

Bericht über die geologischen Geländearbeiten  
vom 27.6-27.10.1978 im Bereich der Kupferlager-  
stätte Repparfjord, Finnmark, Norwegen.

Von  
B.Stribrny

## INHALTSVERZEICHNIS

1.	Einleitung .....	S.	1
2.	Die Kartierung .....	S.	2
2.1	Die Magerfjell-Gruppe .....	S.	3
2.2	Die Saltvann-Gruppe .....	S.	3
2.2.1	Die Steinfjell-Formation .....	S.	4
2.2.2	Die Djupelv-Formation .....	S.	6
2.2.3	Die Fiskevann-Formation .....	S.	6
2.3	Intrusionen .....	S.	6
2.4	Schlote .....	S.	7
2.5	Quartär .....	S.	9
3.	Tektonik .....	S.	10
3.1	Die Faltung .....	S.	10
3.2	Die Schollentektonik .....	S.	12
3.3	Die spezielle Tektonik der Grubenregion ..	S.	13
4.	Die Tunnelkartierung .....	S.	14
5.	Mineralogie und Lagerstättenkunde .....	S.	15
6.	Literaturverzeichnis .....	S.	15

## 1. EINLEITUNG

Im Juli 1978 begann ich meine Promotionsarbeit mit dem Thema:

Zur Geologie und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens am Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark, Norwegen.

Vergeben und betreut wird die Arbeit von Prof. H. Urban, Institut für Geochemie und Lagerstättenkunde der J.W. Goethe-Universität, Frankfurt am Main.

Die Durchführung der Arbeit wird durch die großzügige technische und finanzielle Unterstützung von Folldal Verk A/S ermöglicht. Mein besonderer Dank hierfür gilt den Direktoren Husum und Paulsen sowie dem Prospektionschef Heim.

Aufgabe und Ziel der Arbeit ist es, die Genese der Lagerstätte in einem umfassenden geologischen Rahmen zu untersuchen und zu klären. Für die Fertigstellung der Arbeit ist ein Zeitraum von mindestens zwei Jahren geplant, wobei sich die Geländearbeit auf die zwei Sommer verteilt. Der Geländeaufenthalt dieses Jahres stellt also den ersten Teil dieser Untersuchungen dar. Infolgedessen sind die im vorliegenden Bericht dargestellten Ergebnisse lediglich eine Vorinformation, die bis zum Abschluß der Arbeit noch überarbeitet, erweitert und ergänzt werden wird.

Folgende Teilergebnisse ergab die diesjährige Geländearbeit:

## 2. DIE KARTIERUNG

Regionalgeologisch liegt das Kartiergebiet im NE-Teil des Komagfjordfensters. Das Komagfjordfenster ist ein tektonisches Fenster, das von den Kaledoniden überlagerte präkambrische Gesteine aufschließt.

Grundlage der geologischen Untersuchungen bildet die geologische Karte, die im Maßstab 1:5000 aufgenommen wurde. Kartiert wurden bisher ca. 15 qkm. Sie umfassen das Grubengebiet und dessen nähere Umgebung.

Folgende stratigraphische und lithologische Einheiten wurden auskartiert:

---

Hangschutt, Böden ungegliedert

### QUARTÄR

Moränen

---

Intrusiva

Extrusiva

---

Fiskevann - Formation

### PRÄKAMBRIUM

Saltvann-Gruppe Djupelv-Formation

Steinfjell-Formation

---

Angelvann-Formation

Magerfjell-Gruppe

Markfjell-Formation

---

(Nomenklatur und Gliederung nach PHARAO 1976.)

Diese Gliederung konnte im Kartiergebiet bestätigt werden.

## 2.1 DIE MAGERFJELL-GRUPPE

REITAN (1963) gab den Grünsteinen an der Basis seiner Repparfjord-Gruppe den Namen Holmvann-Formation. PHARAO (1976) übernahm diese Bezeichnung nicht. Er führte den neuen Begriff Magerfjell-Gruppe ein, die er in die Markfjell- und Angelvann-Formation teilt. Beide Autoren halten diese Grünsteine für die ältesten Schichten des Komagfjordfensters.

Im Kartiergebiet ist die Untergrenze der Magerfjell-Gruppe nicht aufgeschlossen. Auch im gesamten Fenster treten nach den bisherigen Bearbeitern keine älteren Schichten auf.

Die Obergrenze der Magerfjell-Gruppe zu den jüngeren Sedimenten der Saltvann-Gruppe ist im Untersuchungsgebiet tektonisch überprägt. Eine Altersbeziehung zwischen den beiden Gruppen kann nur an Hand der tektonischen Gesamtsituation abgeleitet werden. Eine Gesamtmächtigkeit der Magerfjell-Gruppe läßt sich nicht angeben. Im Kartiergebiet streicht ein ca. 600m mächtiger Teil dieser Serie aus.

Petrographisch setzt sich die Magerfjell-Gruppe aus schwach metamorphen Vulkaniten zusammen. Meist sind es subaquatisch geförderte Laven, zum Teil mit Kissenstrukturen (pillow-structures), in die gut geschichtete Tuffe und Tuffite eingelagert sind. Mikroskopische Untersuchungen an Dünnschliffen zur genaueren petrographischen Bestimmung der Gesteine wurden noch nicht durchgeführt.

## 2.2 DIE SALTVANN-GRUPPE

REITAN (1963) führte den Begriff Saltvann-Gruppe ein und untergliederte diese Gruppe in die Steinfjell-, Djupelv- und Fiskevann-Formation. Diese Gliederung wurde sowohl von PHARAO (1976) als auch für diese Kartierung übernommen.

Die Sedimentserie der Saltvann-Gruppe ist tektonisch begrenzt. Sie bildet ein Synklinorium, das sowohl im SE als auch im NW an aufgeschobene Grünsteine der Magerfjell-Gruppe grenzt.

Die Gesamtmächtigkeit der Saltvann-Gruppe beträgt etwa 800-900m.

Die Saltvann-Gruppe besteht zum größten Teil aus schwach metamorphen, klastischen Sedimenten der Sand- und Kieskorngroße. Die älteste Formation dieser Gruppe, die Steinfjell-Formation wird überwiegend aus sandigen Sedimenten aufgebaut. Die Obergrenze dieser ca. 400m mächtigen Serie bildet ein lithologischer Wechsel der Sedimente. Nach einem ca. 20m mächtigen Übergangsbereich mit Wechsellagen von groben Konglomeraten und Sand- und Siltsteinen setzen die ca. 250m mächtigen Grünsteinkonglomerate der Djupelv-Formation ein. Diese Konglomerate werden im Hangenden durch ca. 30m mächtige Metaquarzite begrenzt, welche die Rhyolitkonglomerate der Fiskevann-Formation mit ca. 150m Mächtigkeit unterlagern. Die Obergrenze der Fiskevann-Formation und damit auch die der Saltvann-Gruppe ist, wie erwähnt, eine Aufschubung von Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe. Da die Kupfermineralisierung des Ulveryggen in den Gesteinen der Steinfjell-Formation auftritt, standen diese im Mittelpunkt der Untersuchung und werden im folgenden etwas ausführlicher beschrieben.

#### 2.2.1 DIE STEINFJELL-FORMATION

Petrographisch stellt die Steinfjell-Formation eine recht monotone Serie von schwach metamorphen, feldspatführenden Quarziten dar. In die hauptsächlich mittel- bis grobsandigen Schichten sind häufig konglomeratische Lagen der Fein- bis Mittelkieskorngroße eingeschaltet. Vereinzelt treten auch feiner klastische, feinsandige bis siltige Lagen auf, deren Feinmaterial zum Teil vulkanogenen Ursprungs sein kann.

Die Gerölle der gröberen Fraktionen sind kanten- bis schlechtgerundet oder ungerundet.

Mit Ausnahme der konglomeratischen Horizonte sind die

Sedimente gut sortiert. Der geringe Materialwechsel und die fast durchweg ausgebildete, großdimensionierte Schrägschichtung geben dem meist dickbankigen Gestein ein massiges Aussehen. Die einzelnen schichtungsbedingten Bankoberflächen mit durchschnittlich 0,3-1m Abstand treten deutlich als Trennflächen auf.

Als deutliche Sedimentstruktur sind in der gesamten Serie bogige Schrägschichtungsblätter zu finden. Die einzelnen Leeblätter sind in Abhängigkeit von der Sedimentbeschaffenheit und der Transportgeschwindigkeit im Größenbereich von 0,3-2m ausgebildet. Eine gradierte Schichtung des Materials ist sowohl innerhalb der Schrägschichtungsblätter, als auch innerhalb einzelner Bänke zu beobachten.

Fein- oder Rippelschichtung, die in den feinklastischen Lagen zu erwarten wäre, wurde bisher nicht gefunden. Die intensive Zerschierung dieser inkompetenten Gesteine durch die erste und zum Teil auch zweite Schieferung ist dafür verantwortlich.

Die Gesteinsfarbe schwankt in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung sowie deren Beeinflussung durch Metamorphose und Verwitterung.

Die Materialabhängigkeit der Gesteinsfarbe läßt sich besonders gut an gradierten Schichten beobachten. Sie zeigen einen Übergang von gröberen, feldspat- und quarzreicheren, hellgrauen Lagen zu feinkörnigen, glimmer- und schwermineralreicheren, dunkelgrauen Partien.

Besonders stark wirken sich die unterschiedlichen Oxydationsstufen des Eisens auf die Gesteinsfarbe aus. So fallen besonders die durch dreiwertiges Eisen rot-violett gefärbten und die durch zweiwertiges Eisen blaß blau-grün gefärbten Bereiche auf.

Zonen mit verblaßten Gesteinsfarben, die auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind, beschränken sich auf die

Oberflächenbereiche von natürlichen Aufschlüssen, außerdem auf tektonische Bahnen, in denen Verwitterungserscheinungen begünstigt durch die Zerrüttung des Gesteins auch in größerer Tiefe zu beobachten sind. Eine deutliche Aufhellung des Gesteins läßt sich in den kontaktmetamorph veränderten Bereichen um die vielen Kleinintrusionen beobachten, die auf eine Veränderung der Felspäte zurückzuführen ist.

#### 2.2.2 DIE DJUPELV-FORMATION

Die beiden konglomeratischen Formationen der Saltvann-Gruppe unterscheiden sich in ihrer Komponentenzusammensetzung.

In der Djupelv-Formation treten hauptsächlich Grünsteingerölle neben Quarz-, Chalcedon- und Karbonatgeröllen auf, die in einer sehr feinkörnigen, glimmerreichen Matrix liegen. Vereinzelt zwischengelagerte, bis zu 0,5 m mächtige Sand- und Grobsandlagen, die zumeist schnell auskeilen, sowie ein paar Karbonathorizonte ermöglichen das Erkennen der Schichtung in dem sehr stark durch die erste Schieferung zerscherten Gestein. Selbst mechanisch kompetente Gerölle sind durch die Schieferung ausgelängt und fein zerklüftet.

#### 2.2.3 DIE FISKEVANN-FORMATION

Die schwach metamorphen Konglomerate der überlagernden Fiskevann-Formation werden durch zahlreiche Vulkanitgerölle mit rhyolithischer Zusammensetzung charakterisiert. Die Basis der Fiskevann-Formation bilden meist schräggeschichtete Metaquarzite, die mit Zunahme von größeren Komponenten allmählich in die Konglomerate überleiten.

#### 2.3 INTRUSIONEN

Im gesamten Kartiergebiet trifft man auf Intrusionen, welche die oben beschriebenen Serien durchsetzen.



Die einzelnen Intrusivkörper sind generell an tektonische Störungszonen gebunden. Zum Teil sitzen sie perlschnurartig auf diesen Schwächezonen. Ihre räumliche Ausdehnung ist recht unterschiedlich und reicht von kleinen 10-20 m langen, elliptisch begrenzten Körpern bis zu mehr als 3 km langen und 50 m breiten gangartigen Intrusionen.

Bei diesen Intrusionen handelt es sich durchweg um Metabasite.

Die kleineren, relativ schneller abgekühlten Intrusionen sind meist feinkristallin und dicht, während die größeren Körper bis auf den Kontaktbereich aus gröber kristallinem, Gestein aufgebaut sind. Die feinkristallinen Abschreckungsränder sind bis zu 2 m mächtig, das Nebengestein zeigt bis zu einer Breite von 4-5 m kontaktmetamorphe Veränderungen.

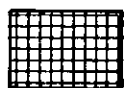
Eine mikroskopische Untersuchung an Dünnschliffen konnte bisher noch nicht durchgeführt werden.

#### 2.4 SCHLOTE

Im Untersuchungsgebiet und dessen näherer Umgebung gibt es drei Schlote, die diskordant die Sedimente der Steinfjell-Formation durchschlagen.

Der erste liegt im Zentrum der Lagerstätte. Er ist sowohl im Tagebau John als auch im Transporttunnel aufgeschlossen. Der fast senkrecht einfallende Schlot bildet eine Winkeldiskordanz von ca.  $20^{\circ}$  zu den durchschnittlich  $70^{\circ}$  steil einfallenden Metaquarziten.

Siehe Abbildung 1.



Pyroklastit



Metaqarzit

Blick vom Rand des Steinbruchs in den Tagebau John.

Der gesamte Schlot hat eine streichende Länge von 500 m und eine Breite von 60 m.

Der zweite Schlot liegt ca. 400 m SE vom John-Schlot auf dem gegenüberliegenden Talhang der Vestre Ariselv. Er ist etwa ebenso groß wie der John-Schlot, wenngleich seine genauen Umgrenzungen auf Grund der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse nur ungefähr auskartiert werden können.

Der dritte Schlot liegt ca. 3 km WSE der beiden oben erwähnten Schlote im Paul Felt. Mit ca. 200 m Länge und 80 m Breite ist der elliptische Schlot etwas kleiner als die beiden anderen.

Alle Schlote bestehen aus pyroklastischem Material, dessen Zusammensetzung jedoch recht unterschiedlich ist. Makroskopisch lassen sich sehr feinkörnige, dichte Gesteine von konglomeratartigen, fragmentreichen Pyroklastika unterscheiden. Da die gröberen Partien die feiner klastischen zum Teil durchschlagen, läßt sich ein zeitliches Nacheinander in der Förderung des unterschiedlichen Materials festlegen.

Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen zur genauen Bestimmung der verschiedenen Gesteine und Gesteinsfragmente sind geplant.

#### 2.4 QUARTÄR

Die quartären Lockergesteine lagern im tektonischen Koagfjordenfenster direkt auf dem Präkambrium. Gesteine, die einen dazwischenliegenden Zeitraum repräsentieren könnten, sind bisher nicht bekannt.

Regionale Verbreitung:

Weite Teile, vor allem die höheren Lagen des Kartiergebietes sind frei von quartären Deckschichten, da die geographische Lage und die dort vorherrschenden, klimatischen Verhältnisse nur in den geschützten Tallagen chemische Verwitterung und Bodenbildung zulassen. Die Morphologie und Oberflächenbedeckung ist deshalb noch stark von den Spuren der letzten quartären Vereisung und deren Abtragungsprodukten sowie von physikalischen Verwitterungsbildungen geprägt.

Die quartären Lockergesteine werden deshalb zunächst grob in zwei Kartiereinheiten gegliedert.

- 1.) Glaziale Bildungen, Grund- und Seitenmoränen sowie bereits umgelagertes Moränenmaterial.
- 2.) Jüngere Lockergesteinsbildungen, Hangschutt, Schuttkegel kleinerer Nebentäler und Bodenbildungen.

### 3. TEKTONIK

Der Gebirgsabschnitt des Untersuchungsgebietes wurde von zwei dominierenden Deformationen geprägt. Nach einer alpinotypen Faltung karelischen Alters wurde er von einer germanotypen Schollentektonik deformiert. Diese Schollentektonik wurde durch eine großregionale, flachwellige Faltung verursacht, die mit der kaledonischen Gebirgsbildungsperiode und deren Deckenüberschiebungen in Verbindung steht.

#### 3.1 DIE FALTUNG

Bereits in der Feldsaison 1977 wurde ein geologisch-tektonisches Profil des gesamten Fensters aufgenommen und im entsprechenden Feldbericht beschrieben.

Das tektonische Fenster schließt im Zentralteil ein Synklinorium auf, das randlich in zwei Antiklinorien überleitet. Die beiden Antiklinorien werden jedoch bereits teilweise von der kaledonischen Decke überlagert.

Das diesjährige Kartiergebiet umfaßt den zentralen Teil dieses Synklinoriums.

Die einzelnen Faltenzüge bilden einen fast symmetrischen Vergenzfächer. Dieser gliedert sich in einen monoklin, NW-vergenten Südostteil und einem rhombisch gefalteten Zentralteil. Der nordwestliche Teil ist monoklin, SE-vergent gefaltet. Der lithologische Wechsel von den Quarziten zu den mechanisch anders reagierenden Konglomeraten bedingt, daß der Nordwestteil weniger deutlich ausgebildet ist. Im Gegensatz zu den vollständig entwickelten Biegefallen der Quarzite reagierte das inkompetentere, konglomeratische Gestein in Form von intensiver Schieferung, Zerschierung und Scherfaltung auf den einengenden Gebirgsdruck.

Abbildung 2 zeigt eine Biegefalte in den Quarziten.

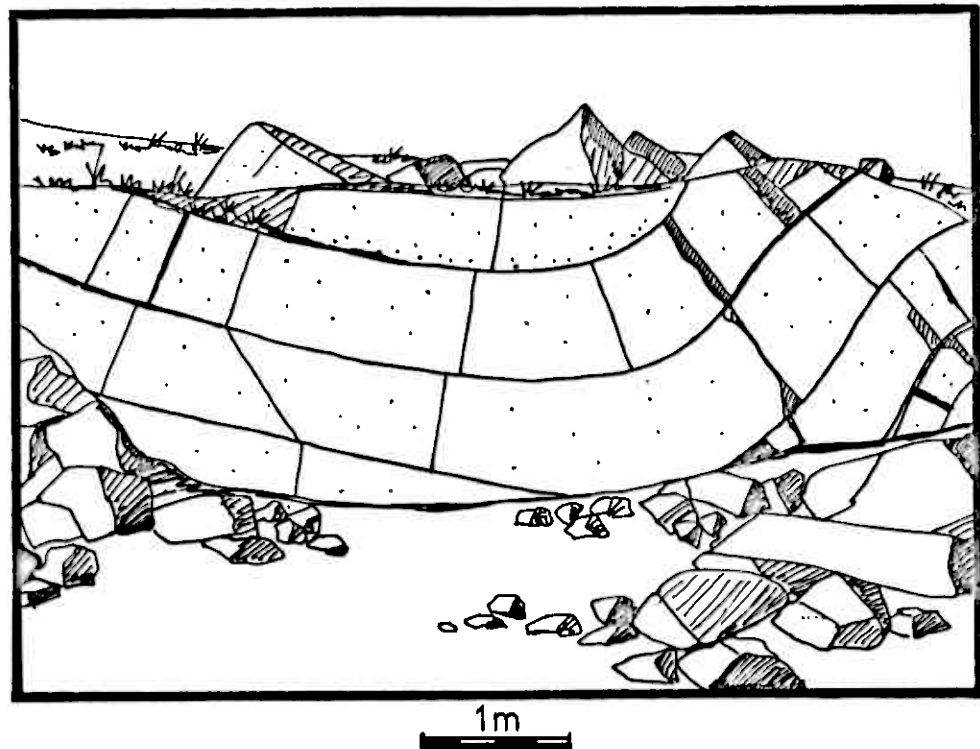


Abbildung 2

Ein Profil durch den oben beschriebenen Gebirgsabschnitt zeigt Anlage 1.

Die Einengung in Richtung des tektonischen Transportes parallel der a-Achse führt zur Faltung des Gebirges um die Faltenachsen B, die rechtwinklig zu a liegen. Die c-Achse gibt die Vergenz der Faltenachsenfläche an, in rhombischen Falten steht sie rechtwinklig auf a und b, in vergentem Falten bildet sie nur mit der B-Achse einen rechten Winkel, ihr Winkel zur a-Achse ist der Vergenzwinkel.

Resultierend aus der Einengung senkrecht zu B dehnte sich der Gebirgskörper parallel zur B-Achse aus. Im Gestein führten diese Dehnungsspannungen zu Sprung- und Kluftsystemen, die sich nach ihrer räumlichen Orientierung in ac-Dehnungsklüfte und hkO-Diagonalklüfte einteilen lassen.

Ein Faltenmodell (Anlage 2) verdeutlicht die Raumlage dieser Gefügeelemente.

Im Kartiergebiet dominieren die hkO-Diagonalklüfte. An diesen paarigen Scherklüften fanden vorwiegend Blattverschiebungen und Abschiebungen statt, die das sich faltende Gebirge in Schollensysteme mit dreieckig oder rautenförmig begrenzten Einzelschollen zerlegten. Die unpaaren, senkrecht zur B-Achse und meist steil stehenden ac-Klüfte treten nur vereinzelt als Schollenbegrenzungen auf, wenngleich sie im kleineren Bereich als häufiges Gefügeelement deutlich ausgebildet sind. Die dreieckigen oder rautenförmigen Einzelschollen führten bei zunehmender Einfaltung formbedingt sowohl Kipp- als auch Rotationsbewegungen aus, die zu Schrägauf- und Abschiebungen mit Schleppungen und Spezialfaltungen führten. Bei guten Aufschlußverhältnissen läßt sich dieser Bewegungsmechanismus bis hin zu den internen Rotationsbewegungen einzelner Schollen rekonstruieren.

### 3.2 DIE SCHOLLENTEKTONIK

Dieser komplizierte Gebirgsbau wurde einer zweiten, jüngeren Deformation unterworfen, die in Verbindung mit der kaledonischen Gebirgsbildung und deren weiträumigen Deckenüberschiebungen steht. Diese ebenfalls einengende Deformation traf auf ein bereits gefaltetes und deshalb stabilisiertes Gebirge, das unterstützt durch die relativ hohe Kompetenz der Gesteine nicht ein zweites Mal gefaltet werden konnte. Dieser Gebirgsabschnitt wurde deshalb nur von einer germanotypen Schollentektonik überprägt.

Diese jüngere Einengungsrichtung stimmte mit der des karelischen Faltenbaues nahezu überein. Dadurch kam es vor allem an präexistierenden Störungs- und Schwächezonen, wie zum Beispiel an den großen Schollengrenzen, zu neuen Bewegungen und Dislokationen. Das karelische Interngefüge einzelner Schollen blieb mehr oder weniger unbe-

einflußt. Nur die Lage einzelner Schollen oder Schollensysteme zueinander wurde beeinträchtigt.

Die kaledonische Deformation zeigt sich deshalb vor allem im größer regionalen Bereich. Hier lassen sich weiträumige Verbiegungen und Knickzonen der karelischen Faltenzüge beobachten, die nur im überregionalen Bereich in Zusammenhang zu bringen sind. Eine genetische Verbindung dieser Faltenachsenumbiegungen mit einer generalen Aufbeulung der gesamten Fensterregion ist anzunehmen. Diese führte letztlich zu deren tektonischer Sonderstellung.

### 3.3 DIE SPEZIELLE TEKTONIK DES GRUBENGEBIETES

Bereits in der letztjährigen Feldsaison wurde der tektonische Bau der Grube im Detail aufgenommen, in einem dreidimensionalen Paneeldiagramm dargestellt und im Bericht beschrieben.

In diesem Jahr wurde das Untersuchungsgebiet erweitert, da einzelne Besonderheiten des tektonischen Baustils erst im größeren Zusammenhang erkannt und dargestellt werden können.

Um den komplizierten Faltenbau veranschaulichen zu können, wurde ein dreidimensionales Blockbild im Maßstab 1:5000 angefertigt (Anlage 3).

Das Blockbild zeigt im SW eine Mulde und einen Sattel, in dessen NW-Flanke zur Bildmitte nach NE die Lagerstätte liegt. Von SW nach NE kompliziert sich dieser Sattel durch die von NE einfingernden Mulden in Spezialsättel bis zu der NNE-SSW streichenden Schollengrenze. Die benachbarte NE-Scholle fällt in diesem Teil ohne spezielle Faltenstrukturen mit durchschnittlich  $60^{\circ}$  nach SE ein. An dieser Schollengrenze endet neben den Spezialfalten auch der bisher bekannte Bereich der Mineralisierung.

#### 4. DIE TUNNELKARTIERUNG

In dieser Feldsaison wurde mit der Kartierung des insgesamt ca. 3 km langen Transporttunnels begonnen, der für den Erzabtransport von NE bis unter die Lagerstätte angelegt wurde. Bisher wurde die hintere Tunnelstrecke, die direkt unter den Tagebauen liegt, im Maßstab 1:500 zusammen mit dem eingemessenen tektonischen Inventar kartiert.

Die Kartierung ergab folgende Ergebnisse:

Größere, an der Oberfläche kartierte Strukturen lassen sich mit den im Tunnel aufgeschlossenen Strukturen korrelieren.

So wird zum Beispiel die Muldenumbiegung, in deren Zentralteil der John-Schlot liegt, auch im Tunnel angeschnitten. Der SE Rand des Schlotes ist ebenfalls aufgeschlossen. Dadurch läßt sich sein steiles Einfallen mit  $85^{\circ}$  nach SE gut konstruieren. Dieses Einfallen entspricht etwa dem der Faltenachsenflächen dieses Gebirgsabschnittes. Somit liegt der Schlot in einer tektonisch vorgezeichneten Bahn parallel der relativen Schwächezone im Bereich der Faltenumbiegung.

Außerdem lassen sich an der Oberfläche als morphologische Depression ausgebildete und meist mit Verwitterungsschutt überdeckte Störungszonen und Schollengrenzen mit bis zu 4 m breiten Zerrüttungszonen im Tunnel verbinden.

Die Tunnelkartierung ermöglicht außerdem eine gezielte Probenentnahme in dem frischen, unverwitterten Material. Hierbei fielen besonders einige 0,1-0,4 m mächtige karbonatführende und zum Teil auch erzführende Gänge auf, die in den oberflächennahen Bereichen bereits weggelöst sind.



## 5. MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENKUNDE

Neben der Untersuchung der geologischen Gesamtsituation liegt das Schwergewicht der Arbeit auf der Klärung der Prozesse, die zur Bildung der Kupfermineralisierung am Ulveryggen führten.

Grundlage bildet auch hierfür die geologische Kartierung und die kleintektonische Aufnahme des Gebietes. Sie ermöglichen, die Ergebnisse der weiterführenden Untersuchungen an dem gesammelten Probematerial in dem geographischen und geologischen Rahmen zu orientieren. Diese Proben werden zunächst an Hand von Dünn- und Anschliffen im Durch- bzw. Auflichtmikroskop untersucht. Bis zum Abschluß dieses Arbeitsabschnittes können noch keine vorgreifenden Beobachtungen oder gar Aussagen und Ergebnisse über die komplizierten Zusammenhänge zwischen den petrographischen Gesteinszusammensetzungen, den faziellen und sedimentologischen Bedingungen, den Mineralführungen sowie deren Beeinflussung oder Förderung durch Metamorphose, Magmatismus und Verwitterung beschrieben werden.

## 6. LITERATURVERZEICHNIS

PHARAO (1976)

REITAN (1963)

Frankfurt/M., den 2.1.1979

*Bernhard Stribrny*

B.Stribrny