktmetamorphe Veränderungen im Nebengestein der pyroklastischen Intrusivkörper sind auf thermische Beeinflussungen zurückzuführen.

Die jetzigen Umrisse der Intrusivkörper sind das Produkt tektonischer Deformation. Das planare Gefüge der pyroklastischen Brekzien ist sekundär gebildet. Die Fragmente sind mechanisch ausgelängt, abgeplattet und zum Teil, wie auch das Bindemittel, um- und rekristallisiert. Diese Veränderungen sind auf die stoffliche Zusammensetzung der Pyroklastika und deren inkompetentes Verhalten gegenüber tektonischen Beanspruchungen sowie auf Metamorphoseeinflüsse zurückzuführen.

Die regionale Verbreitung der dioritporphyritischen Ganggesteine ist im Karttungebiet an tektonische Schwächezonen gebunden. Der asymmetrische Aufbau der Gänge mit feinkristallinen Abkühlungsrändern und grobkristallinem Zentralteil zeigt, daß den intrudierten Magma bei der Auskristallisation ausreichend Zeit zur Bildung größerer Minerale zur Verfügung stand. Das Nebengestein wurde durch thermische Kontaktmetamorphose beeinflusst.

Das intermediale Gefüge der Dioritporphyrite läßt ein zeitliches Nacheinander bei der Kristallisation der verschiedenen Mineralphasen erkennen. Es zeigt außerdem ein hochplutonisches bis subvulkanisches Stockwerk als Intrusionsniveau an. Da die Dioritporphyritintrusionen zum einen tektonischen Zonen aufsitzen, zum anderen ein tektonisches Interngefüge zeigen, ist ihr Intrusionszeitpunkt in eine frühe Phase der karelischen Faltung zu legen. Die Dioritporphyritgänge durchschlagen zum Teil die pyroklastischen Intrusionen. Sie sind also im Verhältnis zu diesen jünger.

IX.3 Tektonik

REITAN (1963) teilt den tektonischen Bau des Komagfjordfensters regional in drei verschiedene Einheiten. Er beschreibt für jedes dieser Teilgebiete spezielle Großstrukturen, deren Bildung er einer beziehungsweise zwei Orogenesen zuordnet. Sein Modell berücksichtigt jedoch nicht die Existenz des diskordanten eokambriisch-kambrischen Autochthons und läßt sich deshalb auch nicht mit dessen tektonischem Bau in Einklang bringen. Die Ergebnisse regional-tektonischer Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit zeigen für das gesamte nordwestliche Komagfjordfenster einen harmonischen, präkambrischen Faltenbau, der von einer geradenotypen, kaledonischen Brucktekonik überprägt wurde. Mit diesen Beobachtungen läßt sich ein Modell entwickeln, das die tektonischen Strukturen in allen stratigraphischen Einheiten erklärt.

Im Präkambrium deformierten langanhaltende gerichtete Einengungsbewegungen der karelischen Orogenese die Gesteinsfolge der Raipas-Suite. Die anisotrope Schichtfolge bildete Falten.

Aus einem Anfangsstadium mit flachen Aufwellingen entwickelten sich bei zunehmender Einengung weitspannige, alpinotype Syn- und Antiklinorien. Senkrecht zur Haupteinengungsrichtung verlaufende Dehnungsbewegungen gliederten den Gebirgskörper in ein Schollenmosaik. In der Endphase der karelischen Orogenese wurde dieser Krustanabschnitt über das Sedimentationsniveau herausgehoben. Präkambrische Verwitterungseinflüsse erodierten das Gebiet zu einer Rumpffläche bevor nach erneuter Absenkung die eokambrisch-kambrischen Schichten abgelagert wurden.

Die zweite Deformation erfolgte im Paläozoikum durch Bewegungen der kaledonischen Orogenese. Das Gebiet des Komagfjord- und Altafensters wurde beulenartig aufgewölbt. Dies wurde begünstigt durch die Übereinstimmung der Richtungen karelischer und kaledonischer Einengungen. Die Gesteine der Raipaa-Suite wurden während der Aufwölbung und der Deckenüberschiebungen in der Endphase der kaledonischen Orogenese germanotyp überprägt. Eine zweite alpinotype Faltung konnte sich in diesen durch die karelische Faltung stabilisierten Gesteinen nicht mehr ausbilden. Das karelische Interngefüge der Großschollen blieb weitgehend unbeeinflusst. Die eokambrisch-kambrischen Schichten des diskordanten Autochthons gelangten durch die Deckenüberschiebungen zwischen zwei stabile tektonische Einheiten. Die unterschiedlichen Bewegungen dieser Einheiten während der Überschiebung resultierten in der Ausbildung der verschiedenen tektonischen Gefüge innerhalb des eokambrisch-kambrischen Autochthons.

REITAN (1963) und BRUNISHA (1964) führten tektonische Untersuchungen im Gebiet der Grube Repparfjord durch. Während REITAN (1963) einige Strukturen in Form einer tektonischen Übersichtskarte des Ulveryggen darstellt, legt BRUNISHA (1964) den Schwerpunkt seiner Untersuchungen auf die Erfassung von Kluftrichtungen. Die Ergebnisse beider Bearbeiter reichen jedoch für eine Klärung der Lagerungsverhältnisse und deren Entstehung nicht aus. Erst die Auswertungen kleintektonischer Gefügeanalysen und Detailkartierungen sowie Darstellungen dreidimensionaler Modell- und Blockbilder im Rahmen dieser Arbeit ergeben ein Bild vom Gebirgsbau des Grubengebietes.

Ein im Streichen unregelmäßig ausgebildeter Faltenbau und ein kompliziertes Schollenmosaik bilden die dominierenden Strukturelemente im Bereich der Lagerstätte. Beide sind genetisch voneinander abhängig. Einengende Bewegungen der karelischen Orogenese formten die Falten. Umbiegungszonen und inkompetente Zwischenlagen wurden durch Scherbeanspruchungen geschiefert. Kluftsysteme entstanden. Scheitelzonen zerscherten. Abgetrennte Faltensegmente wurden aufgeschoben. Ausdehnende Reaktionen parallel zu den Faltenachsen resultierten in einer Quergliederung des Gebirgskörpers. Seine Anisotropie erhöhte sich. Einzelschollen und Schollensysteme führten an Querstörungen und Blattverschiebungen bei fortschreitender Einfaltung nicht nur Horizontal- und Vertikal- sondern auch Kipp- und Rotationsbewegungen aus. Unterschiedliche interne Faltengefüge der Schollen, sigmoidale Verbiegungszonen mit triklinen Falten, Schleppungen und Spezialfaltungen an Schollengrenzen waren das Ergebnis.

Die Bewegungen der kaledonischen Orogenese veränderten im Bereich des Komagfjordfensters die Strukturen des karelischen Faltenbaues nur großregional. Die Faltengefüge des im Vergleich dazu kleinen Gebietes der Lagerstätte wurden nicht meßbar beeinträchtigt.

IX.4 Metamorphosen

Regionale Untersuchungen der Metamorphose von Gesteinen im Komagfjordfenster durch REITAN (1963) und JANSEN (1976, 1979) erbrachten gleiche Resultate. Beide Autoren fanden heraus, daß der Metamorphosegrad von Gesteinen der Raipas-Suite von der unteren bis mittleren Grünschieferfazies im nördlichen Komagfjordfenster bis hin zur unteren Amphibolitfazies im Südtell des Fensters ansteigt. Die Mineralumwandlungen und -neubildungen dieser Metamorphose sind in Tiefen erhöhter Druck- und Temperaturbedingungen entstanden. Die Gesteinsserien der Raipas-Suite wurden nach Absenkung und Diagenese in Verbindung mit der karelischen Orogenese einer regionalen Thermo-Dynamometamorphose unterzogen. FABRICIUS (1978, 1979) weist in Quarzkristallen des Lagerstättengebietes am Repparfjord Bildungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen zwischen

200° C und 500° C nach. Die Häufigkeitsverteilung seiner Meßwerte ist dreigipfelig. Er erklärt die hohen Bildungstemperaturen der Einschlüsse durch Kristallisationen unter Einwirkung heißer Lösungen, in denen ein Temperaturfall von 350° C stattfindet. Herkunft und Aufwärmung der Lösungen führt er auf magmatisch-hydrothermale Aktivitäten zurück.

Die Ergebnisse der Dünn- und Anschliffmikroskopie von Proben des Lagerstättenbereiches im Rahmen der vorliegenden Arbeit erbrachten Nachweise faziestypischer Minerale und Mineralparagenesen, die zwei zeitlich getrennten Metamorphosen zugeordnet werden können. Diese Resultate ermöglichen in Kombination mit den Ergebnissen der regional geologisch-tektonischen Untersuchungen eine neue Interpretation der mikrothermometrischen Meßergebnisse von FABRICIUS (1978, 1979). Die dreigipfelige Werteverteilung setzt sich wahrscheinlich aus drei genetisch unterschiedlichen Populationen zusammen. Die Wertegruppe der höchsten Temperaturen liegt im Intervall von 400-450° C, mit Maximalwerten von 550° C. Diese Werte sind vermutlich auf kontaktmetamorphe Einflüsse im Bereich der pyroklastischen und dioritporphyritischen Intrusionen zurückzuführen. Das Maximum der zweiten Population liegt zwischen 270-350° C. Es entspricht der karelischen regionalen Thermo-Dynamometamorphose, die in diesem Gebiet die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies (nach WINKLER 1967) erreicht. Das Maximum der dritten Wertegruppe liegt zwischen 145-225° C. Ein genetischer Zusammenhang dieser Population mit einer Versenkungsmetamorphose im Vorfeld der kaledonischen Orogenese ist wahrscheinlich. Nach JANSEN (1976, 1979) reicht der Metamorphosegrad der Gesteine des eokambriisch-kambrischen Autochthons in die untere Grünschieferfazies. Er verbindet diese Metamorphose mit der kaledonischen Gebirgsbildung. Nach Meinung des Autors ist dieser relativ hohe Metamorphosegrad in den eokambriisch-kambrischen Schichten das Resultat einer Überlagerung der Versenkungsmetamorphose durch eine in direktem Zusammenhang zur Deckenüberschiebung stehenden Kinetometamorphose. Dadurch läßt sich auch erklären, daß die

unmittelbar unter der Deckenbasis liegenden eokambriisch-kambriischen Schichten höher metamorphisiert wurden als die tiefer liegenden Gesteine der Raipas-Suite.

IX.5 Erzmineralisation

VOGT (1907) beschreibt das Kupfervorkommen am Repparfjord als "Sparagmiterz". Er führt diesen Begriff ein für "Impragnationen" von Bornit, Chalkopyrit und Chalkosin in "Arkosesandsteinen" an Ulveryggen. Die "Impragnation" sind seiner Auffassung nach epigenetische Bildungen. Er nimmt an, daß auf Klüften und Spalten erzführende Lösungen intrudierten. Linsige Erzkörper sollen sich aus diesen Lösungen in Form fein verteilter Sulfide in den Porenräumen der "Arkosesandsteine" auskristallisiert haben.

Dieses Modell wird von fast allen nachfolgenden Bearbeitern übernommen, beziehungsweise in leicht modifizierter Form wiedergegeben.

VOKES (1957a) teilt die Kupfermineralisationen im Alta- und Komegffjordfenster auf Grund ihres Mineralbestandes in zwei Einheiten, in eine Pyrit- und eine Kupferparagenese. Danach zählen die Erze der Lagerstätte Repparfjord zur Kupferparagenese. VOKES (1957a) stellt fest, daß die erzführenden Gesteine weder Sparagmite noch Arkosesandsteine sondern feldspatführende, konglomeratistische Quarzite sind. Er weist an Hand erzmikroskopischer Untersuchungen ebenfalls auf den epigenetischen Charakter der Erzbildung hin. Bornit und Chalkopyrit sind für ihn primäre Erzminerale, die in die Kornzwischenräume des Sedimentgesteines eindringen. Er bezeichnet die altersmäßige Beziehung beider Minerale als ungesichert. Die Sulfide sollen jedoch in jedem Fall jünger sein als die oxydischen Minerale Hematit und Magnetit. Nach VOKES (1957a) sind Verdrängungen von Bornit durch Neodigenit wahrscheinlich sekundäre, hypogene Bildungen. Verdrängungen durch Covellin sollen supergener Natur sein. VOKES (1957a) vermutet, daß die Erze aus magmatogenen Lösungen stammen. Er weist jedoch gleichzeitig

darauf hin, daß ein endgültiger Beweis dafür noch ausstehe. Da bisher die direkte Herkunft der Lösungen aus Intrusionen noch nicht abgeleitet werden könne.

ARCHIBALD (1956, 1957) faßt die Ergebnisse von Explorationsbohrungen und Schurfgräben im Bereich der Lagerstätte Røssfjord zusammen. Auch er beschreibt, daß die Erzminerale Bornit, Chalkopyrit und Chalkosin fein verteilt in die konglomeratischen Quarzite "infiltriert" wurden.

Ein epigenetisches Modell der Vererzung bildet die Grundlage bei der weiteren Exploration des Lagers. Die in Querprofilen 7-förmig abgeteufte 45°-Schrägbohrungen, die zur Hälfte fast parallel zur Schichtung verlaufen, lassen sich möglicherweise dadurch erklären. HOVLAND (1965) gibt in seinem Explorationsbericht die Ergebnisse von Bohrkernanalysen wieder. Er beschreibt drei Erzzonen, eine Pyrit-Chalkopyrit-, eine Chalkopyrit- und eine Bornit-Chalkosin-Neodigenit-Zone. Er versteht darunter wohl verschiedene Paragenesen. In seinen Querprofilen und Blockbildern ist jedenfalls kein Zonartau in der Verteilung der Erzparagenesen erkennbar. Er zeichnet die Vererzung in Form amöboider Körper ein. Die drei Paragenesen bilden in Profilen durch diese Körper einzelne, unregelmäßige "Schläuche". Nach HOVLAND (1965) fallen die Erzzonen mit ca. 70-75° nach Nordwesten ein, also etwa parallel zur Schichtung. Zwei Jahre später interpretiert HOVLAND (in HOVLAND & PAULSEN 1967) die Bohrkernanalysen anders. Jetzt fallen die mineralisierten Zonen mit 70-75° nach Südosten ein. Sie liegen also deutlich diskordant zur Schichtung. Gleichzeitig werden sie mit zunehmender Tiefe schmaler. HOVLAND (1968a) erweitert diese Interpretation. Die Erzkonzentrationen nehmen in Querprofilen der Grube Erik nach seinen Darstellungen in den nach Südosten einfallenden, schmaler werdenden "Erzschläuchen" mit der Tiefe ab. Querprofile des Hauptfeldes zeigen dagegen nach Südosten einfallende, mit zunehmender Tiefe schmaler werdende Mineralisierungen, in denen die Konzentrationen zonal verteilt sind. Die innerste Zone ist am stärksten vererzt. Nach außen werden die Gehalte kontinuierlich geringer.

FABRICIUS (1973) führt die Vererzungen der Lagerstätte Repparfjord auf ascendente, hydrothermale Lösungen zurück. Er begründet dies mit den Darstellungen von HOWLAND (1968a). FABRICIUS (1973) interpretiert die diskordanten "Ersschluche", die zonar verteilte Konzentrationen führen und mit zunehmender Tiefe schmaler werden, als typische, epigenetische "Imprägnationen" aus heißen Lösungen. FABRICIUS (1978) unterstützt dieses Modell mit Mineralparagenesen, die sich bei erhöhten Temperaturen bilden: hexagonaler Chalkosin bei 103-435° C, Bornit-Neodigenit Entmischungen mit Chalkopyritlamellen bei 335° C. Chalkopyrit, Bornit, Neodigenit, Chalkosin und Covellin sind seiner Meinung nach Primärsulfide, die aus Lösungen bei 200-400° C auskristallisierten. Die Primärsulfide sollen sich nach FABRICIUS (1978) durch ascendente Umwandlungen ganz oder teilweise in Neodigenit, Chalkosin und Covellin umgebildet haben. Postglaziale Verwitterungseinflüsse führten nach seiner Auffassung zu supergenen Umwandlungen unter Bildung von anomalem Bornit, Idait, Digenit(?), Chalkosin (?), blaubleibendem Covellin, Goethit, Lepidokrokit, Malachit und Azurit.

FABRICIUS (1979) publiziert eine Zusammenfassung der Ergebnisse seiner Diplomarbeit (FABRICIUS 1978). In dieser Zusammenfassung diskutiert er drei erzbildende Prozesse. Nach FABRICIUS (1979) sind 30-50 % des Erzes hydrothermal gebildet. Der Rest soll detritisch und diagenetisch entstanden sein. Die diskordante Erzverteilung spricht nach seiner Auffassung jedoch gegen die Möglichkeit einer synsedimentären, detritischen Bildung.

FABRICIUS (1979) weist dennoch darauf hin, daß die Erzgenese des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord nicht durch einen einzelnen Prozeß, sondern wahrscheinlich auf eine Kombination der drei oben dargestellten Genesemodelle zurückzuführen ist.

Die Frage einer diskordanten oder konkordanten Erzverteilung stand zunächst in Vordergrund der Untersuchungen dieser Arbeit. Geologische, tektonische und geochemische Kartierungen im Bereich der Lagerstätte Repparfjord führten zu neuen Ergebnissen.

Der Nachweis eines pyroklastischen Schlotes im Zentrum des Lagers führte zunächst zu dem Verdacht einer genetischen Verbindung zwischen Intrusion und Erzmineralisation. Die Analyseergebnisse der Schwermetallgehalte dieses Gesteins (Tab. 3) und die Tatsache, daß um den zweiten Schlot südöstlich des Tals des Vestre Arisely keine Mineralisation vorhanden ist, sprechen jedoch dagegen. Kombinationen geologischer und geochemischer Karten (Anl. 1,3,5,6,7,8,9,10,11) zeigen außerdem eine deutliche Schichtgebundenheit der Vererzung. Die Analyse des Faltenbaues und die Klärung der Lagerstättenverhältnisse ermöglichen Korrelationen zwischen den geochemisch ermittelten Bereichen erhöhter Metallkonzentration und der Schichtenfolge. Eine konkordante Verteilung der Erze läßt sich im und senkrecht zum Streichen belegen.

Die drei, schichtparallel Südost-Nordwest verlaufenden Bereiche gleicher Kupferdurchschnittsgehalte (vergl. S. 126 u. Anl. 6 u. 11) lassen sich senkrecht zum Streichen mit der stratigraphischen Abfolge der Schichten verbinden. Diese Korrelation ist am einfachsten zu beobachten in tektonisch weniger stark gestörten Abschnitten des Lagers mit möglichst gleichbleibendem Schichteinfallen. Vergleiche im Querprofil Y 10160 auf den geologischen und geochemischen Karten (Anl. 5 u. 6), ergänzt durch die Bohrkernanalysen in Abb. 80 mögen als Beispiel dienen. Man bewegt sich im Profil zwischen der Sattelumbugung im Südosten und der Muldenumbiegung im Nordwesten innerhalb dieser nicht überkippten Faltenflanke von Südost nach Nordwest vom Liegenden ins Hangende. Der Bereich mittlerer Kupferdurchschnittsgehalte im Südostteil der geochemischen Karte (Anl.6) entspricht also den relativ ältesten Schichten dieses Faltenschenkels. Die maximalen Kupfergehalte des Zentralteils der Karte (Anl.6) korrespondieren mit den Schichten in der Mitte der Flanke. Die niedrigsten Konzentrationen des nordwestlichen Bereiches der Karte (Anl.6) liegen in den hangenden Schichten dieses Schenkels. Die mit den Kupfergehalten gut korrelierbaren Nickelkonzentrationen (vergl. Tab.4) zeigen die gleiche, schichtgebundene

Abhängigkeit (Anl.7). Auch die geochemischen Karten für Blei, Zink und Cobalt (Anl.8,9,10) lassen maximale Durchschnittsgehalte in den zentralen Bereichen erkennen, die dem Mittelteil der Faltenflanke entsprechen. Die Korrelation zwischen Konzentrationsverteilung und Schichtfolge sind auf Grund der durchschnittlich geringen Gehalte an Blei und Cobalt, beziehungsweise durch die hohe Mobilität des Zinks nicht so deutlich.

Die Großfalten des Lagerstättengebietes sind in den Umbiegungszone zerstückelt. Abgetrennte Faltensegmente wurden aufgeschoben. Die erzführenden Schichten können deshalb auf der Gegenseite der Sattel- bzw. Muldenumbiegungen nicht austreichen. In der aufgeschobenen Sattelflanke im Südosten des Großfaltenscheitels (Anl.5, X 9100) stehen Schichten eines tieferen stratigraphischen Niveaus an. Die Muldenflanke im Nordwesten der Umbiegungszone (Anl.5, X 9650) wird von jüngeren Sedimenten aufgebaut.

Im Streichen lassen sich die erzführenden Schichten gut verfolgen. Sie verlaufen im tektonischen Homogenbereich der Faltenflanke des Lagerstättenbereiches (vergl. S.27 u. Anl. 3) etwa Südost-Nordwest. Die geochemische Verteilungskarte des Kupfers (Anl.11) zeigt in diesem Gebiet einen breiten Bereich maximaler Durchschnittsgehalte (zwischen X 9200 und X 9500 sowie Y 9500 und Y 11400). Der Homogenbereich der Faltenflanke wird im Südwesten durch eine Knickzone (Abb.38 u. Anl.3, X 9300 / Y 9500) im Nordwesten durch eine Großschollengrenze (Anl.3, Y 9300 / Y 11400) begrenzt. Die Maximazonen der Kupferverteilungskarte (Anl.11) knicken im Südosten entsprechend ab (X 9300 / Y 9500) oder werden an der Störungszone versetzt (X 9300 / Y 11400).

Diese Deformationen belegen, daß die Schichten bereits prätektonisch vererzt waren.

Die Konkordanz der Vererzung und ihre prätektonische Existenz wird durch Untersuchungsergebnisse der Erzverteilung in sedimentären und tektonischen Strukturen der Feinkonglomerate des

Lagerstättenbereiches untermauert. Die Konzentration der Erzführung schwankt innerhalb der Schrägschichtungslamellen der Feinkonglomerate in Abhängigkeit von der Klassierung, Sortierung und Zusammensetzung des Detritus (vergl. S. 78). Diese Korrelationsmöglichkeit zwischen Detritus und Erz, die aus der Kontrolle der Vererzung durch sedimentäre Faktoren resultiert, weist auf eine synsedimentäre, detritische Bildung der Erzmineralisation hin.

Tektonische Klüfte und Spalten in den Feinkonglomeraten des Lagerstättengebietes führen zum Teil oxydische und sulfidische Mineralien und Erze. Die Verteilung der Erzminerale in der Kluft (Abb. 54) zeigt, daß die Sulfide aus den mineralisierten Lagen der Schrägschichtungsblätter in die Kluft migriert sind. Die Mobilisation dieser präexistenten Sulfide fand wahrscheinlich unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen während der karelinischen Metamorphose und Faltung statt. Im Falle einer epigenetischen Erzbildung in Form einer von Klüften ausgehenden Imprägnation des Nebengesteins würden die Erzkonzentrationen eher asymmetrisch von den tektonischen Trennflächen aus ins Nebengestein hin abnehmen. Eine derartige Erzverteilung läßt sich im Bereich der Lagerstätte Repparfjord nicht beobachten.

Die rotationsymmetrische Anordnung der Chalkopyritkörner im Druckschatten von Geröllen (Abb. 60) zeigt ebenfalls, daß die Sulfide bereits in den Feinkonglomeraten vorhanden waren, bevor sie durch tektonische und metamorphe Einwirkungen mobilisiert wurden.

Die statistische Auswertung geochemischer Analysendaten von Proben der Lagerstätte Repparfjord sollte Auskunft geben, ob ein oder mehrere Prozesse an der Bildung des Lagers beteiligt waren. Die eingipfeligen Häufigkeitsverteilungen von Cu, Ni, Pb, Zn, Co (Taf. 1, 2, 3, 4, 5, Tab. a, b) weisen deutlich auf einen einaktigen Bildungsprozess hin. Geringere Unstetigkeiten im oberen Bereich der Häufigkeitsverteilungen des Kupfers (Taf. 1, Tab. a) sind auf sekundäre Anreicherungen durch Mobili-

sationen der Sulfide in Klüften und Spalten zurückzuführen. Die guten positiven Korrelationen zwischen Cu-Ni, Cu-Zn, Cu-Co, Ni-Zn, Ni-Co, Pb-Co, Zn-Co (Tab. 4) zeigen, daß die Metallkonzentrationen einem gemeinsamen Anreicherungs Vorgang entstammen. Dieser Bildungsprozess der Lagerstätte Repparfjord, nach obigen Darstellungen ein prätektonischer, synsedimentärer Vorgang, wird im folgenden Kapitel wahrscheinlich gemacht.

X. Folgerungen hinsichtlich der geologischen Entwicklungs-
geschichte und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens
der Grube Repparfjord

X.1 Sedimentationszeit

Die mindestens 2000 m mächtige Gesteinsfolge der Holavann-Formation bildet die Basis der Raipas-Suite und der präkambrischen Schichtenfolge im Komagfjordenfenster. Sie besteht aus Grünsteinen und Grünschiefern mit vereinzelt Einschaltungen von schwach metamorphen klastischen und karbonatischen Sedimentgesteinen. Die mächtige Vulkanitfolge entstand durch kräftige, wahrscheinlich submarine Deckenergüsse. Sie ist Teil eines Grünsteingürtels, der durch initialen Magmatismus in einem küstennahen Sedimentationstrog angelegt wurde. Der starke Vulkanismus und die für eine stetige subaquatische Ablagerung solch mächtiger Serien nötige, kontinuierliche Absenkung weisen auf eine instabile geotektonische Position des Troges hin.

Krusteninstabilitäten können mit den Modellvorstellungen der Plattentektonik gedeutet werden. Instabile Zonen entstehen häufig durch Bewegungen an Plattengrenzen. Die Einsenkung eines sich entwickelnden Geosynklinaltroges könnte von solchen Bewegungen verursacht werden. Der Grünsteingürtel am Rand des Troges ließe sich auf Riftbildungen im Grenzbereich zweier Platten zurückführen.

Die Edukte der mindestens 400 m mächtigen Quarzite der Doggeelv-Formation wurden wahrscheinlich auf der Vulkanitfolge der Holavann-Formation abgelagert. Die ca. 100 m mächtigen Phyllite der Kvalsund-Formation und die ebenso mächtige, schwach metamorphe Wechselfolge aus Tuffen, Phylliten und Karbonatgesteinen der Vargeund-Formation wurden vermutlich zeitgleich als laterale Faziesvertreter der Doggeelv-Formation sedimentiert.

Die regionale Verteilung und Mächtigkeit dieser Gesteinsserien geben Hinweise auf fazielle Zusammenhänge in dem sich weiterentwickelnden Geosynklinaltrog. Die Quarzite der Doggeelv-Formation stehen im Südostteil des Komagfjordenfensters an. Die Schichten der Kvalsund- und Vargsund-Formation liegen im Nordwesten des Fensters. Der katarchäisch-archaische Kern des baltischen Schildes diente wahrscheinlich als Liefergebiet für die klastischen Gesteine der karelischen Geosynklinaltrogfüllung. Ein präkarelisches Autochthon, das zu diesem Kern gezählt werden kann, steht ca. 60 km südöstlich des Komagfjordenfensters an. Die psammitischen Ausgangsgesteine der Doggeelv-Formation repräsentieren eine in Südosten gelegene Beckenrandfazies. Die geringer mächtigen und feinklastischen pelitischen Edukte der Kvalsund-Formation sind als Sedimente einer nordwestlichen Beckenfazies zu deuten. Die Karbonatgesteine der Vargsund-Formation sind möglicherweise organogene Bildungen auf submarinen Schwellen. Diese lateralen Fazieswechsel lassen vermuten, daß die Vulkanite der Holmvann-Formation ein Relief mit submarinen Erhebungen und Tälern bildeten.

In die Schichtfolge der Vargsund-Formation eingeschaltete Tuffe, Agglomerate und Laven belegen die Kontinuität der vulkanischen Aktivitäten im Trog. Quarzitisches und konglomeratisches Horizonte in den Gesteinen der Vargsund-Formation zeigen eine gewisse Instabilität der Sedimentationsbedingungen und der Faziesverteilungen in der sich entwickelnden Geosynklinale an.

Die ca. 600-700m mächtigen Feinkonglomerate der Steinfjell-Formation wurden möglicherweise zeitgleich mit den Quarziten der Doggeelv-Formation sedimentiert. Die große Mächtigkeit der Feinkonglomerate, ihre gleichbleibenden Sedimentstrukturen und ihre relativ enge, auf das Komagfjordenfenster beschränkte, regionale Verbreitung lassen auf einen speziellen Sedimentationsraum schließen. Diese sedimentologischen Faktoren werden zum Beispiel in einem küstennahen, submarinen Graben realisiert, in den von der Mündung eines Flusses aus große, grobklastische Sedimentmassen eingeschüttet und unter gleichbleibenden Strömungsintensitäten abgelagert werden.

Eine intensive Verwitterung und eine hohe Reliefenergie des Festlandes sind für die Entstehung und den Transport solcher Sedimentmassen nötig. Diese Energie läßt sich nur von einer großen Niveaudifferenz zwischen Erosions- und Sedimentationsgebiet ableiten. Die Erhaltung des Niveauunterschiedes über einen längeren Zeitraum setzt endogene Bewegungen voraus, die der exogenen, differenzausgleichenden Erosion entgegenwirken. Eine Anhebung des kontinentalen Hinterlandes beziehungsweise, wie im vorliegenden Fall wahrscheinlich, eine stetige Absenkung des Grabens ist Vorbedingung für die Bildung dieser Sedimentfolge.

In diesem paläogeographischen und sedimentologischen Milieu erfolgte schichtgebunden eine dichteabhängige Anreicherung von Schwermineralien in Form mariner Seifen. Höhere oder niedrigere Konzentrationen von silikatischen, oxydischen und sulfidischen Schwermineralien, von elementaren Metallen und mineralisierten Geröllen lagerten sich je nach Angebot und Detrituszusammensetzung in den Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation ab. Sehr starke Schwermineralanreicherungen führten in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches zu Schwermetallkonzentrationen, die im Falle des Kupfers den Grad einer Vererzung erreichten.

Chalkopyrit, Pyrit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Chromit-spinelle, Zirkon, Turmalin, Apatit, Monazit, Cobaltit, Gold und Wismut wurden als Bestandteile des Detritus in die Feinkonglomerate des Lagers eingeschwemmt (Abb. 81, Spalte 1). Diese detritischen Minerale bilden jeweils die erste Generation ihrer Mineralart in Bezug auf die Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord. Die erste Generation der Chalkopyrite ist zweigeteilt. Allothigene, isoliert sedimentierte Chalkopyritkörner repräsentieren die Generation 1a. Chalkopyrite in Quarzit- und basischen Magmatitgeröllen gehören der Generation 1b an. Schwermetalle wie zum Beispiel Fe, Cu und Co konnten aber auch adsorptiv an die detritische Tonfraktion gebunden in den Sedimentationsraum gelangen.

Die adsorbtiv transportierten Eisenionen wurden in der Oxydationszone des Sediments unter Bildung von Eisenhydroxyden ausgefällt. Gelangen Eisenhydroxyde aus der Oxydationszone in eine Reduktionszone, so reagieren sie, in rezenten Sedimenten mit organogen entstandenen Schwefelwasserstoff, zu Pyrit beziehungsweise bei entsprechendem Angebot an Kupferionen zu Chalkopyrit. Der Pyritanteil in den Feinkonglomeraten des Lagers ist relativ klein und zum Teil detritischen Ursprungs (1a) (Abb. 91, Spalte 1). Es muß deshalb angenommen werden, daß in diesem präkambrischen Sedimentkörper die organogene Schwefelwasserstoffproduktion niedrig war. Zonen reduzierenden Milieus waren infolgedessen vermutlich lokal begrenzt. Adsorbtiv in das Sediment gelangte Schwermetalle konnten dennoch während der Diagenese mobilisiert werden und mit Hilfe unter reduzierenden Bedingungen und wahrscheinlich organogener Beteiligung entstandenen Schwefelwasserstoffes Metallsulfide wie Chalkopyrit (2d) und Pyrit (2c) bilden. Auch ein Teil der Cobaltitminerale (2) könnte auf diese Weise entstanden sein.

Feinklastische und tuffitische Zwischenlagen in den Feinkonglomeraten wurden unter ruhigeren Strömungsverhältnissen abgelagert. Der Gehalt dieser Horizonte an Schwermineralien und allothigenen Chalkopyriten der Generation 1a und 1b ist dementsprechend niedrig. Der hohe Feinkornanteil dieser Gesteine ermöglichte jedoch einen verstärkten Transport von adsorbierten Kupferionen. Diese Horizonte führen deshalb in Relation zu den Feinkonglomeraten einen größeren Anteil an diagenetischen Chalkopyrit der Generation 2d.

Gerüll- und Mineralbestand der Feinkonglomerate geben Hinweise auf die im Liefergebiet erodierten Gesteine. Die Herkunft der Schwerminerale und Schwermetalle kann dadurch zum Teil abgeleitet werden. Die hohen Gehalte an Quarz und sauren Feldspäten lassen auf ein Liefergebiet schließen, in dem saure und intermediäre Magmatite sowie Gneise, klastische Sedimente und Sedimentgesteine abgetragen werden. Apatit, Turmalin, Zirkon, Monazit und auch Wismut sind typische Schwerminerale in

Vervwitterungsprodukt dieser Gesteine. Auffällig sind die chalkopyritführende Quarzitzerölle. Ein Teil des Geröll- und Mineralbestandes der Feinkonglomerate entstammt jedoch basischen und ultrabasischen Magmatiten, beziehungsweise ihren metamorphen Äquivalenten. Chromitapinelle, Magnetite, Ilmenite, Rutil, Titanite, Cobaltite, Gold und wahrscheinlich ein Großteil der allothigenen Sulfide sind typische Vertreter der Schwerfraktion im Detritus dieser Gesteinsgruppen. Die Minerale des auffallend dunklen, chloritreichen Bindemittels der schwach metamorphen Feinkonglomerate besaßen als Edukt die detritale Feinfraktion dieser Magmatite und Metamorphite.

Die mindestens 290 m mächtigen Grobkonglomerate der Djupoly-Formation wurden über den Schichten der Steinfjell-Formation abgelagert. Ihre polymikten, psephitischen Gerölle unterstützen das Modell eines Grabens als Ablagerungsraum für die Gesteine der Saltvann-Gruppe. Die polymikte Zusammensetzung der Grobkonglomerate deutet darauf hin, daß nicht nur aus dem kontinentalen Hinterland, sondern zusätzlich auch von den Grabenrändern Material eingeschüttet wurde. Grünstein und Grünschiefergeröll können als Aufarbeitungsprodukt von Gesteinen der Holmvann-Formation gedeutet werden, die auf den Grabenschultern abgetragen wurden. Gerölle aus Karbonatgesteinen könnten den Schichten der Vargsund-Formation entstammen. Die Tatsache, daß Grobkonglomerate über Feinkonglomerate lagern, bestätigt die Vermutung, daß ältere Formationen in der näheren Umgebung des Grabens aufgearbeitet wurden. Die Vergrößerung des Detritus läßt auf Niveauänderungen zwischen Erosion- und Sedimentationsgebiet schließen. Die dafür notwendigen Bewegungen führten zur Absenkung des Grabens oder zum Herausheben der Grabenränder.

Die Absenkungstendenzen und Strömungsintensitäten beruhigten sich während der Ablagerungszeit der ca. 100 m mächtigen psammitischen Sedimente an der Basis der Fiskovann-Formation. Die im Hangenden folgenden monomikten Konglomerate führen rhyolithische Porphyrygerölle. Sie sind Abtragungsprodukt saurer Intrusivkörper.

Saure Intrusiva können durch Aufschmelzung kontinentaler Kruste entstehen. Diese vervollständigen das plattentektonische Modell. Ein geosynklinaler Sedimentationstrog senkt sich am Rand eines Kontinents ab. Der Kontinentalrand wird von einer Plattengrenze markiert. Saurer Magmatismus in Folge von Aufschmelzungen kontinentaler Kruste auf der einen Seite und Riftbildungen mit basischem Riftvulkanismus in Form eines Grünsteingürtels auf der anderen Seite zeugen von der möglichen Existenz einer Subduktionszone, in der ozeanische Kruste unter einem Kontinent abtaucht.

X.2. Diagenese

Die postsedimentäre Entwicklungsgeschichte dieses Gebietes wird am Beispiel der Lagerstätte und ihrer Gesteine beschrieben.

Physikalische und chemische Prozesse der Gesteinsbildung, die nach der Sedimentation und vor Beginn einer Metamorphose einsetzen, zählen mit Ausnahme von verwitterungsbedingten Einflüssen zur Diagenese (JINKLER 1967).

Diagenetische Vorgänge führten in den Feinkonglomeraten des Lagerstättengebietes zu Umlagerungen und Neubildungen von Mineralen. Zirkulierende Wässer, verbunden mit zunehmend steigenden Drücken und Temperaturen waren die Ursache. Chalkopyrite der Generation 1a wuchsen durch Sammelkristallisationen zu größeren Kornaggregaten der Generation 2a zusammen. Primäre Texturen und Strukturen gingen dabei zum Teil verloren. Pyrite (1a) schieden während des Kornwachstums unter Ausbildung möglichst idiomorpher Korngrenzen (Pyrit 2a) Chalkopyrite der Generation 2b ab. Ein Teil der Ilmenite (1) konnte sich diagenetisch in Rutil (2) und Pyrit (2b) oder Chalkopyrit (2c) umwandeln (Abb. 81, Spalte 2). Chalkopyrite der Generation 2d und Pyrite der Generation 2c bildeten sich in reduzierendem Milieu aus adsorptiv an die Tonfraktion gebundenen Schwermetallionen. Ein Großteil der diagenetischen Bildungen, insbesondere Unkristallisationen von Tonmineralen und Quarz wurden durch spätere metamorphe Überprägungen der Gesteine zerstört.

X.3 Kontaktmetamorphosen

Pyroklastisches Material intrudierte postdiagenetisch aber prämetamorph und prätektonisch in die Feinkonglomerate. Die Kontaktzonen wurden metamorphisiert. Die Pyroklastika belegen neben den tuffitischen Zwischenlagen der Feinkonglomerate die Fortdauer der magmatischen Aktivitäten.

Kontaktmetamorphosen entstanden auch durch die gangförmigen, azytektonischen Intrusionen der Dioritperphyrite.

X.4 Karelische, regionale Thermo-Dynamometamorphose

Die Gesteinsserien der karelischen Geosynklinale gelangten durch weitere Absenkungen in Tiefen erhöhter Drucke und Temperaturen. Ihr Mineralbestand wurde in Verbindung mit orogenen Vorgängen von einer regionalen Thermo-Dynamometamorphose teilweise um- oder neugebildet.

In den Feinkonglomeraten des Lagerstättengebietes erreichte die Metamorphose die untere Grünschieferfazies. Sie führte zu folgenden Veränderungen:

Quarkristalle bildeten durch Drucklösung Stylolithen (Abb. 48). Die undulöse Auslöschung der Quarze ist auf druckbeeinflusste Unkristallisationen zurückzuführen. Quarzit- und Quarzgerölle wurden zum Teil ausgelängt und randlich von neugebildeten Sericit- und Quarzkristallen mosaikartig umgeben. Feldspäte wurden chloritisiert und sericitisiert (Abb. 49). Minerale der Muskovit-, Chlorit- und Biotit-Reihe und der Epidot-Zoisit-Gruppe entstanden neu.

Chalkopyrite der Generationen 1a, 2a, 2b, 2c, 2d wurden zum Teil als Mobilisationsprodukte in Klüften (Abb. 54), Spalten und Rissen (Abb. 59) sowie in Druckschatten von Geröllen (Abb. 60) wieder abgesetzt. Diese Chalkopyrite repräsentieren die Generation 3. In stärker tektonisierten Zonen wandelten sich die Chalkopyrite (1a, 2a, 2b, 2c, 2d, 3) in Bornit (1) und Hämatit (1a) um. Einzelne Bornite entwickelten Entmischungsstrukturen in Form von Chalkopyritlamellen (Chalkopyrit 4). Diese Lamellen bilden häufig ein nach kristallographischen Richtungen orientiertes Netzwerk in den Bornitkörnern (Abb. 66 u. 67).

Ein Teil der Bornite wurde von Rändern und Klüften aus von Heddenit (1) und Chalkosin (1a) unter Abscheidung von Hämatit (1b) verdrängt (Abb.62). Diese Verdrängungen traten an Borniten mit Chalkopyritlamellen selektiv auf (Abb.69). Bornit (1) bildete mit Chalkosin (1b) oft myrmekitische Verwachsungen. Diese Myrmekite können nach RADOER (1975) als eutektische Bildungen, ascendente und descendente Verdrängungen oder als Entmischungen gedeutet werden. Diese verschiedenen Vorgänge können zu den gleichen Strukturen führen.

Gediegen Silber tritt als Entmischung an Rändern von Bornitkörnern auf. Renierit kann nach RADOER (1975) als regional-metamorphe Bildung in bornitreichen Lagerstätten gedeutet werden. Cobaltite (1,2) wurden als Mobilisationsprodukt auf Rissen und Spalten in Form idiomorpher Kristalle der Generation 3 wieder abgesetzt.

Eisenhydroxyde bildeten unter Einfluß der Metamorphose Hämatite der Generation 1c. Die Hämatite (1a, 1b, 1c, 1d) wurden teilweise in Magnetit (2a) umgewandelt oder nach einer Mobilisation als große tafelige Hämatitkristalle (2) in Klüften und Quarzmauern abgesetzt. Ein Teil dieser Hämatite wurde unter Ausbildung von Zwillingslamellen und Translationsabscherungen deformiert (Abb.72). Magnetite (1) entwickeln durch Unkristallisation idiomorphe Körner der Generation (2b). Chromitapinelle wurden von einem Umwandlungssaum aus Fe/Cr-Spinellen umgeben, der zum Teil von Magnetiten (2c) verdrängt wurde (Abb. 77-79). Einige Ilmenite entmischten sich zu Rutil (3) und Hämatit (1d) (Abb.81, Spalte 3). Die meisten Titanit-, Rutil-, Zirkon-, Turmalin-, Apatit- und Monazitkörner wurden durch tektonische Beanspruchung stark zerbrochen.

X.5 Karelische Orogenese

Der über einer vermuteten Subduktionszone eingesunkene Geosynklinaltrug wurde durch die karelische Orogenese gefaltet. Die Faltung stellt eine Einengung dieses Krustenabschnittes dar. Einengende Krustendeformationen lassen sich mit dem Modell einer Plattenkollision erklären, die durch Unterbrechung der Subduktion verursacht wurde. Ergebnis dieser Prozesse war eine alpinotype Auffaltung der diagenetisch und

metamorph verfestigten Trogfüllung über das Sedimentationsniveau. Das karelische Gebirge wurde an den katararchisch-archaischen Schild angeheftet. Die Kareliden wurden zum Erosionsgebiet.

X.6 Präkambrische Verwitterung

Nach der karelischen Orogenese wurden die Gesteine der Raipas-Suite im Gebiet des Komagfjordfensters zu einer Rumpffläche erodiert. Die Verwitterung beeinflusste auch den Mineralbestand der Lagerstätte Repparfjord.

Cuprit und Tenorit sind Zeugen einer oberflächennahen Oxydation des Lagers. Goethit- und Lepidokrokitkrusten der zweiten Generation entstanden auf Hämatiten und eisenhaltigen Sulfiden. Covellinkrusten auf Chalkopyriten und die Bildung von blaubleibendem Covellin und Wittichenit sind möglicherweise auf cementative Prozesse zurückzuführen. Neodigenit (1) zerfiel zu lamellarem Kupferglanz, einer Paragenese von Neodigenit (2) und Chalkosin (2). Idait bildete sich als Zerfallsprodukt von Bornit. Ein Teil der Bornite wurde von einem Netz von Sprünge und Klüften durchzogen. Diese "anormalen" Bornite können nach v. GEHLEN (1964) als ein Umwandlungsstadium des Bornits in ein feines Lamellenwerk aus Idait und Chalkopyrit (5) gedeutet werden. Ilmenite wandelten sich in "Leukoxen" (1) um. Außer im "Leukoxen" bildete sich Anatas (1) auch auf Rutilkörnern. Maghemit (1) entstand auf Rändern und in Klüften von Magnetiten (Abb. 81, Spalte 4).

X.7 Eokambrisch-kambrische Transgression

Die Rumpffläche des karelischen Gebirges entwickelte sich im Eokambrium durch großräumige Krustenabsenkungen zum Sedimentationsgebiet.

An der Basis des eokambrisch-kambrischen Autochthons wurde ein Transgressionskonglomerat beim Vorrücken des Meeres in kontinentale Gebiete diskordant auf den karelischen Gesteinsserien abgelagert. Der grobe Detritus des Konglomerats ist das Produkt einer intensiven Abtragung und Aufarbeitung von präexistierenden Gesteinseinheiten im übergreifenden Über-

flutungsbereich. Die feinerklastischen Sedimente im Hangenden über dem Konglomerat zeugen von einer Verminderung der Erosion und von einer Beruhigung der Ablagerungsbedingungen. Eingeschaltete Tillite belegen kalte Klimaperioden mit starker glazialer Verwitterung.

Die für die Transgression und die Sedimentation des eokambrisch-kambrischen Autochthons notwendigen Absenkungsbewegungen können im Zusammenhang mit der Entstehung des kaledonischen Geosynklinaltroges gedeutet werden. Diese Vorgänge lassen sich mit einer Fortführung des plattentektonischen Modells erklären. Nach der karelischen Plattensubduktion und -kollision bildete sich erneut eine Subduktionszone. Sie entstand am Rande des an den katarachäisch-archaischen Schild angefalteten, karelischen Gebirges. Ein Randtrog der kaledonischen Geosynklinale senkte sich über dieser Zone ab. Der nach REITAN (1963) vor der kaledonischen Orogenese intrudierte Trondhjemitkomplex im Südtail des Komagfjordfensters stünde als Vertreter für Aufschmelzungen kontinentaler Kruste im Bereich der kaledonischen Subduktionszone.

X.8 Kaledonische Versenkungsmetamorphose

Die Schichten des eokambrisch-kambrischen Autochthons und die darunterliegenden Serien der Raipas-Suite wurden in Folge der Absenkung durch eine regionale Versenkungsmetamorphose überprägt.

Diese Metamorphose führte in den Feinkonglomeraten des Lagerstättengebietes zur Umbildung eines Teils der durch die präkambrische Verwitterung entstandenen Minerale. Goethite (2) und Lepidokrokite (2) wandelten sich in Hämatite der Generation 3a um. Hämatit (3b) und Magnetit (3b) bildeten sich aus Magnetit (1). Magnetit (3a) entstand aus Hämatit (3a) und 3b). Anatas (1) und "Leukoxen" (1) bildeten sich zum Teil zurück zu Rutil (4) (Abb. 31, Spalte 5).

X.9 Kaledonische Orogenese

Die präkambrischen und eokambrisch-kambrischen Gesteinsfolgen des Komagfjordfensters wurden durch die kaledonische Gebirgsbildung deformiert. Die Deformation erfolgte im Rand-

bereich der kaledonischen Faltung in Form einer gerrano-
typen, beulartigen aufwölbung der heutigen Fensterregion.
Dieses Gebiet wurde in der Endphase der Orogenese von der
kaledonischen Decke überschoben und über das Sedimentations-
niveau herausgehoben. Die Gesteine der Überschiebung wurden
deformiert und kinetometamorph umgewandelt.

Der Ablauf der kaledonischen Orogenese kann durch die kon-
sequente Fortsetzung des Plattenmodells gedeutet werden, das
für die karelistische Gebirgsbildung angewendet wurde. Die oro-
genen Einengungsbewegungen, die zur Auffaltung der kaledonischen
Geosynklinale und zur Überschiebung der Decke führten,
sind in Verbindung mit einer erneuten Plattenkollision zu er-
klären. Die Übereinstimmung der Streichrichtungen des karelistischen
und kaledonischen Gebirges in dieser Region spricht für
diese Duplizität der plattentektonischen Ereignisse. Die Ur-
sache beider Orogenesen ist möglicherweise auf ein und den-
selben plattentektonischen Vorgang zurückzuführen. Sie sind das
Resultat einer über den gesamten Zeitraum anhaltenden Nordwest-
Südost gerichteten Drift einer ozeanischen Platte gegen den
baltischen Kontinent. Die ozeanische Kruste wurde am Rande des
kontinentalen Sockels subduziert. Ein langgestreckter, geo-
synklinaler Sedimentationstrog entwickelte sich über der Sub-
duktionszone. Zunehmende Sedimentmächtigkeiten führten in
Verbindung mit den Subduktionsbewegungen zu einer ständigen
Absenkung des Troges. Seine kontinuierlich größer werdende
Auflast beeinträchtigte den Subduktionsstrom. Er riß ab. Die
gerichteten Bewegungen der ozeanischen Platte stießen jetzt
auf die Geosynklinalfüllung und falteten sie auf. Der konti-
nental, baltische Sockel bildete das Widerlager. Ein neues
Gebirge, das karelistische Orogen, wurde durch die Kollision
zwischen ozeanischer- und kontinentaler Platte an den bal-
tischen Schild angefalt. Die weiterhin Nordwest-Südost
driftende ozeanische Kruste wurde nach der Kollision vor dem
neugebildeten, durch die Faltung stabilisierten Widerlager
des karelistischen Gebirges wieder subduziert. Eine Wiederholung
der geotektonischen Abläufe begann. Das kaledonische Gebirge
entstand.

X.10 Postkaledonische Verwitterung

Die Region des Kongsfjordfensters ist seit der kaledonischen Orogenese ein Erosionsgebiet. In diesem Zeitraum wurde ein Teil der kaledonischen Decke abgetragen. Die heutige Morphologie zeigt, daß die Freilegung des Autochthons in dem Fenster wahrscheinlich erst im Quartär durch die intensive glaziale Erosion erfolgte. Diese Vermutung wird unterstützt durch die Beobachtung, daß terrestrische Ablagerungen postkaledonischer bis präquartären Alters im Fenster fehlen.

Postglaziale Erosionseinflüsse führten in den Gesteinen des Lagerstättenbereiches zu Verwitterungsneubildungen. Bestände aus Malachit, Azurit und Brochantit entstanden auf Kluft- und Schichtflächen in oberflächennahen Bereichen des Lagers. Eisenhaltige Sulfide und Oxide wurden von Goethit (3) und Lepidokrokit (3) umkrustet. Magnetit (2) bildete sich als Verwitterungsprodukt in Rissen und auf Rändern von Magnetitkörnern. Anatas (2) entstand auf Rutilkörnern, "Leukoxen" (2) auf Ilmeniten (Abb.81, Spalte 6).

Der Anteil der Verwitterungsneubildungen in den Gesteinen der Lagerstätte Repparfjord ist quantitativ unbedeutend. Der relativ kurze Zeitraum des Postglazials und das auf Grund des vorherrschend kalten Klimas geringe Ausmaß der chemischen Verwitterung bilden die Ursache.

XI. Die Mineralisation der Lagerstätte Repparfjord im

Vergleich zu Lagerstätten und Vorkommen ähnlichen

Typs

Das Kupfervorkommen der Grube Repparfjord liegt schichtgebunden in schwach metamorphen Feinkonglomeraten der Steinfjell-Formation. Die Entstehung der Lagerstätte ist auf eine synsedimentäre Anreicherung von detritischen Schwermineralien zurückzuführen. Allothigene Chalkopyrite wurden als primäre Erzminerale in die Feinkonglomerate eingeschwennt (Abb. 91, Spalte 1). Der Mineralbestand des Lagers wurde diagenetisch verändert und durch Neubildungen ergänzt (Abb. 91, Spalte 2). Im Laufe der geologischen Entwicklung wurde die Lagerstätte während der karelischen Orogenese regionalmetamorph überprägt. Nach der karelischen Gebirgsbildung waren die Gesteine des Lagers präkambrischen Verwitterungseinflüssen ausgesetzt. In Verbindung mit der kaledonischen Orogenese wurden sie erneut metamorphisiert. Seit dem Postglazial wurden die Gesteine der Lagerstätte Repparfjord wieder erodiert. Metamorphose- und Verwitterungseinflüsse veränderten ebenfalls den Mineralbestand des Lagers (Abb. 91, Spalten 3-6).

Die Lagerstätte Repparfjord zählt auf Grund ihrer Genese und ihres Alters zu den fossilen Seifen. Fossile Seifen sind sedimentäre Anreicherungen spezifisch schwerer oder besonders resistenter Detrituskörner in präzentenen, meist diagenetisch oder bereits metamorph verfestigten Gesteinen.

Die präkambrischen, gold- und uranföhrnden Konglomerate des Witwatersrandes (Transvaal, Rep. Süd Afrika) zählen zu den bedeutensten Vertretern dieses Lagerstättentyps. Es existieren Parallelitäten zwischen der Lagerstätte Witwatersrand und dem Kupfervorkommen der Grube Repparfjord. Sowohl die Konglomerate des Witwatersrandes als auch die der Lagerstätte

Repparfjord führen detritische Chalkopyritkörner. UTTER (1978) weist den detritischen Ursprung der Chalkopyrite in den grobklastischen Gesteinen des Witwatersrandes an Hand abgerollter Körner nach. Chalkopyrit tritt jedoch in Gegensatz zur Lagerstätte Repparfjord in den Gesteinen des Witwatersrandes nur untergeordnet auf und zählt nicht zu den erzbildenden Mineralen dieses Vorkommens.

FLEISCHER et al. (in WOLFF ed. 1976) beschreiben detritische Kupfersulfide in schwach metamorphen Sedimentgesteinen des Erzkörpers C der Mufulira Grube (Zambesischer Kupfergürtel, Zambia). Spätpräkanbrische, feldspatführende Grobsandsteine dieser Lagerstätte enthalten in Schrägschichtungsblättern Anreicherungen von Chalkopyrit, Bornit und silikatischen Schwerminalien. Diese Mineralanhäufungen sind, vergleichbar der Erzverteilung in sedimentären Strukturen der Feinkonglomerate im Bereich der Lagerstätte Repparfjord, auf dunkle Lamellen der Schrägschichtungen beschränkt.

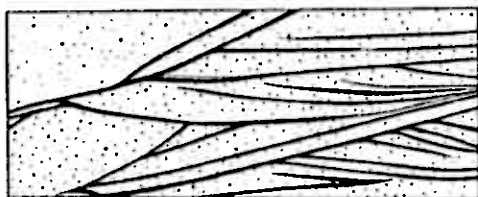


Abb. 32 Querschnitt durch schräggeschichtete, feldspatführende Grobsandsteine des Erzkörpers C der Mufulira Grube (halbe natürliche Größe). Die dunklen Lagen der Schrägschichtungen sind reich an Bornit.

Abbildung aus FLEISCHER et al. (in WOLFF ed. 1976).

FLEISCHER et al. (in WOLFF ed. 1976) beschreiben außerdem, daß während Diagenese und Metamorphose, welche die Grenze zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies erreichte, Mobilisationen der Sulfide stattfanden. Klüfte im Bereich der erzführenden Schichten enthalten neben Silikaten, Anhydrit und Dolomit auch Pyrit, Chalkopyrit, Bornit und Chalkosin.

Das Nebengestein der Klüfte zeigt 25-75 mm breite Zonen, deren Erzführung nach FLEISCHER et al. (in WOLFF ed. 1976) durch Lateralsekretion der Sulfide in die Klüfte reduziert wurde. Klüftparallele Zonen dieser Art lassen sich in den Gesteinen der Lagerstätte Repparfjord nicht beobachten, obwohl auch die Sulfide dieses Vorkommens durch diagenetische und metamorphe Prozesse mobilisiert und umgelagert wurden.

SCHNEIDERHÖHN (1937) führt die Genese der Kupfer-Cobalt-Lagerstätte von Kamoto (Shaba, Zaire) auf sedimentäre Anreicherungen detritischer Sulfide zurück. Unmetamorphe, laminierte Quarz-Dolomite dieser spätpräkambrischen Lagerstätte führen Chalkosin, Neodigenit, Anilit, Bornit, Chalkopyrit, Carrolit und akzessorisch Pyrit, Covellin, Rutil, Titanit, Zirkon und Graphit. BARTHOLOME (in BARTHOLOME ed. 1974) weist jedoch darauf hin, daß die Nachbarschaft von Sulfiden und Schwermineralien wie Rutil, Titanit und Zirkon im Erz von Kamoto nicht unbedingt für eine detritische Erzbildung spricht. Nach BARTHOLOME (in BARTHOLOME ed. 1974) sollen detritische Ilmenite in einer ersten Phase der Diagenese in Rutil und Pyrit zerfallen sein. Diese Pyrite wandelten sich in einer zweiten diagenetischen Phase in Bornit und Chalkopyrit um. Intensive Verwachsungen von Ilmenit, Rutil und Chalkopyrit im Erz der Lagerstätte Repparfjord zeigen, daß vergleichbare Reaktionen auch während der Diagenese dieses Vorkommens abliefen (Abb. 75 u. Abb. 81, Spalte 2). BARTHOLOME (in BARTHOLOME ed. 1974) zieht für die Herkunft der Schwermetalle der Lagerstätte Kamoto salinare, kupfer- und cobalthaltige Wässer in Betracht, die von einer Lagune aus ältere Sedimentkörper

durchtrönten. Die diagenetischen Pyrite reagierten mit diesen Lösungen zu Bornit. Zusätzlich wurden Chalkopyrit, Kupfersulfide und Carrolit aus diesen Lösungen abgeschieden.

GHISLER et al. (in JANKOVIĆ & SILLITOE ed. 1980) entdeckten in den Kaledoniden Ostgrönlands schichtgebundene Kupfermineralisationen in spätkambrischen, schwach metamorphen Sedimentgesteinen. Sie konnten in der insgesamt 3000 m mächtigen, vorwiegend klastischen Sedimentserie der oberen Eleonore Bay Gruppe acht, mineralisierte Horizonte mit Mächtigkeiten von 0,2-15 m nachweisen. Die Mineralisationen, in erster Linie Anreicherungen von Chalkopyrit, Bornit, Pyrit und Pyrrhotin liegen schichtparallel in Quarziten und quarzitischen Schiefern. Da in der gesamten Sedimentfolge der oberen Eleonore Bay Gruppe jegliche Anzeichen für magmatische oder hydrothermale Aktivitäten fehlen, schließen die Autoren eine hydrothermale Genese der Mineralisationen aus. GHISLER et al. (in JANKOVIĆ & SILLITOE ed. 1980) beschreiben gerundete, chalkopyritführende Quarz- und Quarzitgerölle in den mineralisierten Schichten. Sie sehen in diesen sulfidhaltigen Geröllen einen Hinweis auf detritische Anreicherungen von Chalkopyrit. Chalkopyrit-, Chalkosin- und Bornitkörner, die als Zement zwischen den Geröllen liegen, sind nach GHISLER et al. (in JANKOVIĆ & SILLITOE ed. 1980) diagenetische Umbildungen von detritisch eingeschwemmten Sulfiden. Das Auftreten von Chalkopyrit, Sphalerit und Bleiglanz in Verbindung mit bakteriell entstandenem Pyrit deutet nach GHISLER et al. (in JANKOVIĆ & SILLITOE ed. 1980) auf biochemische Aktivitäten bei der Konzentration der Schwermetalle in einzelnen Horizonten der Schichtfolge hin. Hydatogene Mobilisationen, in Verbindung mit Prozessen der regional Metamorphose, führten zu Paragenese von Tetraedrit, Bournolite, Betschinit, gediegen Wismut und Silber in Klüften und Spalten der mineralisierten Schichten. GHISLER et al. (in JANKOVIĆ & SILLITOE ed. 1980) folgern für die Genese der Mineralisationen in diesen Horizonten der oberen Eleonore Bay Gruppe eine Kombination detritischer, biochemischer und diagenetischer Anreicherungsprozesse, gefolgt von metamorphosebedingten Mobilisationen.

Die markanteste Parallelität zwischen den Kupfermineralisationen der oberen Eleonore Bay Gruppe und der Lagerstätte Repparfjord besteht in der Existenz mineralisierter Gerölle, die als Komponenten des Detritus abgelagert wurden.

Ein Unterschied in der diagenetischen und metamorphen Entwicklung beider Vorkommen liegt in der Umwandlung von Chalkopyrit in Bornit. In den Vorkommen der oberen Eleonore Bay Gruppe vollzog sich diese Umwandlung diagenetisch und jeweils auf den gesamten Horizont ausgedehnt. In den Feinkonglomeraten der Lagerstätte Repparfjord bildete sich Chalkopyrit während der regionalen Thermo-Dynamometamorphose in Bornit um, lokal auf stärker tektonisierte Bereiche des Lagers begrenzt.

XII. Zusammenfassung

Das Kupfervorkommen der Grube Repparfjord wurde in den Jahren 1972-1979 von der norwegischen Firma "Pollidal VERK A/S" abgebaut. In diesem Zeitraum wurden in 4 Tagebauen ca. 3 Mio t Roherz mit einer durchschnittlichen Kupferkonzentration von 0,663 % Cu gefördert.

Die Lagerstätte liegt in autochthonen, schwach metamorphen Gesteinen der Raipas-Suite, die im tektonischen Komagfjordenfenster innerhalb des Kaledonischen Gebirges Nordnorwegens aufgeschlossen sind. Die wahrscheinlich zu der tektonisch-chronologischen Provinz der Kareliden zählenden Gesteine der Raipas-Suite bilden nach Ergebnissen der vorliegenden Arbeit im nordöstlichen Komagfjordenfenster zwei weitspannige Antiklinorien und ein zentrales Synklinorium. Die Raipas-Suite wird lithostratigraphisch in Repparfjord- und die Saltvann-Gruppe geteilt. Schichten der Repparfjord-Gruppe bauen die Antiklinorien auf. Gesteine der Saltvann-Gruppe stehen in dem Synklinorium an. Die Altersbeziehung zwischen beiden Gruppen kann an Hand der tektonischen Position und mittels fazieller und paläogeographischer Zusammenhänge wahrscheinlich gemacht werden.

Die Gesteine der Raipas-Suite werden von vielen Intrusionen mit unterschiedlicher Zusammensetzung durchschlagen.

In nicht durch die quartäre Erosion abgetragenen Profilen werden die Gesteine der Raipas-Suite von autochthonen, schwach metamorphen Schichten eokambisch-kambischen Alters und von höher metamorphen Gesteinen der kaledonischen Decke überlagert.

Die Ergebnisse auf den Gebieten der regionalen Geologie und Tektonik bilden die Grundlage für geologisch - tektonische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich der Grube Repparfjord.

Die niedrigkonzentrierten Massenerze des Vorkommens liegen schichtgebunden in einer mit durchschnittlich 65° nach Nordwesten einfallenden Faltenflanke im Südostteil des zentralen Synklinoriums. Der Ausstrich der vererzten Schichten wird durch die tektonischen Lagerungsverhältnisse kontrolliert. Die Lagerstätte besitzt im Streichen eine Länge von 1,6 km und eine Mächtigkeit von ca. 60-80 m. Die Vererzung tritt in schwach metamorphen Feinkonglomeraten auf, die stratigraphisch zur Steinfjell-Formation an der Basis der Saltvann-Gruppe gehören. Die ca. 600-700 m mächtige Steinfjell-Formation ist eine petrographisch monotone Serie aus schwach metamorphen, quarzitischen Feinkonglomeraten und konglomeratischen Quarziten in die vereinzelt bis zu 1 m mächtige Horizonte feinklastischer, grüner Tuffite und Phyllite eingeschaltet sind. Großdimensionale Schrägschichtungen sind fast durchweg in den grobklastischen Sedimentgesteinen dieser Formation ausgebildet.

Die oft nur mit Hilfe der Lupe erkennbaren Erzminerale liegen fein verteilt in den schräggeschichteten Feinkonglomeraten. Polierte Handstücke der Konglomerate zeigen, daß diese Verteilung durch sedimentäre Parameter kontrolliert wird. Konzentration und Anordnung der Erzminerale sind sowohl von der Kornsortierung und Korngrößenklassierung innerhalb der Schrägschichtungsblätter als auch von der Zusammensetzung des Detritus abhängig.

Die Ergebnisse der Dünn- und Anschliffmikroskopie bestätigen diese Beobachtungen. Die schwach metamorphen feldspat- und erzführenden, quarzitischen Feinkonglomerate mit durchschnittlichen Gehalten von 66 % Quarz, 13 % Feldspat sind reich an opaken Mineralen 8,4 % und Schwermineralen 2,73 %. Den Rest bilden Minerale der Muskovitreihe 5,89 %, Vertreter der Chloritgruppe 3,15 %, Biotitreihenvertreter 0,63 % und Glieder der Epidot-Zoisit-Gruppe 0,21 %. Die Kupfererze der Grube Repparfjord treten in zwei sulfidischen Paragenesen auf. Die erste, mit 70-80 % der Sulfiderze die Hauptparagenese, besteht aus dominierenden Anteilen von Chalkopyrit. Die zweite,

mengenmäßig 20-30 % der sulfidischen Erze, stellt eine Bornit-Chalkosin-Paragenese dar. Zwischen den beiden Paragenesen bestehen mannigfache Übergänge. Folgende Mineralen, geordnet nach Mengenteilen, konnten im Auflicht bestimmt werden:

Chalkopyrit, Fämatit, Bornit, Chalkosin, Magnetit, Pyrit, Chromit-spinelle, Ilmenit, Zirkon, Titanit, Goethit, Rutil, Neodigenit, Covellin, Magnetit, Malachit, Lepidokrokit, "lamellarer" Kupferglanz, Azurit, "blaubleibender" Covellin, Cuprit, Tenorit, Anatas, Idait, Silber, Wismut*, Gold, Cobaltit*, Wittichenit**, Renierit**.

In der Hauptparagenese liegt ein Großteil der Chalkopyrite als isolierte Einzelkörner lagig angereichert oder gradiert verteilt in den Schrägschichtungsblättern der Feinkonglomerate. Häufig fällt das Nebeneinander von Chalkopyritkörnern und Schwermineralen z.B. abgerollte Titanite, Zirkone, Rutil, Chromit-spinelle, Ilmenite, Pyrite, Magnetite, Apatite und Turmaline auf. Anreicherungen von Chalkopyritkörnern sind auch in Strömungsschatten größerer Gerölle und in kleinen, zentimeterlangen Auskolkungen zu finden.

Erze der Bornit-Chalkosin-Paragenese treten in stärker tektonisierten Bereichen der Lagerstätte auf. Die Verteilung der Bornitkörner im Gestein ähnelt der Anordnung der Chalkopyrite. Auch die Bornitkörner liegen meist fein verteilt schicht- und sedimentgefügeparallel in den Feinkonglomeraten. Die Bornite sind häufig mit Chalkosin verwachsen.

Die Schichtgebundenheit des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord wird durch die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen untermauert. Die statistische Auswertungen von insgesamt 4342 AAS-Analysen auf Schwermetallgehalte von Cu, Ni, Pb, Zn, Co führten unter anderem zu einem gemeinsamen, einaktigen Anreicherungs-vorgang der 5 Elemente in den Feinkonglomeraten.

* nachgewiesen von URBAN (freundliche mündliche Mitteilung)

** nachgewiesen von FABRICIUS (1979)

Mit Hilfe von Computern erstellten Konturkarten der flächigen Verteilung von Cu, Ni, Pb, Zn, Co im Bereich der Lagerstätte belegen die auch statistisch ermittelten, guten Korrelationen zwischen den untersuchten Elementen in den Feinkonglomeraten. Darüberhinaus zeigen diese Karten die streichrichtungsparallele Verteilung von Zonen gleicher Schwermetallkonzentrationen, aus der die Schichtgebundenheit der Mineralisationen in den Feinkonglomeraten des Lagerstättenbereiches ersichtlich wird. Eine Kupferverteilungskarte der Lagerstätte und ihrer Umgebung verdeutlicht, daß die Vererzung der Feinkonglomerate weder mit den tuffitischen Horizonten in den Konglomeraten noch mit pyroklastischen oder dioritporphyritischen Intrusionen im Gebiet des Lagers oder mit den im Südosten der Lagerstätte tektonisch angrenzenden Grünsteinen im Zusammenhang steht. Eine Kombination dieser Kupferverteilungskarte mit der tektonischen Karte ermöglicht dagegen den Nachweis der prätektonischen Existenz der Vererzung. Tektonische Strukturen des deformierten Schichtpakets der Feinkonglomerate treten auch auf der geochemischen Karte hervor. Zonen gleicher Kupfergehalte werden an Knickzonen im Streichen der Konglomerate oder an Großschollengrenzen in entsprechender Weise abgelenkt oder versetzt.

Die Resultate früherer geophysikalischer Explorationsuntersuchungen der Lagerstätte treten in ihrer Aussagekraft bezüglich der Verteilung und Begrenzung von Erzkonzentrationen im Lager hinter den geochemischen Untersuchungsergebnissen zurück.

Ergebnisse und Beobachtungen der vorliegenden Arbeit werden mit Resultaten früherer Bearbeiter diskutiert.

Untersuchungsergebnisse auf dem Gebiet der regionalen Tektonik, deren Problematik im nordöstlichen Komagfjordenster nahezu unbearbeitet war, führten auch zu neuen stratigraphischen Korrelations- und Einstufungsmöglichkeiten. Diese Gliederungsvorschläge lassen sich in Verbindung mit den petrofaziellen Eigenschaften der jeweiligen Gesteine und Gesteins-

serien zu einem vervollständigten Bild des Bildungsmilieus und der Paläogeographie zusammenfügen.

Die auf regional- und kleintektonischen Aufnahmen basierenden Beschreibungen der tektonischen Deformationen und deren Zuordnung zu karelischen oder kaledonischen Gebirgsbildungsvorgängen ermöglichen auch zeitliche Korrelationen metamorpher Überprägungen im Mineralbestand der verschiedenen stratigraphisch-tektonischen Einheiten. Bereits existierende Resultate früherer Bearbeiter über die Metamorphose in den autochthonen und allochthonen Gesteinsserien im Bereich des Monagfjordenfensters und mikrothermometrische Untersuchungsergebnisse im Gebiet der Grube Repparfjord können zum Teil neu interpretiert werden.

Die gravierendsten Unterschiede und die größten Widersprüche zwischen der bestehenden Literatur und den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit werden jedoch auf den Gebieten der Erzverteilung im Lager und der Genese des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord diskutiert. Diese Differenzen beruhen auf der Tatsache, daß die Vererzung der Lagerstätte bisher meist als diskordant zur Schichtung liegend beschrieben und deshalb auf hydrothermale "Imprägnationen" oder "Infiltrationen" aus heißen Lösungen zurückgeführt wurde.

Die Folgerungen der vorliegenden Arbeit hinsichtlich der Lagerstättenbildung führen zu einem anderen Resultat.

Die Schichtgebundenheit der Vererzung, die Anordnung der Erzkörner in den Sedimentstrukturen, die Abhängigkeit der Erzkonzentrationen von der Zusammensetzung des Detritus und die prätektonische Existenz deuten in Verbindung mit petrofaziellen und paläogeographischen Rückschlüssen auf eine sedimentäre, dichteabhängige Anreicherung der Erzkörner in einer marinen Seife hin. Chalkopyrit, Pyrit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Chromit-spinelle, Zirkon, Turmalin, Apatit, Monazit, Cobaltit, Gold und Wismut wurden als Bestandteile des Detritus in Form von Einzelkörnern oder in mineralisierten Geröllen in die Feinkonglomerate des

Lagerstättenbereiches eingeschweamt. Ein Teil der Schwermetalle, wie z.B. Fe, Cu, Pb konnte aber auch adsorptiv an die Tonfraktion gebunden in den Sedimentraum gelangen.

Ausgehend von diesen primären Erzanreicherungen wird die weitere geologische Entwicklungsgeschichte der Lagerstätte an Hand diagenetischer, metamorpher und verwitterungsbedingter Veränderungen ihres Mineralbestandes aufgezeigt. Dabei wird versucht, die Vorgänge der Sedimentation, Diagenese und die spätere regionale Thermo-Dynamometamorphose sowie die Faltung während der karelischen Orogenese mit den Modellvorstellungen der Plattentektonik zu interpretieren.

Nach der Auffaltung wird das karelische Gebirge bereits im Präkambrium zu einer Rumpffläche erodiert. Im Vorfeld der Ausbildung des kaledonischen Sedimentationstrogos wurden eokambrisch-kambrische Schichten nach einer Transgression auf der karelischen Rumpffläche sedimentiert. Die post-karelische Entwicklung dieses Krustenabschnittes, die kaledonische Versenkungsmetamorphose und die Vorgänge im Rahmen der kaledonischen Orogenese wurden mit einer Fortführung der für die karelischen großtektonischen Ereignisse erstellten Plattenmodellvorstellungen erläutert. Die geologische Entwicklungsgeschichte der Lagerstätte in den postkaledonischen Zeitraum wird bis hin zu quartären, glazialen und post-glazialen Verwitterungseinwirkungen dargestellt.

Zum Abschluß werden die Geologie und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens der Grube Repparfjord mit bekannten Lagerstätten und Mineralisationen ähnlichen Typs verglichen.

XIII. Literaturverzeichnis

- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A. (1969): Statistische Methoden in der Tektonik II.- CTH, 4, 111, 3. Aufl.
- ARCHIBALD, C.M. (1957): Summary Report Repparfjord Copper Deposit.- Unveröff. Rapport, Morg. Geol. Unders.
- BARTHOLOME, P. (1974): On the Diagenetic Formation of Ores with Special Reference to Kamoto, Shaba, Zaire.- In: BARTHOLOME (ed. 1974): Gisements Stratiformes et Provinces Cuprifères.- Société Géologique de Belgique, 203-215.
- B/S, P. & GAUTIER, A.M. (1979): Precambrian primary volcanic structures in the Alta-Kvaenangen tectonic window, northern Norway.- Norsk geol. Tidsskrift, 52, 113-119.
- BROOKS, M. (1971): Gravity Survey of Coastal Areas of West Finnmark, Northern Norway.- Q.Jl. geol. Soc. Lond., 125, 171-192.
- BRUNESIA, J.M. (1964): Geologiske undersøkelser Ulveryggen, Repparfjord.- Morg. geol. Unders. unveröff. Rapport, Nr. 571 B, 1-5.
- CHROSTON, P.H. (1971): Gravity Surveys in North Norway.- Morg. geol. Unders., 269, 161-164.
- FABRICIUS, J. (1973): Ulveryggen Kobberforekomst, Finnmark, Norge.- Unveröff. Dipl.-Arb., Universitet København.
- (1979): Kobberforekomsten på Ulveryggen, Finnmark, Norge.- Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1979, 107-110.
- FLEISCHER, V.D., GARLICK, W.G. & MALDANE, R. (1976): Geology of the Zambian Copperbelt.- In: WOLF, K.H. (ed 1976): Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits.- Elsevier, Vol. 6, 223-350.
- FJØY, S. (1964): Den tillitsprønde formasjonsgruppe i Alta- en jevnfjæring med øst-Finnmark og med indre Finnmark.- Morg. geol. Unders., 223, 139-150.
- GAUTIER, A.M., GULÇAR, F. & DELALOYE, M. (1979): K-Ar age determinations of the Alta-Kvaenangen window rocks, northern Norway.- Norsk Geol. Tidsskrift, 52, 155-159.
- GAYER, R.A. & ROBERTS, J.D. (1973): Stratigraphic Review of the Finnmark Caledonides, with Possible Tectonic Implications.- Proc. Geol. Ass., 84 (4), 405-428.

- GEHLEN, K.v., (1964): Anormaler Bornit und seine Umbildung zu Idait und "Chalkopyrit" in descendenten Kupfererzen von Sommerkahl (Speersart).-Fortsch. Mineral., 41, 163.
- GHISLER, H., JENSEN, J., STENDAL, H. & URBAN, H. (1990): Stratabound Copper Mineralization in the Late Precambrian of the East Greenland Calodones.- In: JANKOVIC, S. & SILLITOE, R.H. (ed 1990): European Copper Deposits.- Belgrade, 160-164
- HOLTEDAHL, O. (1918): Bidrag til Finnmarkens geologi.- Norg.geol. Unders., 84, 1-583.
- (1932): Additional Observations on the Rock Formations of Finnmark. Norsk geol. Tidsskrift, 11, 241-279.
- HOVLAND, R. (1965): Geologisk undersøkelse av Repparfjordfeltet.- Norg. geol. Unders. unveröff. Rapport, Nr. 693 B, 1-12.
- (1968a): Repparfjordfeltet-Geologisk oversiktskart og borthullsprofiler.- Norg. geol. Unders. unveröff. Rapport, Nr. 808b, 1 S., 20 Anl.
- (1968b): Repparfjordfeltet- Rapport over undersøkelse 1968.- Norg. geol. Unders. unveröff. Rapport, Nr. 886, 1-19.
- & PAULSEN, P.J. (1967): Repparfjordfeltet- Rapport over undersøkelse 1967.- Norg. geol. Unders. unveröff. Rapport, Nr. 808, 1-16.
- INGVALDSEN, K. (1964): Om Repparfjord malmfelt i Kvalsund herred Finnmark fylke.- Unveröff. Rapport, Norg. geol. Unders.
- JANSEN, Ø.J. (1976): Strukturell og metamorf utvikling i den vestlige del av Komagfjord vinduet og overliggende dekker.- Unveröff. Dipl.-Arb., Universitet Bergen.
- (1979): "Basement & cover" - forhold i Komagfjordvinduet.- Vortragszusammenfassung, Norsk Geologisk Forenings Landsmøte 1979, 31.
- JOHANSSON (1907): Description and calculations regarding the Ripperfjord copper ore deposits in Kvalsund herred, Finmarken amt in Norway, belonging to the Nordiska Grufaktiebolaget.- Unveröff. Rapport, Norg. geol. Unders.
- NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE- Unveröff. Rapporte: 529 (1963), 566 (1963), 571 (1964), 639 (1965), 693 (1965), 713 (1966), 742 (1966), 789 (1967), 808 (1967), 888 (1968), 982 (1970), 1062 (1971), 1246 (1974).
- (1971): Magnetisk Totalfelt 1:150.000, Nordreisa.

- PHARAOH, T. (1976): The Geology of the Komagfjord Tectonic Window.- Unveröff. Geländebericht, Folldal Verk 1/3.
- RANDCHER, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.- Akademie Verlag, Berlin, 4. Aufl., 1-1277.
- REITAN, P.H. (1958): The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark.- Norg. geol.Unders., 203, 76-79.
- (1963): The Geology of the Komagfjord Tectonic Window of the Raipas Suite, Finnmark, Norway.- Norg. geol.Unders., 221, 1-71.
- REUSCH, H. DAHL, T. & CORNELIUSSEN, O.A. (1891): Det nordlige Norges geologi.- Norg. geol. Unders., 4, 1-204.
- ROBERTS, D. & FARETH, E. (1974): Correlation of Autochthonous Stratigraphical Sequences in the Alta-Repparfjord Region, West Finnmark.- Norsk geol. Tidsskrift, 54, 123-129.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1937): Die Kupferlagerstätten von Nordrhodesia und Katanga.- Geol. Rundschau, 23, 232 - 291.
- STRAND, T. (1952): Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark.- Norg. geol. Unders., 183, 22-31.
- (1960): The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation.- In: HOLTEDAL, O. (ed.1960): Geology of Norway.- Norg. geol. Unders., 208, 170-273.
- STRIBNY, B. & URBAN, H. (1980): The Geology and Genesis of the Repparfjord Copper Ore Deposit, Finnmark, Norway.- (in Druck).
- TENNANT, C.B. & WHITE, M.L. (1959): Study of the Distribution of some Geochemical Data.- Econ. Geol., 54, 1281-1290.
- UTTER, T. (1978): Raster-elektronenmikroskopische und geochemische Untersuchungen an Erzmineralen aus dem Oberen Witwatersrand- und Ventersdorp-System des Klerksdorp-Goldfeldes, Südafrika.- Dissertation, Universität Frankfurt/M., 1-117.
- YOKES, P.H. (1955): Observations at Raipas mine, Alta, Finnmark.- Norg. geol. Unders., 191, 103-115.

- YOKES, F.M. (1957,a): Some copper sulphide parageneses from Raipas formation of Northern Norway.- *Norg. geol. Unders.*, 200, 74-11.
- (1957,b): On the presence of minerals of the Linnaeite series in some copper ores from Raipas formation of Northern Norway.- *Norg. geol. Unders.*, 200, 112-120.
- VOGE, J.H.L. (1907): Ripperfjords Kobbermalnfelt ved Ripperfjorden i Kvalsund syd for Hammerfest, Finnmarkens amt, - Unveröff. Rapport in Archiv des NGU, Trondheim, Norwegen.
- WINKLER, H.G-P. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine.- Springer Verlag, Heidelberg, 2. Aufl., 1-237.

Lebenslauf von Bernhard Strübmeyer.

- 25.2.1952 in Frankfurt a.M. als Sohn von Karlfritz und Elfriede Strübmeyer geboren,
- 16.6.1971 am Freiherr-von-Stein-Gymnasium in Frankfurt das Abitur abgelegt,
- Nov.71-Febr.73 Zivilen Ersatzdienst geleistet,
- SS 1973 Beginn des Geologiestudiums an der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt,
- 12.5.1975 Diplom-Verprüfung in Geologie abgelegt,
- Mai-Juni 1976 Praktikum beim Senckenbergischen Forschungsinstitut in der Grube Messel,
- Juni-Sept. 1977 Praktikum bei Polldal-Verk A/G, Kupferprospektion in Nori-Norwegen, Beginn der Felduntersuchungen zu der vorliegenden Arbeit,
- Nov.-Dez. 1977 Praktikum bei der Firma Lehner GmbH, kleintektonische Aufnahmen beim Projekt Ernstbach-Talsperre,
- 12.5.1978 Diplom-Hauptprüfung in Geologie abgelegt, Thema der Diplomarbeit: Die Geologie der Hochweiseler Mulde. - Neukartierung und Bearbeitung der Geologie, speziell der Tektonik. Bl. 5617 Usingen, Taunussestrand.
- SS 1978 Beginn des Promotionsstudiums am Institut für Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde der Johann Wolfgang Goethe-Universität,
- 1.9.1980 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde im Forschungsprojekt: Die Eisen- und Manganerz-Lagerstätten des Urucum - Distriktes, Corumbá, Mato Grosso do Sul, Brasilien.
- Dez. 1980 Promotionsarbeit beim Fachbereich für Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt a.M., vorgelegt.

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig
und ohne unzulässige Hilfsmittel angefertigt habe.

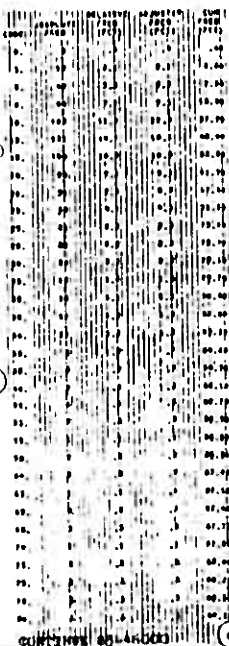
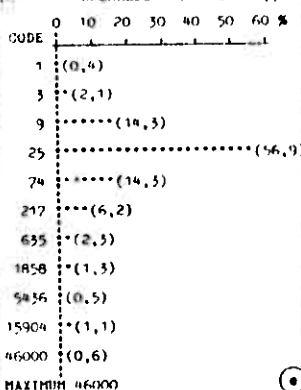
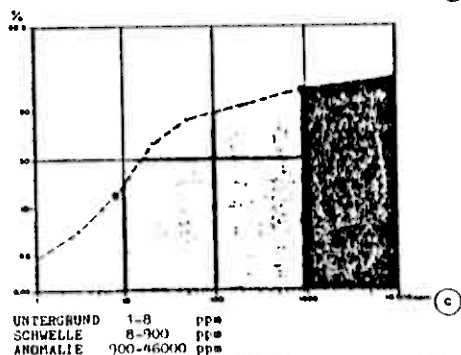
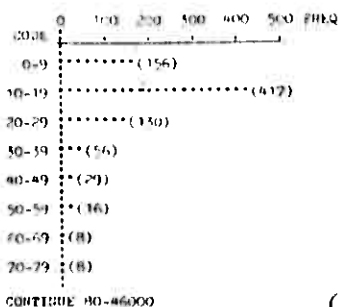
Frankfurt a.Main, den 07.12.1980

Bernhard Stribrny.....
(Dipl.-Geol. B. Stribrny)

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren:

Prof.Dr. K.v.Gehlen
Prof.Dr. M. Korekawa
Prof.Dr. H. Krumm
Prof.Dr. E. Martini
Prof.Dr. H. Murawski
Prof.Dr. S. Rietschel
Prof.Dr. R. Schroeder
Prof.Dr. H. Urban
Prof.Dr. K. Vogel
Prof.Dr. J. Winter

Cu STATISTIK DER VERTEILUNG IN DER FREIKUNSTSTREIFUNG, STEINFELLEN-FORMATION



CONTINUE 80-46000

100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000

0 10 20 30 40 50 60 %

1 (0,4)

3 (2,1)

9 (14,3)

25 (56,9)

74 (14,5)

217 (6,2)

635 (2,5)

1858 (1,3)

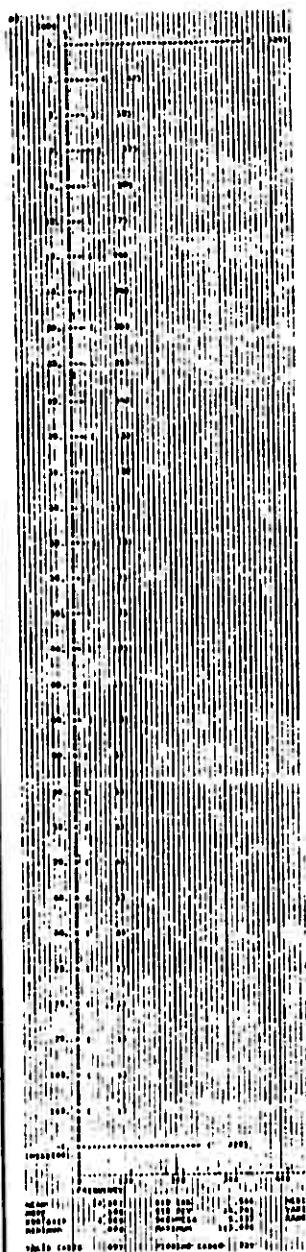
5436 (0,5)

15904 (1,1)

46000 (0,6)

MAXIMUM 46000

NI STATISTIK DER VERTEILUNG IN DEN FEINKONGLOMERATEN, STEINPJELL-FORMATION



0 100 200 300 400 500 FREQ

CODE

0-9 (444)

10-19 (93)

20-29 (80)

30-39 (45)

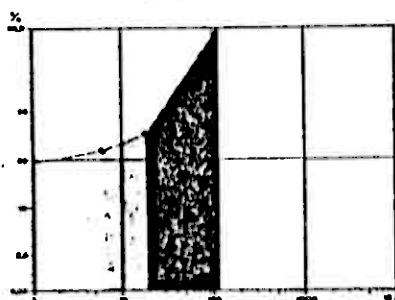
40-49 (18)

50-59 (9)

60-69 (3)

70-79 (3)

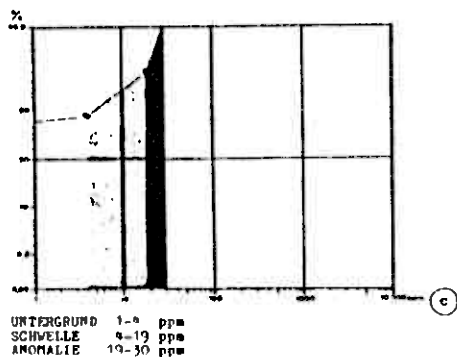
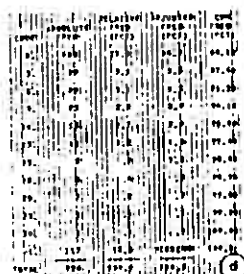
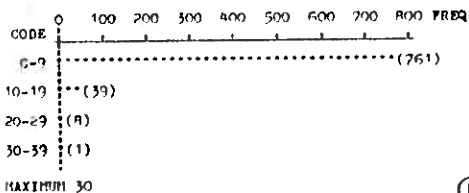
CONTINUE 8a-115



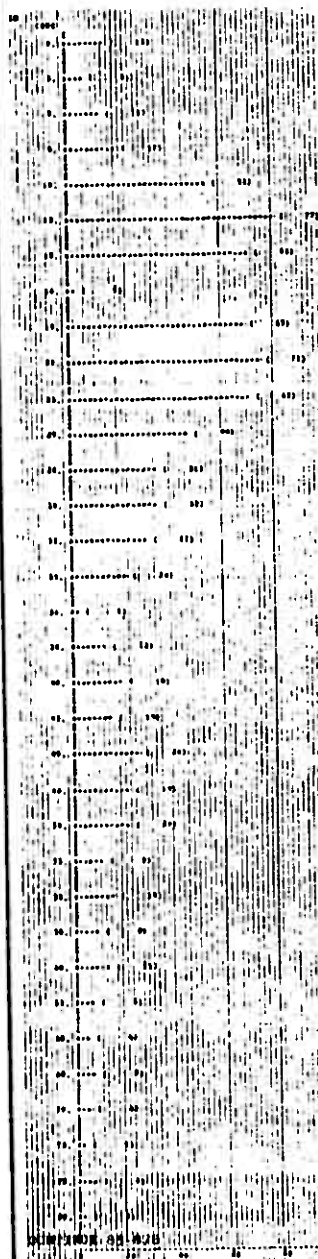
UNTERGRUND	1-6	ppm
SCHWELLE	6-19	ppm
ANOMALIE	19-115	ppm

Count	ABSOLUTE FREQ	RELATIVE FREQ (%)	CUMULATIVE FREQ (%)
1	100	10.0	10.0
2	50	5.0	15.0
3	50	5.0	20.0
4	50	5.0	25.0
5	50	5.0	30.0
6	50	5.0	35.0
7	50	5.0	40.0
8	50	5.0	45.0
9	50	5.0	50.0
10	50	5.0	55.0
11	50	5.0	60.0
12	50	5.0	65.0
13	50	5.0	70.0
14	50	5.0	75.0
15	50	5.0	80.0
16	50	5.0	85.0
17	50	5.0	90.0
18	50	5.0	95.0
19	50	5.0	100.0
20	50	5.0	105.0
21	50	5.0	110.0
22	50	5.0	115.0
23	50	5.0	120.0
24	50	5.0	125.0
25	50	5.0	130.0
26	50	5.0	135.0
27	50	5.0	140.0
28	50	5.0	145.0
29	50	5.0	150.0
30	50	5.0	155.0
31	50	5.0	160.0
32	50	5.0	165.0
33	50	5.0	170.0
34	50	5.0	175.0
35	50	5.0	180.0
36	50	5.0	185.0
37	50	5.0	190.0
38	50	5.0	195.0
39	50	5.0	200.0
40	50	5.0	205.0
41	50	5.0	210.0
42	50	5.0	215.0
43	50	5.0	220.0
44	50	5.0	225.0
45	50	5.0	230.0
46	50	5.0	235.0
47	50	5.0	240.0
48	50	5.0	245.0
49	50	5.0	250.0
50	50	5.0	255.0
51	50	5.0	260.0
52	50	5.0	265.0
53	50	5.0	270.0
54	50	5.0	275.0
55	50	5.0	280.0
56	50	5.0	285.0
57	50	5.0	290.0
58	50	5.0	295.0
59	50	5.0	300.0
60	50	5.0	305.0
61	50	5.0	310.0
62	50	5.0	315.0
63	50	5.0	320.0
64	50	5.0	325.0
65	50	5.0	330.0
66	50	5.0	335.0
67	50	5.0	340.0
68	50	5.0	345.0
69	50	5.0	350.0
70	50	5.0	355.0
71	50	5.0	360.0
72	50	5.0	365.0
73	50	5.0	370.0
74	50	5.0	375.0
75	50	5.0	380.0
76	50	5.0	385.0
77	50	5.0	390.0
78	50	5.0	395.0
79	50	5.0	400.0
80	50	5.0	405.0
81	50	5.0	410.0
82	50	5.0	415.0
83	50	5.0	420.0
84	50	5.0	425.0
85	50	5.0	430.0
86	50	5.0	435.0
87	50	5.0	440.0
88	50	5.0	445.0
89	50	5.0	450.0
90	50	5.0	455.0
91	50	5.0	460.0
92	50	5.0	465.0
93	50	5.0	470.0
94	50	5.0	475.0
95	50	5.0	480.0
96	50	5.0	485.0
97	50	5.0	490.0
98	50	5.0	495.0
99	50	5.0	500.0
100	50	5.0	505.0
101	50	5.0	510.0
102	50	5.0	515.0
103	50	5.0	520.0
104	50	5.0	525.0
105	50	5.0	530.0
106	50	5.0	535.0
107	50	5.0	540.0
108	50	5.0	545.0
109	50	5.0	550.0
110	50	5.0	555.0
111	50	5.0	560.0
112	50	5.0	565.0
113	50	5.0	570.0
114	50	5.0	575.0
115	50	5.0	580.0
116	50	5.0	585.0
117	50	5.0	590.0
118	50	5.0	595.0
119	50	5.0	600.0
120	50	5.0	605.0
121	50	5.0	610.0
122	50	5.0	615.0
123	50	5.0	620.0
124	50	5.0	625.0
125	50	5.0	630.0
126	50	5.0	635.0
127	50	5.0	640.0
128	50	5.0	645.0
129	50	5.0	650.0
130	50	5.0	655.0
131	50	5.0	660.0
132	50	5.0	665.0
133	50	5.0	670.0
134	50	5.0	675.0
135	50	5.0	680.0
136	50	5.0	685.0
137	50	5.0	690.0
138	50	5.0	695.0
139	50	5.0	700.0
140	50	5.0	705.0
141	50	5.0	710.0
142	50	5.0	715.0
143	50	5.0	720.0
144	50	5.0	725.0
145	50	5.0	730.0
146	50	5.0	735.0
147	50	5.0	740.0
148	50	5.0	745.0
149	50	5.0	750.0
150	50	5.0	755.0
151	50	5.0	760.0
152	50	5.0	765.0
153	50	5.0	770.0
154	50	5.0	775.0
155	50	5.0	780.0
156	50	5.0	785.0
157	50	5.0	790.0
158	50	5.0	795.0
159	50	5.0	800.0
160	50	5.0	805.0
161	50	5.0	810.0
162	50	5.0	815.0
163	50	5.0	820.0
164	50	5.0	825.0
165	50	5.0	830.0
166	50	5.0	835.0
167	50	5.0	840.0
168	50	5.0	845.0
169	50	5.0	850.0
170	50	5.0	855.0
171	50	5.0	860.0
172	50	5.0	865.0
173	50	5.0	870.0
174	50	5.0	875.0
175	50	5.0	880.0
176	50	5.0	885.0
177	50	5.0	890.0
178	50	5.0	895.0
179	50	5.0	900.0
180	50	5.0	905.0
181	50	5.0	910.0
182	50	5.0	915.0
183	50	5.0	920.0
184	50	5.0	925.0
185	50	5.0	930.0
186	50	5.0	935.0
187	50	5.0	940.0
188	50	5.0	945.0
189	50	5.0	950.0
190	50	5.0	955.0
191	50	5.0	960.0
192	50	5.0	965.0
193	50	5.0	970.0
194	50	5.0	975.0
195	50	5.0	980.0
196	50	5.0	985.0
197	50	5.0	990.0
198	50	5.0	995.0
199	50	5.0	1000.0
200	50	5.0	1005.0
201	50	5.0	1010.0
202	50	5.0	1015.0
203	50	5.0	1020.0
204	50	5.0	1025.0
205	50	5.0	1030.0
206	50	5.0	1035.0
207	50	5.0	1040.0
208	50	5.0	1045.0
209	50	5.0	1050.0
210	50	5.0	1055.0
211	50	5.0	1060.0
212	50	5.0	1065.0
213	50	5.0	1070.0
214	50	5.0	1075.0
215	50	5.0	1080.0
216	50	5.0	1085.0
217	50	5.0	1090.0
218	50	5.0	1095.0
219	50	5.0	1100.0
220	50	5.0	1105.0
221	50	5.0	1110.0
222	50	5.0	1115.0
223	50	5.0	1120.0
224	50	5.0	1125.0
225	50	5.0	1130.0
226	50	5.0	1135.0
227	50	5.0	1140.0
228	50	5.0	1145.0
229	50	5.0	1150.0
230	50	5.0	1155.0
231	50	5.0	1160.0
232	50	5.0	1165.0
233	50	5.0	1170.0
234	50	5.0	1175.0
235	50	5.0	1180.0
236	50	5.0	1185.0
237	50	5.0	1190.0
238	50	5.0	1195.0
239	50	5.0	1200.0
240	50	5.0	1205.0
241	50	5.0	1210.0
242	50	5.0	1215.0
243	50	5.0	1220.0
244	50	5.0	1225.0
245	50	5.0	1230.0
246	50	5.0	1235.0
247	50	5.0	1240.0
248	50	5.0	1245.0
249	50	5.0	1250.0
250	50	5.0	1255.0
251	50	5.0	1260.0
252	50	5.0	1265.0
253	50	5.0	1270.0
254	50	5.0	1275.0
255	50	5.0	1280.0
256	50	5.0	1285.0
257	50	5.0	1290.0
258	50	5.0	1295.0
259	50	5.0	1300.0
260	50	5.0	1305.0
261	50	5.0	1310.0
262	50	5.0	1315.0
263	50	5.0	1320.0
264	50	5.0	1325.0
265	50	5.0	1330.0
266	50	5.0	1335.0
267	50	5.0	1340.0
268	50	5.0	1345.0
269	50	5.0	1350.0
270	50	5.0	1355.0
271	50	5.0	1360.0
272	50	5.0	1365.0
273	50	5.0	1370.0
274	50	5.0	1375.0
275	50	5.0	1380.0
276	50	5.0	1385.0
277	50	5.0	1390.0
278	50	5.0	1395.0
279	50	5.0	1400.0
280	50	5.0	1405.0
281	50	5.0	1410.0
282	50	5.0	1415.0
283	50	5.0	1420.0
284	50	5.0	1425.0
285	50	5.0	1430.0
286	50	5.0	1435.0
287	50	5.0	1440.0
288	50	5.0	1445.0
289	50	5.0	1450.0
290	50	5.0	1455.0
291	50	5.0	1460.0
292	50	5.0	1465.0
293	50	5.0	1470.0
294	50	5.0	1475.0
295	50	5.0	1480.0
296	50	5.0	1485.0
297	50	5.0	1490.0
298	50	5.0	1495.0
299	50	5.0	1500.0
300	50	5.0	1505.0
301	50	5.0	1510.0
302	50	5.0	1515.0
303	50	5.0	1520.0
304	50	5.0	1525.0
305	50	5.0	1530.0
306	50	5.0	1535.0
307	50	5.0	1540.0
308	50	5.0	1545.0
309	50	5.0	1550.0
310	50	5.0	1555.0
311	50	5.0	1560.0
312	50	5.0	1565.0
313	50	5.0	1570.0
314	50	5.0	1575.0
315	50	5.0	1580.0
316	50	5.0	1585.0
317	50	5.0	1590.0
318	50	5.0	1595.0
319	50	5.0	1600.0
320	50	5.0	1605.0
321	50	5.0	1610.0
322	50	5.0	1615.0
323	50	5.0	1620.0
324	50	5.0	1625.0
325	50	5.0	1630.0
326	50	5.0	1635.0
327	50	5.0	1640.0
328	50	5.0	1645.0
329	50	5.0	1650.0
330	50	5.0	1655.0
331	50	5.0	1660.0
332	50	5.0	1665.0
333	50	5.0	1670.0

Pb STATISTIK DER VERTEILUNG IN DEN FEINKONGLOMERATEN, STEINFLIEß-FORMATION

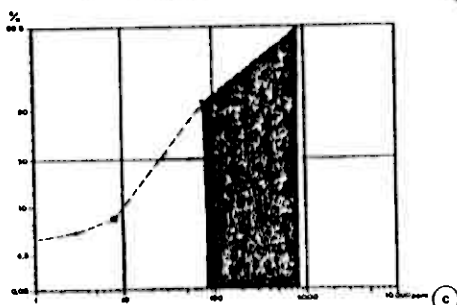


Zn STATISTIK DER VERTEILUNG IN DEN FEINKRYSTALLINITÄTEN STEINFJELL-FORMATION



CODE	FREQ
0-9	(46)
10-19	(265)
20-29	(215)
30-39	(72)
40-49	(75)
50-59	(51)
60-69	(76)
70-79	(11)

CONFIDENCE 80-878



UNTERGRUND 1-8 ppm
SCHWELLE 8-80 ppm
ANOMALIE 80-878 ppm

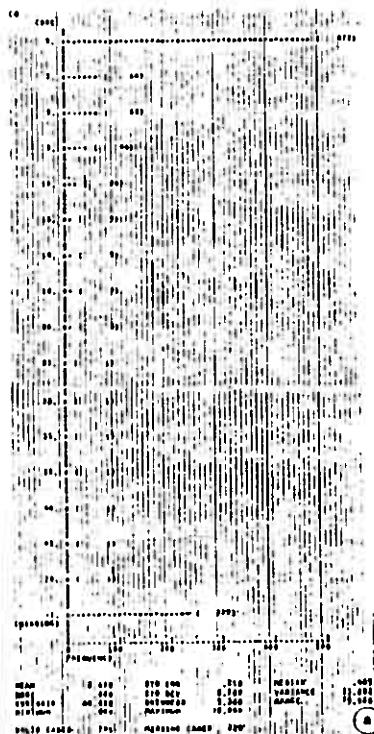
CODE	%
2	(1,6)
4	(0,6)
8	(3,4)
15	(25,6)
30	(57,3)
59	(22,3)
116	(7,3)
328	(2,3)
449	(0,7)
378	(0,2)

MAXIMUM 878

CODE	ANOMALIE	RELATIVE	PERCENT	CUM
1	0,5	0,5	1,0	1,00
2	0,5	0,5	1,0	2,00
3	0,5	0,5	1,0	3,00
4	0,5	0,5	1,0	4,00
5	0,5	0,5	1,0	5,00
6	0,5	0,5	1,0	6,00
7	0,5	0,5	1,0	7,00
8	0,5	0,5	1,0	8,00
9	0,5	0,5	1,0	9,00
10	0,5	0,5	1,0	10,00
11	0,5	0,5	1,0	11,00
12	0,5	0,5	1,0	12,00
13	0,5	0,5	1,0	13,00
14	0,5	0,5	1,0	14,00
15	0,5	0,5	1,0	15,00
16	0,5	0,5	1,0	16,00
17	0,5	0,5	1,0	17,00
18	0,5	0,5	1,0	18,00
19	0,5	0,5	1,0	19,00
20	0,5	0,5	1,0	20,00
21	0,5	0,5	1,0	21,00
22	0,5	0,5	1,0	22,00
23	0,5	0,5	1,0	23,00
24	0,5	0,5	1,0	24,00
25	0,5	0,5	1,0	25,00
26	0,5	0,5	1,0	26,00
27	0,5	0,5	1,0	27,00
28	0,5	0,5	1,0	28,00
29	0,5	0,5	1,0	29,00
30	0,5	0,5	1,0	30,00
31	0,5	0,5	1,0	31,00
32	0,5	0,5	1,0	32,00
33	0,5	0,5	1,0	33,00
34	0,5	0,5	1,0	34,00
35	0,5	0,5	1,0	35,00
36	0,5	0,5	1,0	36,00
37	0,5	0,5	1,0	37,00
38	0,5	0,5	1,0	38,00
39	0,5	0,5	1,0	39,00
40	0,5	0,5	1,0	40,00
41	0,5	0,5	1,0	41,00
42	0,5	0,5	1,0	42,00
43	0,5	0,5	1,0	43,00
44	0,5	0,5	1,0	44,00
45	0,5	0,5	1,0	45,00
46	0,5	0,5	1,0	46,00
47	0,5	0,5	1,0	47,00
48	0,5	0,5	1,0	48,00
49	0,5	0,5	1,0	49,00
50	0,5	0,5	1,0	50,00
51	0,5	0,5	1,0	51,00
52	0,5	0,5	1,0	52,00
53	0,5	0,5	1,0	53,00
54	0,5	0,5	1,0	54,00
55	0,5	0,5	1,0	55,00
56	0,5	0,5	1,0	56,00
57	0,5	0,5	1,0	57,00
58	0,5	0,5	1,0	58,00
59	0,5	0,5	1,0	59,00
60	0,5	0,5	1,0	60,00
61	0,5	0,5	1,0	61,00
62	0,5	0,5	1,0	62,00
63	0,5	0,5	1,0	63,00
64	0,5	0,5	1,0	64,00
65	0,5	0,5	1,0	65,00
66	0,5	0,5	1,0	66,00
67	0,5	0,5	1,0	67,00
68	0,5	0,5	1,0	68,00
69	0,5	0,5	1,0	69,00
70	0,5	0,5	1,0	70,00
71	0,5	0,5	1,0	71,00
72	0,5	0,5	1,0	72,00
73	0,5	0,5	1,0	73,00
74	0,5	0,5	1,0	74,00
75	0,5	0,5	1,0	75,00
76	0,5	0,5	1,0	76,00
77	0,5	0,5	1,0	77,00
78	0,5	0,5	1,0	78,00
79	0,5	0,5	1,0	79,00
80	0,5	0,5	1,0	80,00

CONFIDENCE 80-878

Co STATISTIK DER VERTEILUNG IN DEN FREIQUENZKATEGORIEN, STEIFELLEN-FORMATION

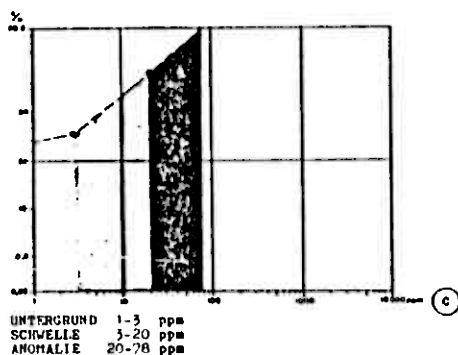


CODE	0	100	200	300	400	500	600	700	FREQ
0-9	1	1	1	1	1	1	1	1	(642)
10-19	1	1	1	1	1	1	1	1	(47)
20-29	1	1	1	1	1	1	1	1	(7)
30-39	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
40-49	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
50-59	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
60-69	1	1	1	1	1	1	1	1	(0)
70-79	1	1	1	1	1	1	1	1	(1)

MAXIMUM 78

CODE	0	100	200	300	400	500	600	700	FREQ
0-9	1	1	1	1	1	1	1	1	(642)
10-19	1	1	1	1	1	1	1	1	(47)
20-29	1	1	1	1	1	1	1	1	(7)
30-39	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
40-49	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
50-59	1	1	1	1	1	1	1	1	(2)
60-69	1	1	1	1	1	1	1	1	(0)
70-79	1	1	1	1	1	1	1	1	(1)

MAXIMUM 78



Anlagenverzeichnis

- Anl. 1 Geologische Karte der Grube Repparfjord und ihrer Umgebung, 1 : 10.000
- Anl. 2 Querprofil zur geologischen Karte (Anl.1), 1 : 10.000
- Anl. 3 Tektonische Karte der Grube Repparfjord und ihrer Umgebung, 1 : 6.024
- Anl. 4 Tektonisches Blockbild der Grube Repparfjord und ihrer Umgebung, 1 : 5.000
- Anl. 5 Geologische Karte der Grube Repparfjord, 1 : 2.000
- Anl. 6 Geochemische Karte Cu der Grube Repparfjord, 1 : 4.255
- Anl. 7 Geochemische Karte Ni der Grube Repparfjord, 1 : 4.255
- Anl. 8 Geochemische Karte Pb der Grube Repparfjord, 1 : 4.255
- Anl. 9 Geochemische Karte Zn der Grube Repparfjord, 1 : 4.255
- Anl. 10 Geochemische Karte Co der Grube Repparfjord, 1 : 4.255
- Anl. 11 Geochemische Karte Cu der Grube Repparfjord und ihrer Umgebung, 1 : 10.000