

Bericht

zu den Feldarbeiten

in der Umgebung der Tverfjell - Lagerstätte

Dr. Ralf Krupp und Gabriele Jähne

Sommer 1981

## INHALTSVERZEICHNIS

<u>1. Vorbemerkungen</u> .....	1
<u>2. Gesteinsabfolge und -fazies</u> .....	2
2.1. Einführung .....	2
2.2. Gulaschiefer .....	2
2.3. Gesteine der Störengruppe .....	3
2.4. Höhermetamorphe Gesteine .....	7
<u>3. Tektonik</u> .....	8
3.1. Einführung .....	8
3.2. Isoklinalfalten (F1) .....	8
3.3. Zweite Faltungsphase (F2) .....	12
3.4. Hypothetische Überschiebungsbahn zwischen den Gulaschiefern und den Gesteinen der Störengruppe .....	15
3.5. Aufschiebung der Störengruppe auf höhermetamorphe Gesteine .....	15
3.6. N - S - streichende Störungen .....	16
<u>4. Schlußfolgerungen</u> .....	18

## 5. Anlagen

Anlage 1: Geologische Karte

Anlage 2: Karte der Aufschlüsse

Anlage 3: Tektonische Karte

Anlage 4: Karte der Isoklinalfoliationen

Anlage 5: Karte der B2-Faltenachsen

Anlage 6: Querprofil A - B

Anlage 7: Querprofil C - D

Anlage 8: Querprofil E - F

## 1. VORBEMERKUNGEN

Zweck der im Sommer 1981 begonnenen Detailkartierung ist die Klärung der geologischen Situation in der Umgebung der Tverfjell-Lagerstätte. Die Untersuchungen sollen einerseits dazu dienen, die geologischen Rahmenbedingungen für die Bildung der Lagerstätte zu erarbeiten, also eine Rekonstruktion der Situation vor der tektonischen Überprägung und Metamorphose zu liefern, da die Kenntnis dieser Bedingungen grundlegende Bedeutung für die Exploration der weiteren Umgebung der Lagerstätte hat. Andererseits sollen die Auswirkungen der postkaledonischen N-S-gerichteten Bruchtektonik im Rahmen der Kartierung geklärt werden, um die Suche nach der östlichen Fortsetzung des Tverfjell-Erzkörpers, der durch eine solche Störung abgeschnitten ist, durch neue Informationen zu unterstützen.

Die Kartierung erfolgte auf Karten im Maßstab 1:25 000, der besten zur Zeit verfügbaren Kartengrundlage. Dabei konnte in Teilgebieten zur genaueren Orientierung auf ein noch existierendes, abgestecktes Meßnetz vorangegangener geophysikalischer Messungen zurückgegriffen werden. Die Lagegenauigkeit der geologischen Karteneintragungen sollte daher in der Regel besser als  $\pm$  50m sein.

Da jedoch auch das Meßnetz mit Lagefehlern der gleichen Größenordnung ( $\pm$  50m) behaftet ist, muß in einzelnen Fällen mit größeren Abweichungen der Karteneintragungen gerechnet werden. Das gleiche gilt für Gebietsanteile, in denen das Netz nicht bzw. nicht mehr vorhanden ist.

Das Kerngebiet der Untersuchungen umfaßt den Bereich Tverfjell-Hjerkinnhöi-Gamle Kongeveien-Höghaug und den östlichen Teil des Storandvegen, wobei sich in Einzelfällen die Untersuchungen auch über dieses Gebiet hinaus erstreckten.

Die Aufschlußverhältnisse im Untersuchungsgebiet sind recht unterschiedlich: Während in Bacheinschnitten und exponierten Gipfelbereichen weitgehend gute Aufschlüsse anzutreffen sind, treten auch ausgedehnte Bereiche ohne Aufschlüsse auf, insbesondere weite schotterbedeckte Verebnungsflächen sowie Gebiete mit Hochmoorbedeckung (siehe Aufschlußkarte, Anlage ).

## 2. GESTEINSABFOLGE UND -FAZIES

### 2.1. EINFÜHRUNG

Die Gesteine in der Umgebung der Tverfjell-Lagerstätte können grob in drei größere Einheiten unterteilt werden:

- die Gulaschiefer
- die Gesteine der Störengruppe sowie
- die höhermetamorphen Gesteine im NW des Gebietes

Es ist bei diesen Gesteinsserien noch nicht geklärt, welche Einheiten die älteren bzw. die jüngeren sind und ob die Gesteinsserie normal oder invers lagert.

### 2.2. GULASCHIEFER

Die Gulaschiefer treten nur im S des Arbeitsgebietes auf und bestehen aus einer sehr monotonen Serie von Kalkphylliten mit einzelnen, mehr quarzitischen Lagen sowie Aufarbeitungs- und Geröllhorizonten.

Teilweise zeichnen sich die Gulaschiefer auch durch einen Gehalt an Graphit und feinverteiltem Sulfid aus.

Der Übergangsbereich der Gulaschiefer zu den Gesteinen der Störengruppe ist im untersuchten Gebiet nirgendwo aufgeschlossen, sodaß die Natur dieser Grenze vorerst nicht geklärt werden konnte.

Jedoch handelt es sich wohl in keinem Fall um eine normale, stratigraphische Abfolge (siehe auch Kap. 3.4.).

### 2.3. GESTEINE DER STÖRENGRUPPE

#### Hjerkinnkonglomerat Serie

Die ersten ( nicht unbedingt die ältesten ) Gesteine, die hier zur Störengruppe gezählt werden sind die Begleitgesteine des Hjerkinnkonglomerates. Es handelt sich hierbei hauptsächlich um graue, quarzreiche Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer, die das mehrere Meter mächtige, polymikte Hjerkinnkonglomerat unter- und überlagern. Bei den Glimmerschiefern handelt es sich möglicherweise um ehemalige relativ sandige Sedimente terrigener Herkunft.

Das Konglomerat selbst enthält teilweise über 10 cm dicke, recht gut gerundete Gerölle, die überwiegend aus Milchquarz, aber auch aus granitoiden Gneissen, Quarziten, Marmor (rekristallisierten Kalksteingeröllen) und einigen weiteren noch nicht identifizierten Gesteinstypen, evtl. auch Keratophyren, bestehen.

Besonders Quarzitgerölle sind häufig weniger stark deformiert und lassen noch deutlich die gute Zurundung erkennen. Es könnte sich evtl. um ein ehemaliges Brandungskonglomerat, vielleicht um ein Transgressionskonglomerat handeln, welches dann im Bereich einer relativ steilen Küstenlinie gebildet sein müsste.

#### Marmorbänderschiefer

Über dieser Abfolge folgt eine Serie sogenannter Marmorbänderschiefer. Bei diesen Gesteinen fällt die deutlich grüne Gesamtfarbe auf, die vor allem durch einen Gehalt von Chlorit verursacht wird.

Diese Gesteine enthalten häufig auch mehr quarzitische Partien, sodass mit einem beigemischten klastischen Sedimentanteil gerechnet werden muss.

Die sog. Marmorbänder verlaufen keineswegs parallel zu sonstigen ehemaligen Schichtungsmerkmalen sondern quer hierzu. Es wird daher angenommen, dass es sich um ehemalige lateralsekretionär gebildete Kluftfüllungen handelt, die metamorph rekristallisiert sind.

Der oft hohe Anteil an grünen Bestandteilen lässt möglicherweise auf eine Beimengung von aufgearbeitetem basaltischen Material schliessen.

### Vulkanitführende Serie ( I )

Im tektonisch Hangenden der Marmorbänderschiefer folgt dann im SE des Gebietes eine Serie, die grösstenteils aus Wechsellagerungen teilweise sehr dünner amphibolitischer Horizonte mit verschiedenen, meist quarzreichen chloritischen Schiefern aufgebaut wird.

In dieser Serie treten häufiger auch amphibolitische Horizonte auf, die einen teilweise sehr hohen Magnetit- und / oder Sulfidanteil (Pyrit) enthalten und meistens von kieseligen Lagen (cherts) begleitet werden. In einzelnen Fällen treten auch dünne massive Sulfidbänder auf ( bes. im 2. Bach E der Hjerkinn Fjellstua ). Bei diesen dünnen amphibolit. Horizonten muss man wohl davon ausgehen, dass es sich um ehemalige basaltische Tuffe oder auch verdriftete feinkörnige Erosionsprodukte basaltischer Gesteine handelt.

Die Sulfid-/ Magnetit-/ chert-Horizonte müssen in jedem Fall als Produkte thermaler submariner Mineralisationsphasen aufgefaßt werden.

Weiter im SW des Gebietes scheinen die amphibolitischen Gesteine gegenüber den quarzreichen Chlorit-Serizit-Schiefern zurückzutreten, teilweise sind auch Übergänge zu Granatglimmerschiefern zu beobachten. Nach NW und N hin dominieren aber eindeutig amphibolitische Gesteine. Die Grenzen der hier genannten Gesteine zueinander sind also in vielen Fällen keine reinen Schichtgrenzen sondern Faziesgrenzen .

### Quarzit I

Der untere Quarzit ( Quarzit I ) ist nicht kompakt sondern enthält viele dünne Zwischenlagen von phyllitischem Material.

Neben dem Hauptmineral Quarz zeigen die quarzitischen Lagen Beimengungen von Biotit. Zum Teil fällt auch ein Gehalt an Karbonaten auf, die unter metamorphen Bedingungen teilweise oder ganz zu Kalksilikaten reagiert haben. Die phyllitischen Lagen werden als pelitische Einschaltungen in ein sonst überwiegend sandiges Sediment interpretiert.

### Vulkanoklastische Serie ( II )

Über dem ersten Quarzit folgen zunächst etwas quarzitische Phyllite in einer nur geringen Mächtigkeit, die dann im E von mächtigen, im W fast auskeilenden Chlorit-Serizitschiefern überlagert werden. Dieser gleiche Typ von Schiefer tritt auch in anderen stratigraphischen Niveaus häufiger auf und hat seine grösste Verbreitung im Bereich der Hjerkinnhöi ( s.u. ).

Im Gebiet der südlichen Hjerkinnhöi gehen diese Schiefer faziesbedingt in eine Vulkanitbreccie über. Diese Breccie besteht aus einer Matrix von Sericitphylliten, die bei genauem Hinsehen Fragmente basischer und seltener auch saurer Vulkanite enthält. Die Fragmente können bis zu 20 cm gross werden und sind parallel zur Schieferung stark ausgeplättet. Bei den basischen Gesteinsfragmenten kann man teilweise noch Blasenfüllungen erkennen, teils haben die Gesteine auch eine dichte Struktur.

Vermutlich ist dieser auf der südlichen Hjerkinnhöi relativ dünnmächtige Horizont mit der breit ausstreichenden Vulkanitbreccie E und S Grönbakken korrelierbar. Dort ist diese Einheit besonders gut im Flussprofil der Svani aufgeschlossen. Diese Breccien werden als Erosionsprodukte von abgetragenen Vulkanbauten aufgefasst. In Richtung der Tverrfjell-Lagerstätte, also nach W bzw. SW hin sind diese Breccien nicht nachweisbar. Es ist wahrscheinlich, dass diese dort in die gebänderten Amphibolite übergehen, also eine fazielle Weiterentwicklung der gebänderten und daher umgelagerten Amphibolite darstellen.

Im Gebiet der südlichen Hjerkinnhöi folgt über dieser Breccie ebenfalls ein meist gebänderter Amphibolit, der nach E rasch auskeilt nach W in Richtung zur Lagerstätte und besonders nach N schnell an Mächtigkeit gewinnt. Die Amphibolite im Bereich des Tverrfjells und NE der Veslfall-brui und insbesondere die Amphibolite der Tverrfjell-Lagerstätte mit- samt dem Erzkörper, aber auch das grosse Amphibolitareal E Svana können hiermit korreliert werden.

Die Amphibolite sind sehr unterschiedlich ausgebildet: Es treten kompakte und homogene Gesteinstypen auf, die sicherlich basaltisches bis andesitisches Gestein in relativ unverändertem Zustand repräsentieren. Dann treten Gesteine mit ausgezogenen hellen Flecken auf, die entweder porphyrische Einsprenglinge oder, wahrscheinlicher, ehemalige Blasenfüllungen sind. Hiervon unterscheiden sich grundsätzlich die gebänderten Amphibolite, die sehr inhomogen sind, mit karbonatischen und auch phyllitischen Zwischenlagen. Bei diesem Gesteinstyp liegt wohl umgelagertes vulkanisches Material vor, welches z.T. mit anderen Sedimenten vermischt wurde, jedoch nicht in dem Maße, wie es für die Vulkanitbreccie angenommen wird.

Ein weiteres Gestein, welches in dieser Serie als schichtförmige Einlagerungen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit vorkommt und in einer räumlichen und genetischen Beziehung zu den Amphiboliten steht, zeichnet sich durch Lagen grosser (bis mehrere cm), idioblastischer Hornblendekristalle in einer hellen Matrix aus.

Die Frage nach dem Ausgangsmaterial ist problematisch, doch handelt es sich eventuell um Hyaloklastite, die metamorph rekristallisiert sind.

Innerhalb dieser Gesteinsserie wurde im Gipfelbereich des Tverrfjells eine Einschaltung eines relativ sauren Vulkanits festgestellt, der sich auf ca. 500 m Länge verfolgen liess und ca 20 bis 30 m mächtig ansteht. Dieser enthält an mafischen Bestandteilen überwiegend Biotit, ansonsten Quarz und Feldspat.

Der Erzkörper ist, bei Annahme normaler Lagerung, im liegenden Teil dieser Abfolge angesiedelt, tektonisch gesehen auf der Südflanke einer F2-Synform.

Die Granatglimmerschiefer, die im Liegenden des Erzkörpers verbreitet sind und auch sonst im W Teil des Untersuchungsgebietes häufig anzutreffen sind, scheinen in E, wohl ebenfalls faziesbedingt, zu fehlen.

Zusammenfassend ergäbe sich für die gesamte Abfolge von NW nach SE folgende vereinfachte Faziesentwicklung :

Homogener Amphibolit -- gebänderter Amphibolit -- Vulkanitbreccie -- Chlorit-Serizit-Schiefer, die eine zunehmende Vermischung von vulkanischem mit terrigenem Detritus repräsentiert. Diese Entwicklung steht auch in gutem Einklang zur Mächtigkeitsentwicklung der einzelnen Faziestypen von NW nach SE.

#### Quarzit II

Zum tektonisch Hangenden hin folgen dann zunächst wieder geringmächtige Chlorit-Sericit-Phyllite und schließlich ein zweiter Quarzithorizont, der dem Quarzit I in petrographischer Hinsicht völlig gleicht. Der einzige Unterschied besteht darin, daß im Quarzit II vielleicht die Wechsellagerung zwischen phyllitischen und quarzitischen Lagen regelmässiger, fast rhythmisch (im cm-Bereich) zu sein scheint.

#### Chlorit-Sericit-Phyllite und Karbonat-Chlorit-Sericit-Phyllite

Die Chlorit-Sericit-Phyllite bilden zusammen mit den Karbonat-Chlorit-Sericit-Phylliten ein mächtiges, relativ monotones Sedimentpaket, welches im Untersuchungsgebiet die obersten Teile des Gesteinskomplexes der Störengruppe bildet. Diese Gesteine sind vor allem im Bereich der Hjerkinnhöi sowie im äußersten Norden des Untersuchungsgebiets - nördlich und nordöstlich Höghaug - verbreitet.

Die Abfolge ist in den unteren Teilen zunächst karbonatfrei und führt dann weiter im (tektonisch) Hangenden, oft lagenweise angereichert, idioblastische Dolomitkristalle von einigen mm Größe, die öfter über 10% des Gesteins ausmachen. Außer dem Karbonatgehalt weisen die Gesteine makroskopisch keine Unterschiede auf. Es sind Chlorit-Sericit-Phyllite, die gelegentlich noch eine undeutliche Bänderung (Schichtung) zeigen. Häufig sind, parallel zur Bänderung, Lagen von Biotit zu erkennen, der meist mit der Basisfläche quer zur Schichtung gewachsen ist.

In zwei Aufschlüssen an der E6 enthält diese Serie Horizonte von Keratophyrtuffen, die bis zu einigen m mächtig sind. Die Phyllite zeigen in diesem Abschnitt ebenfalls eine besonders ausgeprägte Parallel-Bänderung, sodaß man zumindest an diesen Stellen annehmen kann, daß es sich um Tuffe oder Tuffite handelt. Eine Interpretation der gesamten phyllitischen Serie als Tuffe dürfte dagegen zu weit führen, da dies schon aufgrund der enormen Mächtigkeit unwahrscheinlich ist. Es ist wahrscheinlicher, daß es sich um pelitische Sedimente mit teilweise vulkanischem, teilweise terrigenem Ausgangsmaterial handelt, in welches episodisch pyroklastische Horizonte eingeschaltet sind.

#### 2.4. HÖHERMETAMORPHE GESTEINE

Die im NW auftretenden höhermetamorphen Gesteine werden aus, teilweise granatführenden, Biotit-Feldspat-Gneissen und Granat-Glimmerschiefern aufgebaut, in die einzelne Amphibolite eingelagert sind.

### 3. TEKTONIK

#### 3.1. EINFÜHRUNG

Die heutige tektonische Situation im Gebiet um die Tverfjell-Lagerstätte ist das Ergebnis mehrerer aufeinanderfolgender, teilweise voneinander unabhängiger und unterschiedlicher tektonischer Ereignisse. Durch die kaledonische Orogenese wurden die Gesteinsserien isoklinal verfaltet und von NW her als Decken überschoben.

Durch eine weitere Einengung des Deckenkomplexes wurden die zunächst wohl ~~z~~ flach liegenden Isoklinalfalten ein weiteres Mal verfaltet, sodaß sich heute diese zweite Generation von mehr offenen Falten dem System der Isoklinalfalten überlagert. Hierbei kam es auch zu Aufschiebungen. Diese zweite Generation von Falten ist mehr oder weniger E-W orientiert und zeigt in der Regel eine Nordvergenz.

Eine spätere, NE-SW verlaufende und nach SE einfallende Aufschiebungszone schiebt die Falten der zweiten Phase auf höhermetamorphe Gesteine einer evtl. höheren Deckeneinheit auf und wird als spätkaledonisch gedeutet. Der so gebildete Gesteinskomplex wird durch ein System von (etwa) N-S - verlaufenden, jüngeren Störungszonen mit abschiebendem Charakter durchzogen. Diese N-S-Tektonik ist Teil einer größeren Störungszone, die die nördliche Fortsetzung des Oslo-Rifts darstellt und daher vermutlich permisches Alter hat.

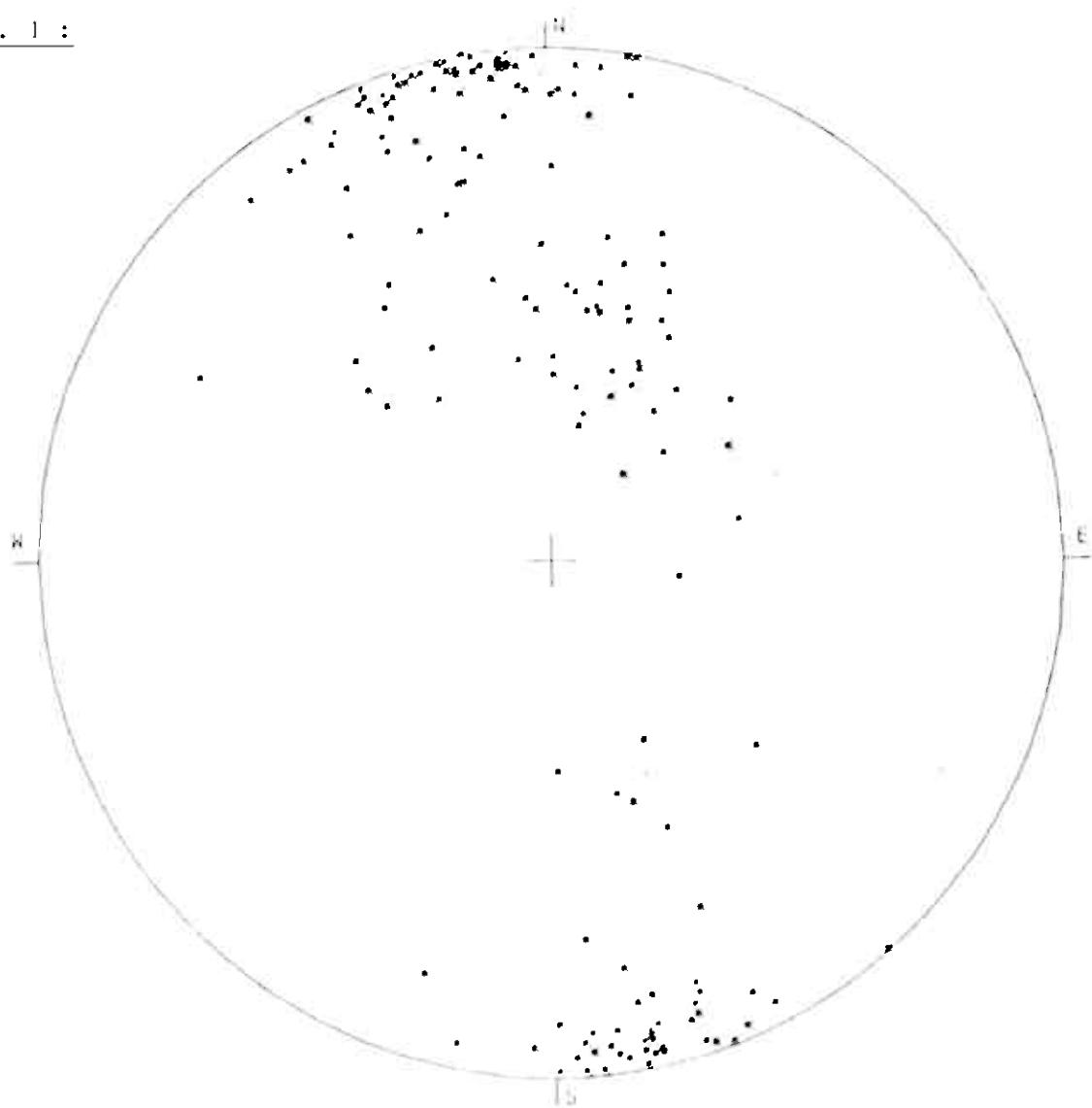
#### 3.2. ISOKLINALFALTEN (F1)

Eine allgemeine Eigenschaft isoklinal verfalteter Gesteine ist die Transposition früherer S-Gefüge, d.h. die Einregelung solcher S-Texturen parallel zur Faltenachsenebene der Isoklinalfalten.

Kann man den Verlauf einer bestimmten isoklinal-verfalteten Schicht nicht im Aufschlußbereich verfolgen bzw. durch Kartierung ermitteln, ist es daher fast unmöglich, Aussagen über den Verlauf dieser Schicht in die Tiefe zu machen. Querprofile sind daher in hohem Maße hypothetisch.

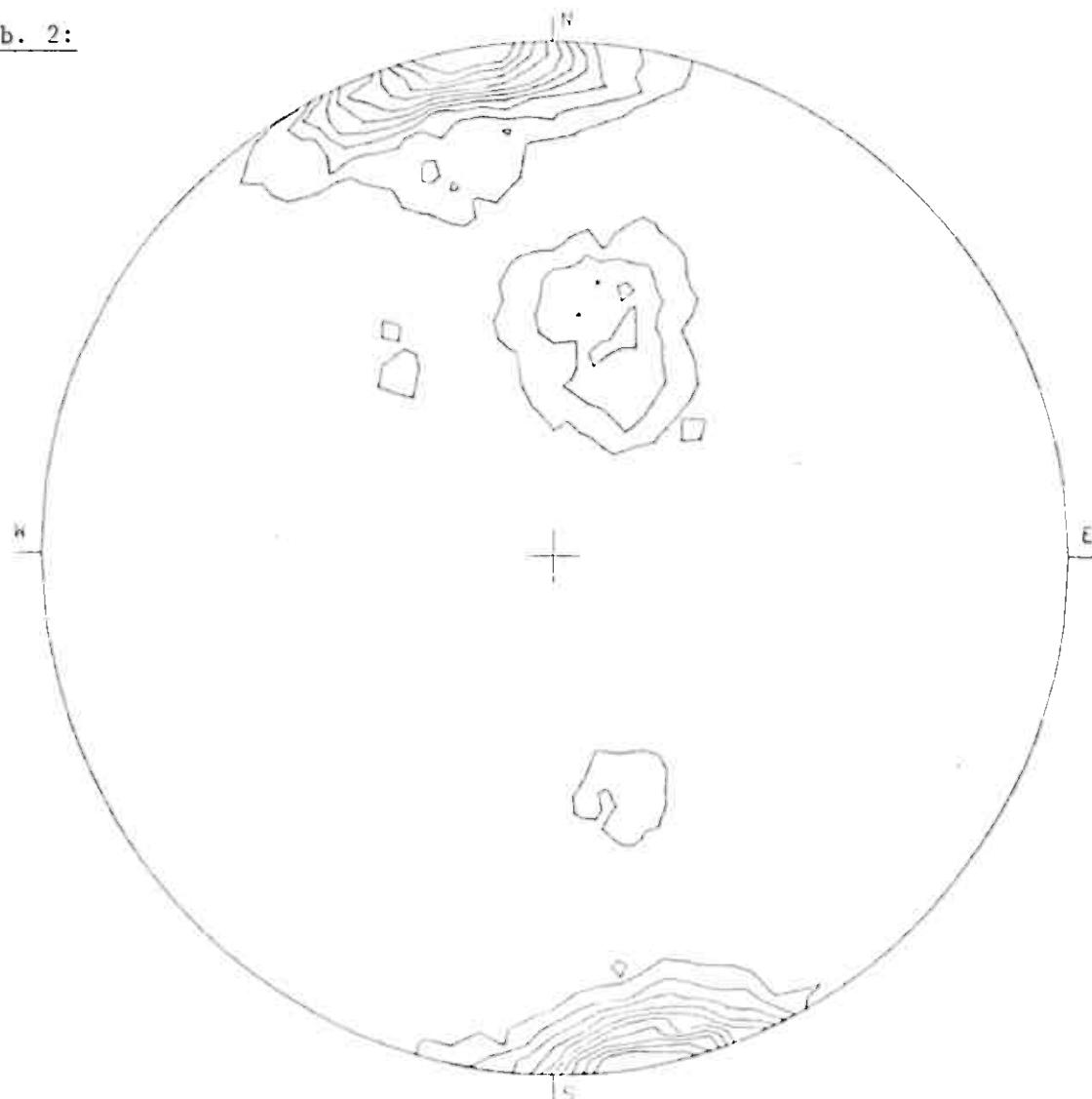
Durch die F1-Faltung wurde eine starke Gesteinsdeformation bewirkt, die besonders an konglomeratischen Gesteinen und Breccien gut erkennbar ist. Die deformierten Gerölle bzw. Gesteinsfragmente belegen, daß die stärkste Auslängung in Richtung der B-Achse erfolgte, die zweitstärkste in c-Richtung und die stärkste Kompression in a-Richtung. Durch Beobachtungen an Gerölle kann ein Verhältnis von a:b:c von etwa 1:10:2 festgestellt werden.

Abb. 1 :



ISOCLINAL POLARIZATION

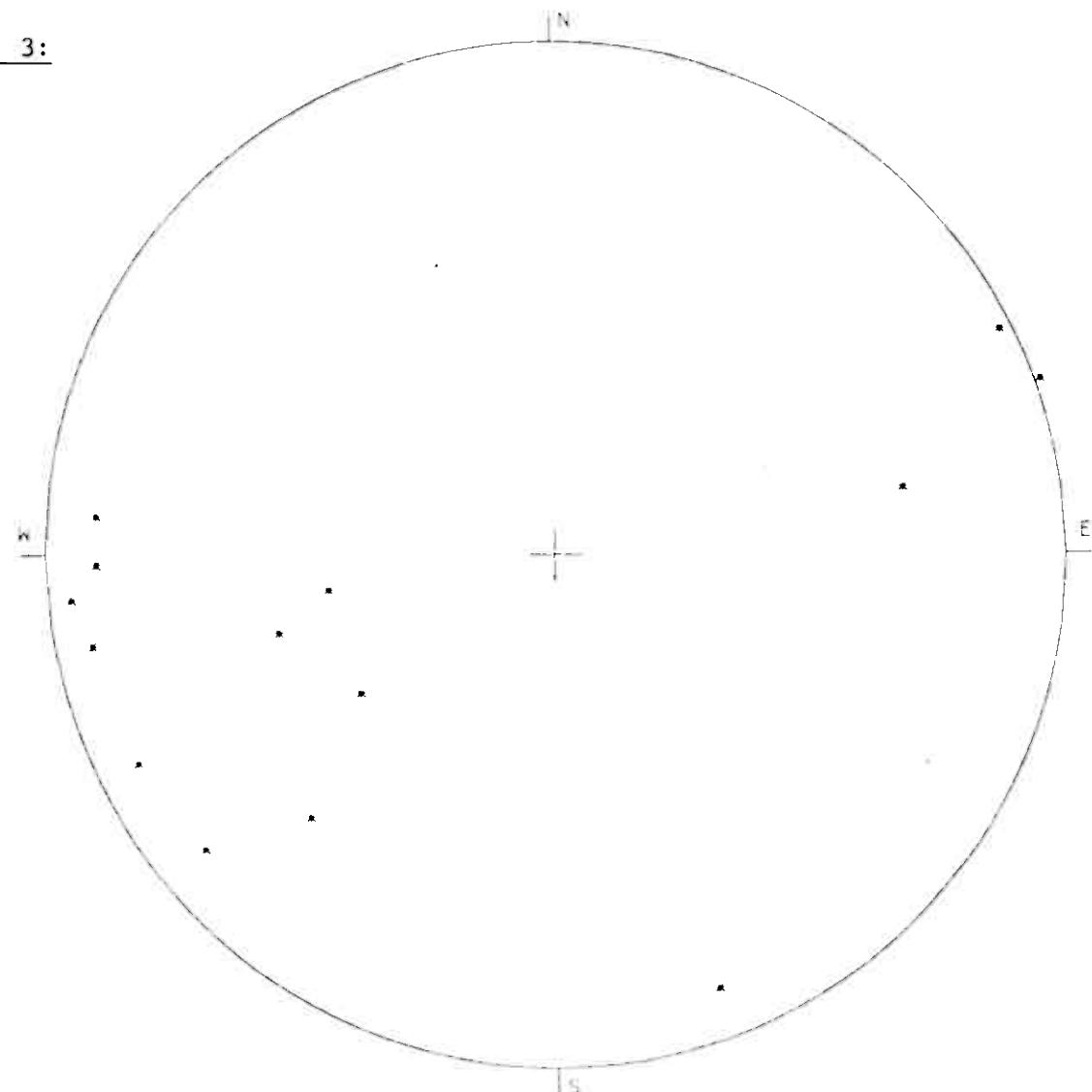
Abb. 2:



N=164

ISOCLINAL FOLIATION (S1)

Abb. 3:



N=14

ISOCLINAL FOLD AXES (B1)

Vor der Überprägung durch die F2-Faltung lagen die Isoklinalfalten vermutlich relativ flach mit etwa E-W- ( $80^{\circ}$ ) verlaufenden Faltenachsen. Dies kann man aufgrund des relativ einfachen Interferenzmusters der beiden Faltungsgenerationen (fast koaxiale Deformationspläne, fast gleiche Streichrichtung von S1 ( $80^{\circ}$ ) und S2 ( $60^{\circ}$ ), lediglich unterschiedliche Vergenz) vermuten.

Eine Darstellung der Polpunkte der gemessenen B1-Falten zeigt, daß diese gegenüber den B2-Faltenachsenrichtungen bezüglich der Orientierung keine signifikanten Unterschiede zeigen (vergleiche Abb. 3 mit 5).

### 3.3. ZWEITE FALTUNGSPHASE (F2)

Die Faltenachsen der zweiten Faltungsphase streichen in der Regel E-W (ca.  $80^{\circ}$ ) und tauchen im W-Teil überwiegend nach W, im E-Teil des Gebietes vorwiegend nach E ab.

Das Abtauchen einzelner gemessener Faltenachsen ist hierbei selten steiler als  $30^{\circ}$  in beiden Richtungen (siehe Abb. 5 und Tektonisches Deckblatt, Anlage 5). Die F2-Falten zeigen überwiegend eine N-Vergenz.

Im Aufschlußbereich zeigen die F2-Falten in phyllitischen Gesteinen oft eine ausgeprägte Schieferung, die die Isoklinalschieferung S1 meist spitzwinkelig schneidet und zum Teil s-förmig verbiegt.

In kompetenteren Gesteinen wie Quarziten, Amphiboliten etc. ist eine S2-Schieferung oft kaum zu sehen.

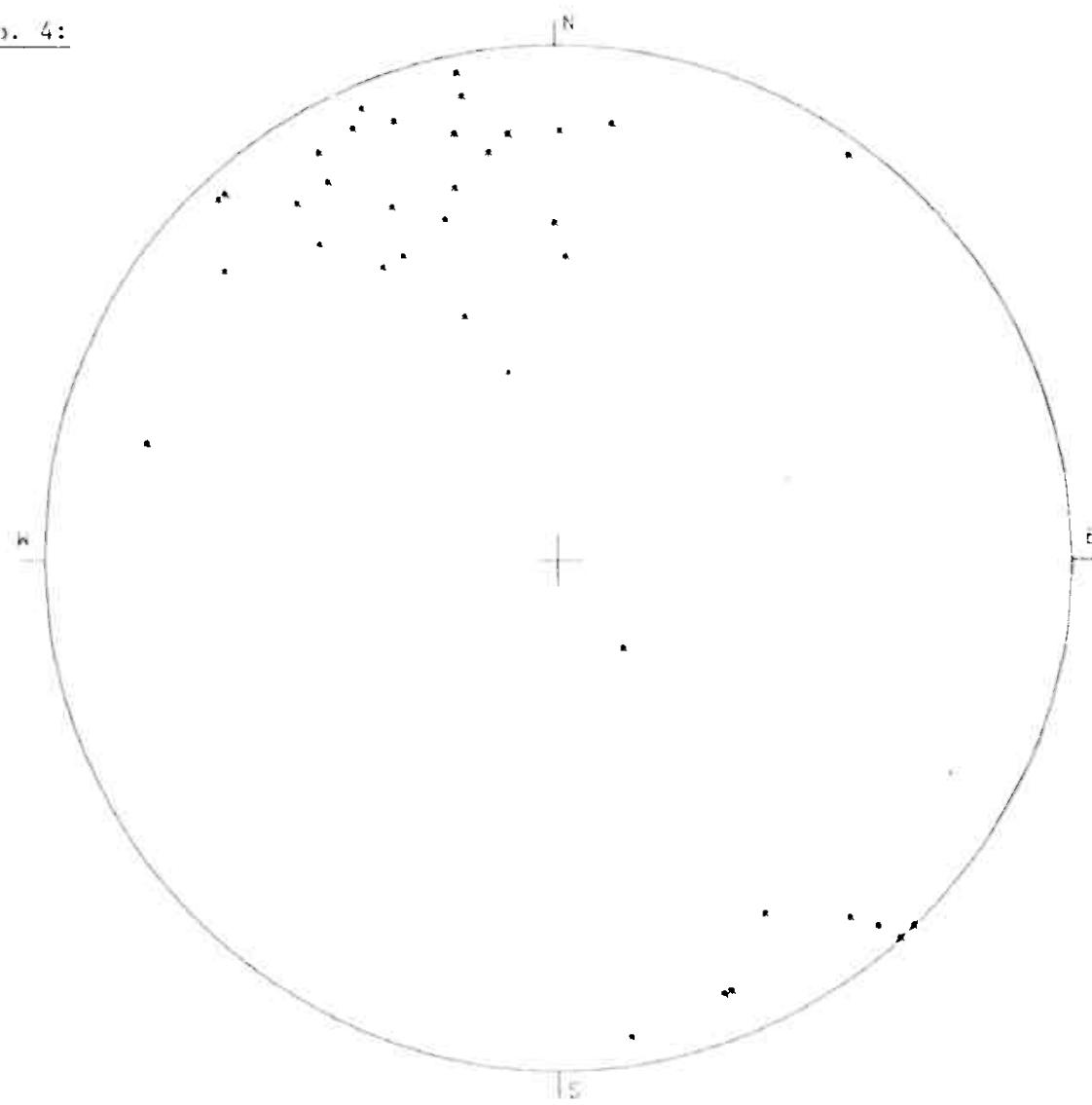
Im größeren Maßstab der geologischen Karte machen sich die F2-Falten durch die Wiederholung lithologischer Leithorizonte bemerkbar, wobei Wellenlängen von ca. 3 km auftreten.

Zur F2-Phase gehört auch eine Aufschiebung, die im Bereich des Quarzit II nördlich Hjerskavlen und nördlich der Veslfallbrui nachgewiesen wurden. Nördlich der Veslfallbrui ist auch eine Mylonitzone vorhanden.

Die Intensität der F2-Faltung nimmt von N nach S deutlich zu: Während im N, etwa im Gebiet Grönbakken-Höghaug, die Gesteine meist relativ flach lagern, d.h. die Isoklinalfaltenachsenebenen nur leicht nach S bis SW einfallen, werden diese, bedingt durch die F2-Faltung - etwa ab dem Hjerskavlen nach S - steiler aufgerichtet, und im Aufschlußbereich treten zusehends häufiger Kleinfalten der F2-Phase auf.

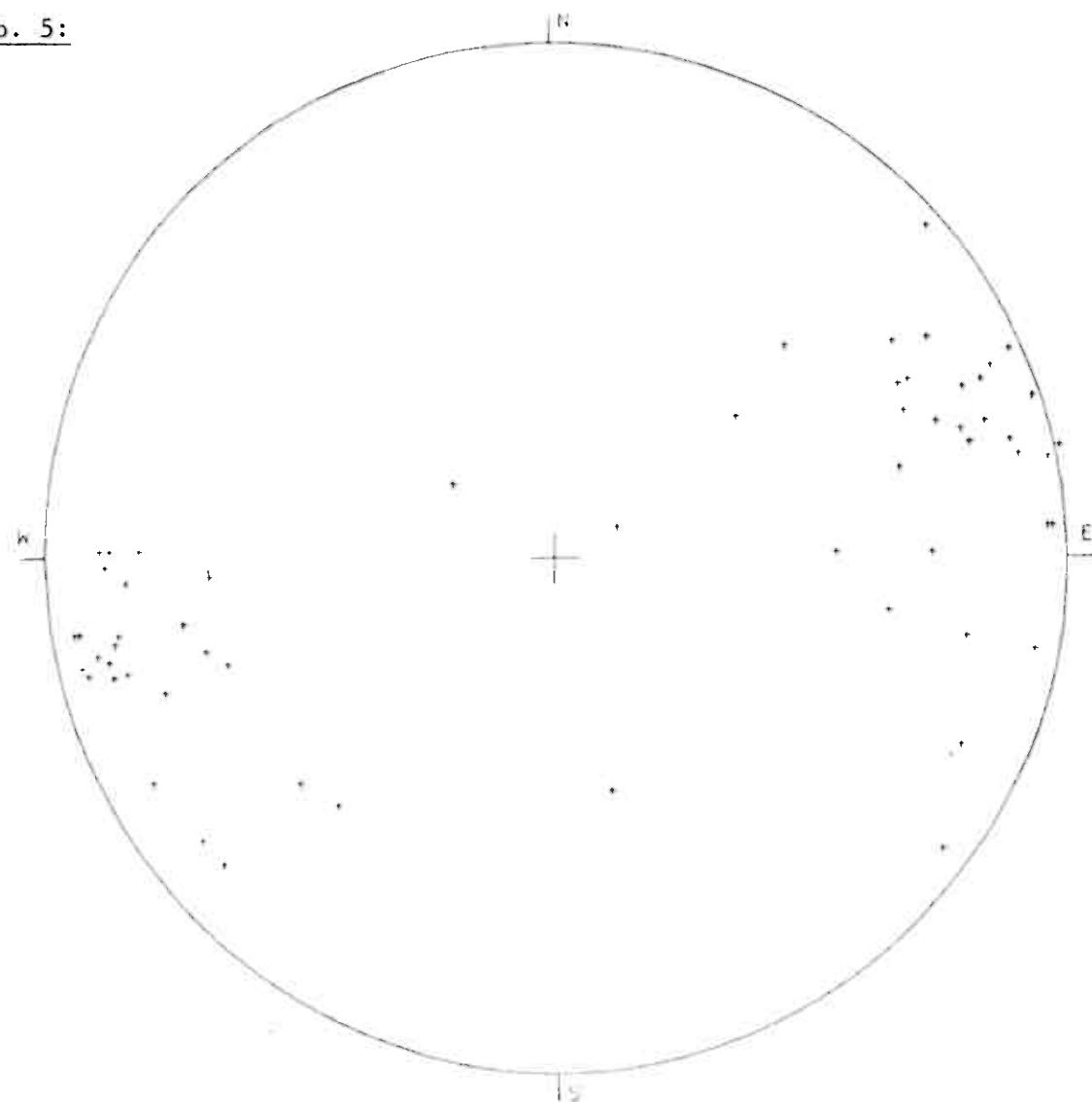
Diese Kleinfalten sind im N noch relativ offen und werden nach S hin immer enger, mit Öffnungswinkeln von ca.  $30^{\circ}$ .

Abb. 4:



## S2 AXIAL PLANE EQUATION

Abb. 5:



N=60

B2-FOLD AXES

Dies könnte bedeuten, daß man sich nach S hin der Deckenstirn nähert, wo eine Zusammenstauchung des Deckenkomplexes erfolgte.

### 3.4. HYPOTHETISCHE ÜBERSCHIEBUNGSBAHN ZWISCHEN DEN GULASCHIEFERN UND DEN GESTEINEN DER STÖRENGRUPPE

Durch die Kartierung ließ sich nachweisen, daß im S die Grenze der Gulaschiefer zu den Gesteinen der Störengruppe von E nach W jeweils an den jüngeren N-S-Störungen in ein immer höheres Niveau der Stören-Gesteinsabfolge springt, sobald man in eine höher herausgehobene Scholle kommt (siehe Geologische Karte, Anlage 1).

Das heißt, daß die Grenzfläche zwischen den Gulaschiefern und den Gesteinen der Störengruppe nicht konkordant ist, sondern zur Tiefe bzw. nach N hin in ein immer höheres Niveau der Stören-Gesteinsserie emporsteigt (siehe Querprofil, Anlage 6, 7 und 8).

Dies kann auf mindestens dreierlei Weise interpretiert werden:

Erste Variante:

Bei der Grenzfläche handelt es sich um eine Erosions-Diskordanz, wobei die Gulaschiefer jünger sind und diskordant auf den Störengesteinen lagern und folglich der gesamte Gesteinskomplex invers vorliegt.

Zweite Variante:

Die Gesteine der Störengruppe sind entlang der genannten Grenzfläche nach S auf die Gulaschiefer überschoben, wobei das Anschneiden der Störengesteine durch diese Grenzfläche tektonisch bedingt ist.

Dritte Variante:

Die Gulaschiefer sind älter als die Störengruppe und die Gesteine der Störengruppe transgredieren von S her auf die Gulaschiefer.

Da der unmittelbare Kontaktbereich zwischen Störengruppe und Gulaschiefern nirgendwo im untersuchten Gebiet aufgeschlossen ist, kann diese Frage derzeit nicht geklärt werden.

### 3.5. AUFSCHIEBUNG DER STÖRENGRUPPE AUF HÖHERMETAMORPHE GESTEINE

Entlang dem NW-Rand des Untersuchungsgebietes grenzen die Gesteine der Störengruppe entlang einer Aufschiebung an Gesteine einer höhermetamorphen Einheit. Die Aufschiebungsfläche ist durch eine mehrere m mächtige Mylonitzone gekennzeichnet, wobei die Mylonitmasse teils große Gesteinsbruchstücke vor allem der tektonisch liegenden höhermetamorphen Gesteine einschließt. Der Mylonit selbst scheint aufgrund seiner Konsistenz unter metamorphen Bedingungen gebildet worden zu sein.

Besonders gut aufgeschlossen ist diese Aufschiebungszone ca. 600 m NNE der Veslfallbrui, aber auch ca. 1 km NW Grönbakken im Storbekken. Im Aufschlußbereich scheint die Störungszone relativ steil nach SE einzufallen. Die Gesteine der Störengruppe werden durch die Aufschiebung schräg zu ihrem Streichen nach W hin abgeschnitten, sodaß diese Aufschiebung nach der F2-Faltung erfolgt sein muß.

### 3.6. N-S- STREICHENDE STÖRUNGEN

Das Untersuchungsgebiet wird von mindestens 4 größeren N-S- streichenden Störungen mit abschiebendem Charakter durchzogen, die das Gebiet von W nach E in die Schollen A bis E untergliedern (siehe Tektonische Karte). Diese Störungen sind Teil eines großen Bruchsystems, welches die nördliche Fortsetzung des Oslo-Rifts repräsentiert und von GABRIELSEN & RAMBERG (1979) nach N bis in den Trondheimsfjord nachgewiesen wurde. Es ist daher verständlich, daß es sich bei diesen Störungen um Abschiebungen mit überwiegend Dilatationscharakter in E-W- Richtung handelt.

Im Untersuchungsgebiet ist systematisch jeweils die E-Scholle gegenüber der W-Scholle abgesunken. Im Falle der beiden mittleren Störungen (Hauptstörung der Grube ,3, und Störung östlich hiervon ,4,) scheint die Situation etwas komplizierter zu sein:

Die "Hauptstörung"(3), die südlich der Grube und in der Grube selbst nachweislich einen großen Versatz bewirkt (ca. 1100 m, s.u.) kann in ihrer direkten nördlichen Fortsetzung durch die Kartierung nicht mehr nachgewiesen werden.

Ähnliches gilt für Störung 4 in umgekehrter Richtung, indem an dieser Störung die NW-liche Aufschiebung mehr als 1 km in sinistraler Weise versetzt wurde. Nach S hin weist Störung 4 dagegen keinen nennenswerten Versatz mehr auf.

Die Verbindung zwischen den beiden Störungen 3 und 4 wird durch eine ca. 30° streichende und im Svánital parallel zur E6 verlaufende Bruchlinie gebildet. Entlang diesem Verbindungsstück wurden durch die Kartierung auf beiden Seiten unterschiedliche Gesteine nachgewiesen, sodaß auch hier der Störungscharakter belegt ist.

Die Dehnungsbewegung sprang hier also nach N hin von der "Hauptstörung" (3) über das "Verbindungsstück" auf die nächste N-S-Störung im E (4) über. Die Streichrichtung des "Verbindungsstücks" ist identisch mit der Richtung weiterer kleinerer Störungen, die im Bereich der Hjerkinnhöi nachgewiesen wurden, sodaß hier bei der Anlage der N-S-Störungen vermutlich ältere tektonische Elemente integriert wurden.

- Die N-S-Störung 1, im Gebiet des Tverfjells, lässt sich klar im Gelände durch das Abschneiden von Quarzitzügen beweisen. Im Gegensatz zu den anderen N-S-Störungen, deren (geringe) Horizontalkomponente einen sinistralen Bewegungssinn zu haben scheint, ist die horizontale Bewegungskomponente von dieser Störung wohl dextral. Dies wurde auch durch zahlreiche Beobachtungen von parallelen Kleinstörungen in diesem Gebiet bestätigt.

Die östlichste N-S-Störung, 5, verläuft über die Hjerkinnhöi und lässt sich nach N bis mindestens zum Höghaug verfolgen, an dem sie westlich vorbeizieht. Im Bereich der Hjerkinnhöi kann die Störung besonders durch den Versatz der Quarzithorizonte belegt werden.

#### 4. SCHLUSSFOLGERUNGEN

1.

Aus der Gesteinsabfolge läßt sich aufgrund der Lithologie leider keine eindeutig polare Entwicklung herauslesen, die eine Antwort auf die Frage "normale oder inverse Lagerung?" zuließe.

2.

Der Ablagerungsraum stand unter dem Einfluß sowohl vulkanischer als auch terrigener Faktoren: Während die konglomeratführenden Serien und die Quarzite auf ein terrigenes Liefergebiet schließen lassen, sind die Amphibolite (Basalte) *in situ* erodiert worden. Es erfolgte also eine fazielle Verzahnung lokaler vulkanischer und vulkanoklastischer Gesteine im NW mit herantransportiertem terrigenem Detritus im SE.

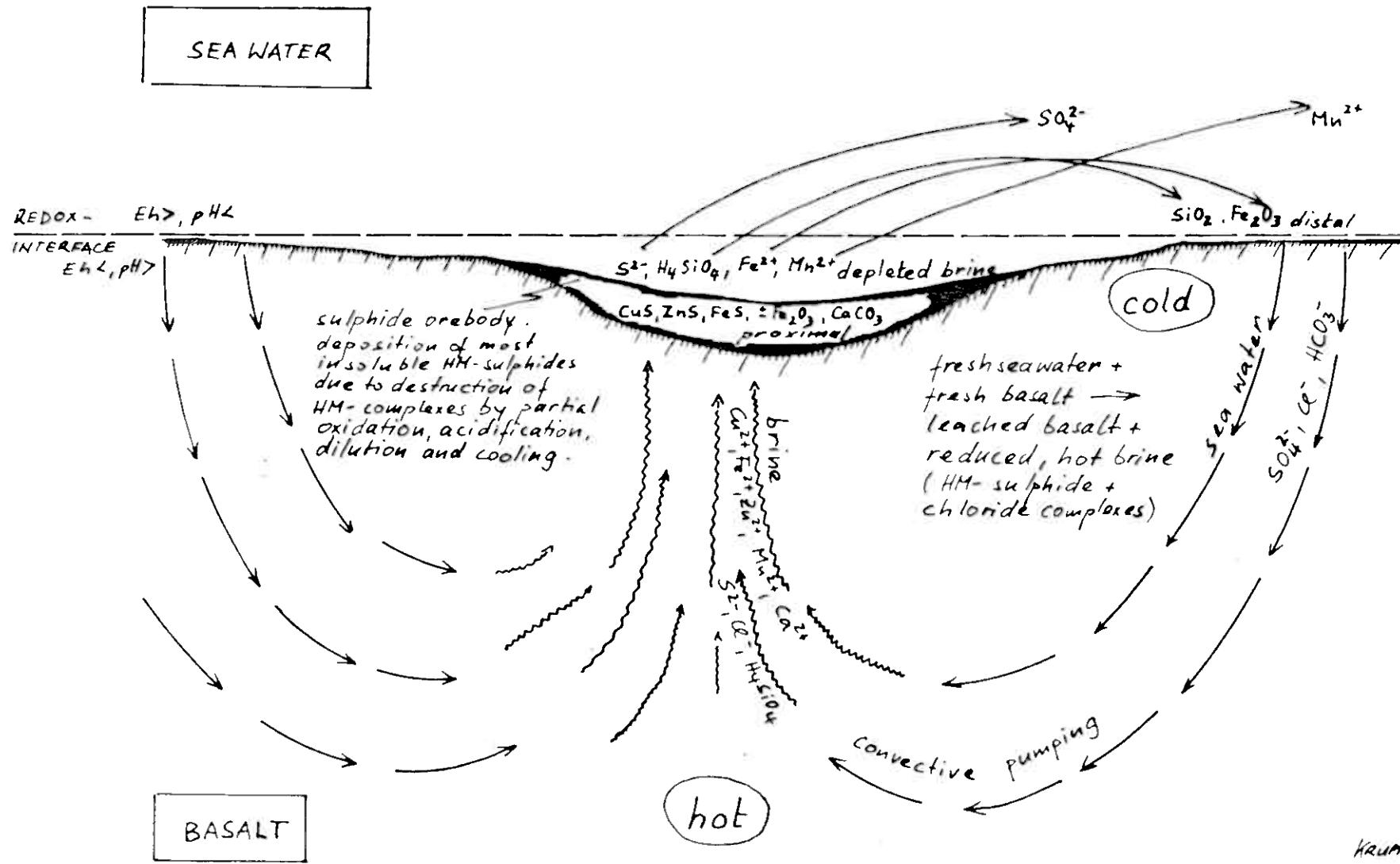
3.

Die Erzhorizonte östlich und westlich der Hjerkinn-Fjellstua, die teilweise von Cherts begleitet werden und auf mehrere km im Streichen zu verfolgen sind, gehören einem stratigraphisch anderen Niveau an als der Tverfjell-Erzkörper. Die E-Fortsetzung der Lagerstätte ist weiter nördlich, im Niveau der vulkanoklastischen Serie II zu suchen (s.u.). Der erstgenannte Erzhorizont ist dennoch für die Erzprospektion interessant, da er Beweis für starke hydrothermale Exhalationen zu diesem Zeitpunkt ist, die in seiner lateralen Fortsetzung unter gewissen strukturellen und geochemischen Voraussetzungen einen wirtschaftlich interessanten Erzkörper gebildet haben können (siehe Abb. 6). Eine systematische Untersuchung dieser Erzhorizonte sollte daher vorgenommen werden (Kartierung, Untersuchung der lateralen Veränderungen in Fazies- und Elementverhältnissen, der Mächtigkeiten etc.).

4.

Die N-S- verlaufenden Störungen, die auch den Erzkörper der Tverfjell-Lagerstätte nach E abschneiden, sind mit größter Wahrscheinlichkeit Fortsetzungen des Oslograben-Bruchsystems. Das heißt, daß diese Störungen permisches Alter haben und durch "rifting" entstanden sind, also Dilatationsbewegungen mit abschiebendem Charakter darstellen.

Abb. 6: Genetisches Modell für die schichtgebundenen Mineralisationen



Dieses Ergebnis steht in völligem Einklang mit den Detailbeobachtungen, die in der Grube gemacht wurden (siehe Bericht M. Motys).

Die nördliche Fortsetzung der Hauptstörung (3) versetzt unter anderem die NW-lische Aufschiebungszone, deren Einfallen an einer Stelle mit ca.  $41^{\circ}$  nach SE gemessen wurde, um ca. 1350 m (scheinbarer horizontaler Versatz).

Legt man den horizontalen Versetzungsbetrag an dieser Aufschiebung durch die N-S-Störung und den gemessenen Einfallswert zugrunde, so ergibt sich ein vertikaler Versatz von ca. 1100 m.

Es muß hier aber auf folgendes hingewiesen werden:

1. sind die Aufschlußverhältnisse gerade im nördlichen Teil der Störung 3 äußerst schlecht, sodaß der scheinbare horizontale Versatz nicht genau bekannt ist.
2. konnte der Einfallswert der NW-Aufschiebung nur an einer einzigen Stelle gemessen werden, die keineswegs repräsentativ sein muß.
3. kann der Versetzungsbetrag im N anders sein als im S.

Der Wert von 1100 m Vertikalversatz ist daher nur eine grobe Schätzung, die aber die zu erwartende Größenordnung der Abschiebung erkennen läßt.

LEGENDE ZUR AUFSCHLUSSKARTE

-  Gulaschiefer
-  hochmetamorphe Gneisse
-  hochmetamorphe Amphibolite
-  Karbonat-Chlorit-Sericit-Schiefer
-  Chlorit-Sericit-Schiefer
-  quarzreiche Chlorit-Sericit-Schiefer
-  Granat-Glimmerschiefer
-  Marmorbänderschiefer
-  Hornblendeschiefer
-  Quarzite
-  Vulkanitbreccie
-  Amphibolite
-  "Dazit"
-  Keratophyrtuff
-  Trondhjemit
-  Erzhorizont
-  polymiktes Konglomerat
-  Quarzgeröll-Konglomerat

ANLAGE 2:

**TVERRFJELL MINE**  
MAP OF ROCK EXPOSURES 1 : 25000

KRUPP & JÄHNE 1981



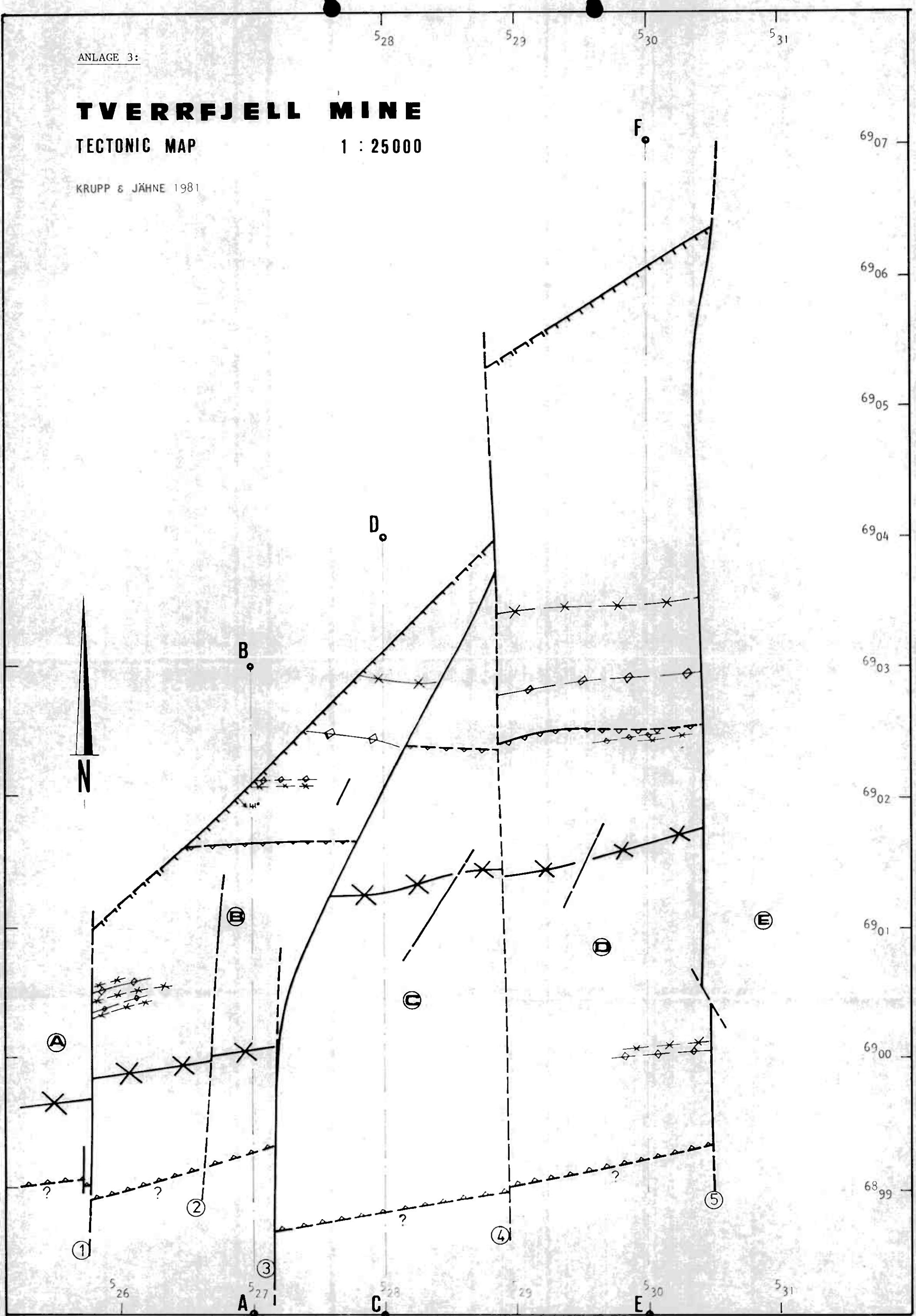
ANLAGE 3:

# TVERRFJELL MINE

## TECTONIC MAP

1 : 25000

KRUPP & JÄHNE 1981

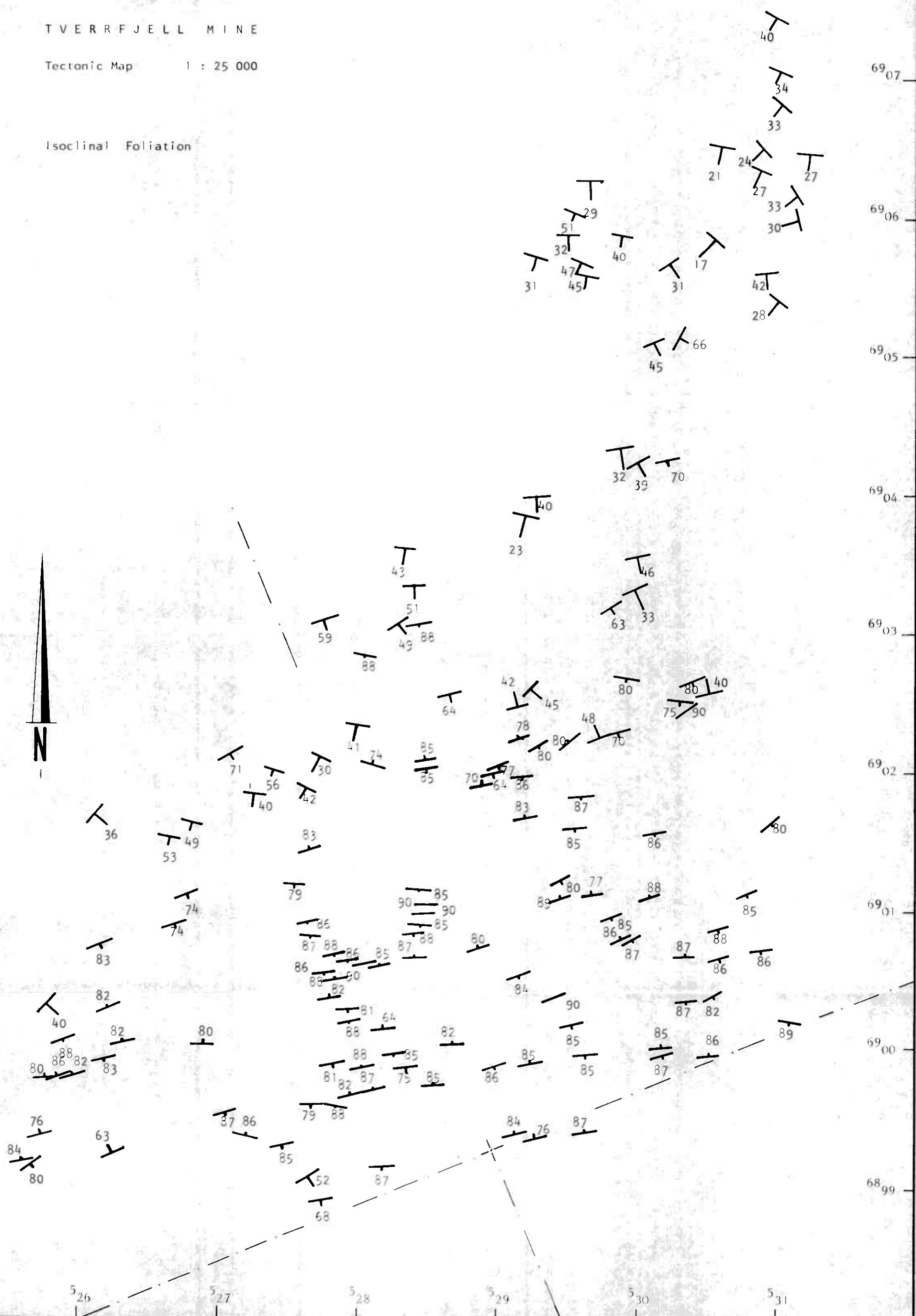


ANLAGE 4:

TVERRFJELL MINE

Tectonic Map 1 : 25 000

Isoclinal Foliation



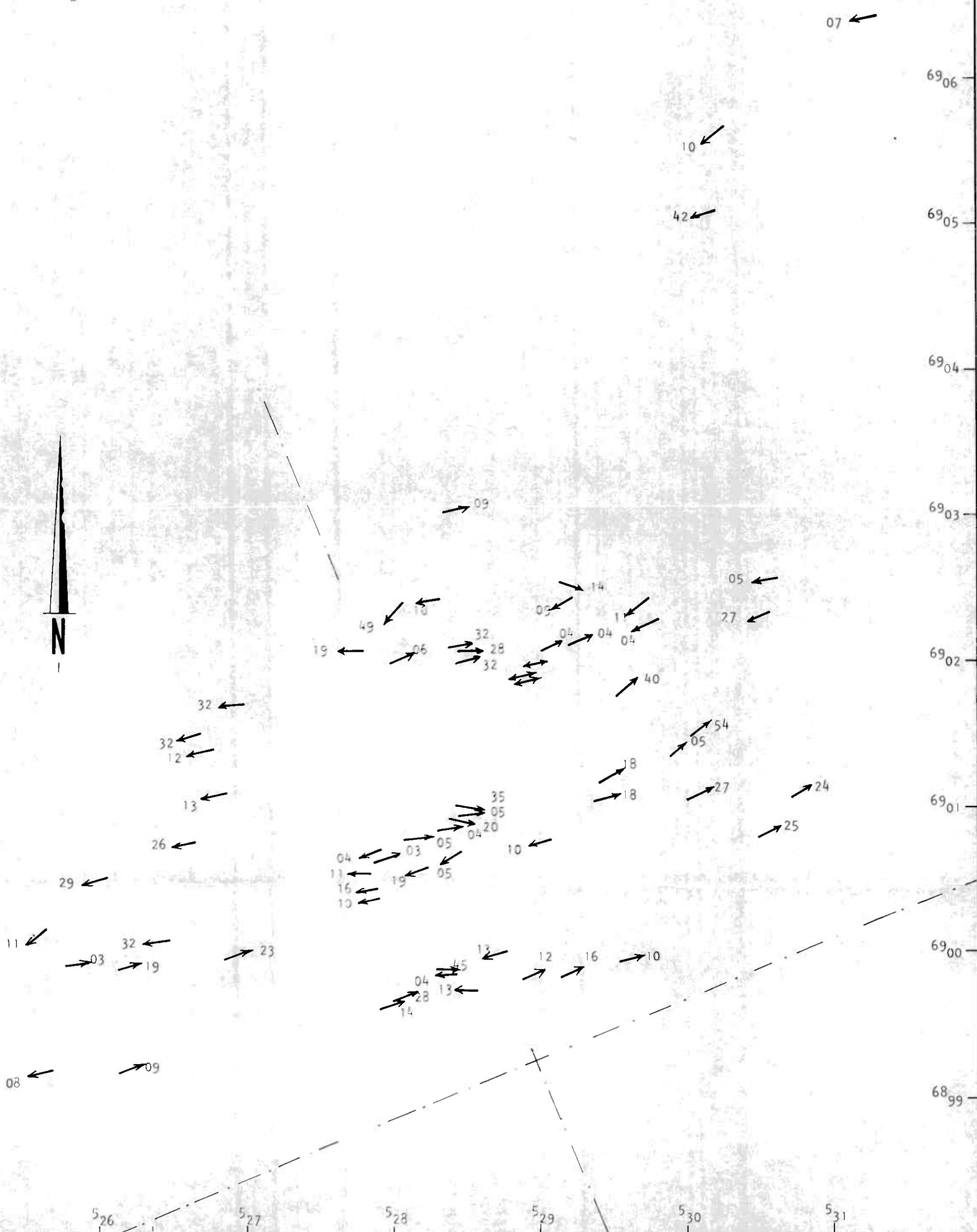
ANLAGE 5:

TVERRFJELL MINE

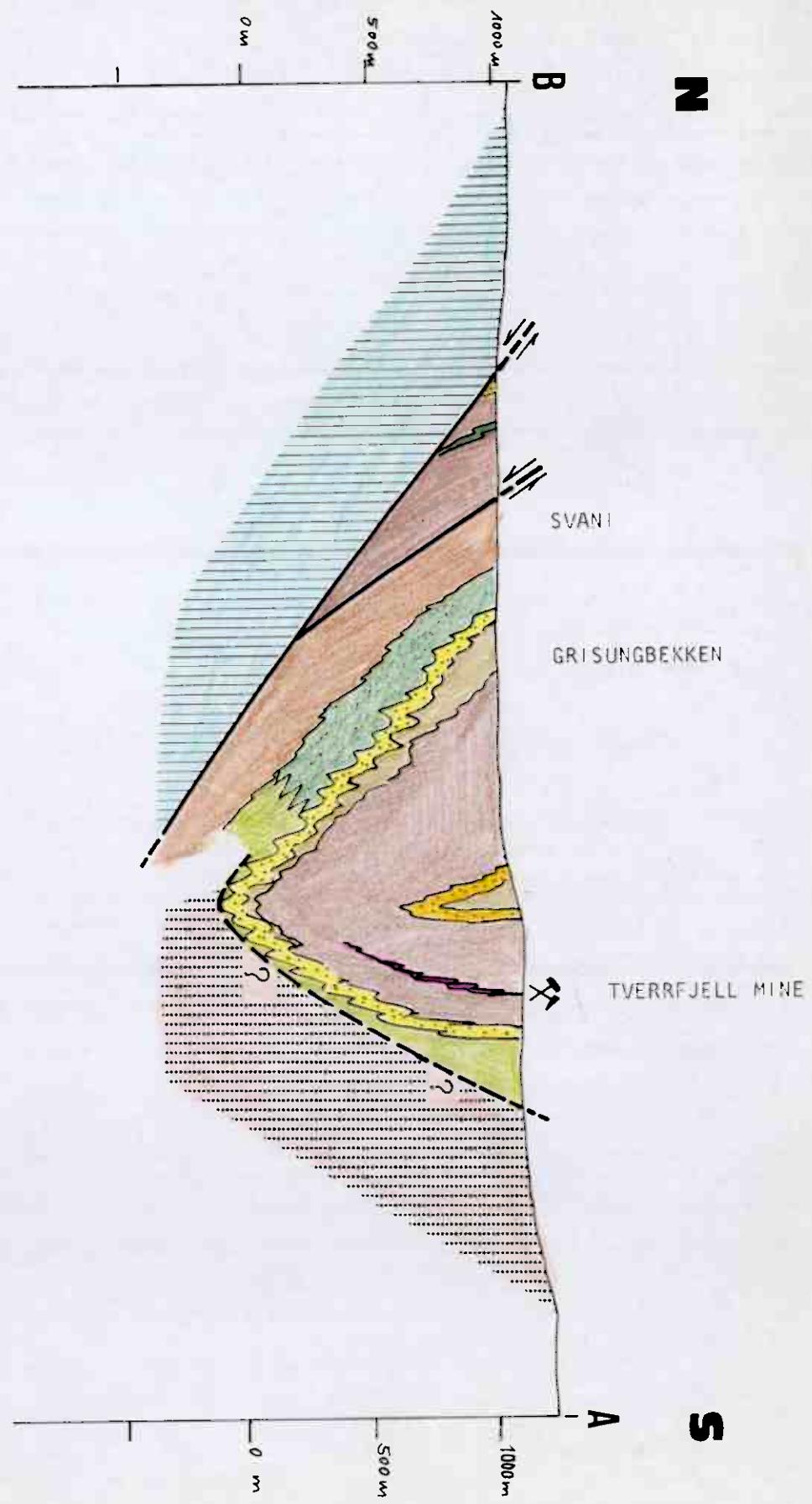
Tectonic Map 1 : 25 000

69°07'

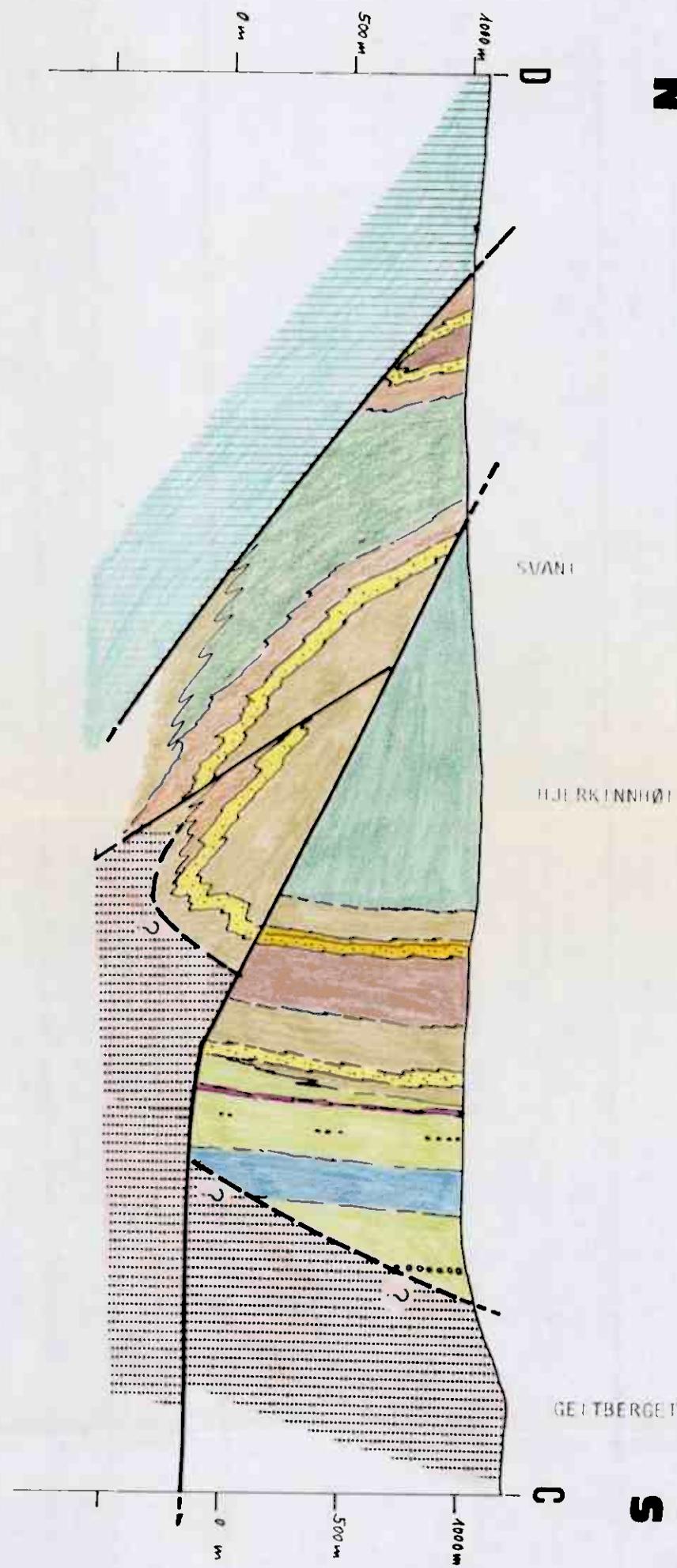
$B_2$ -Fold Axes



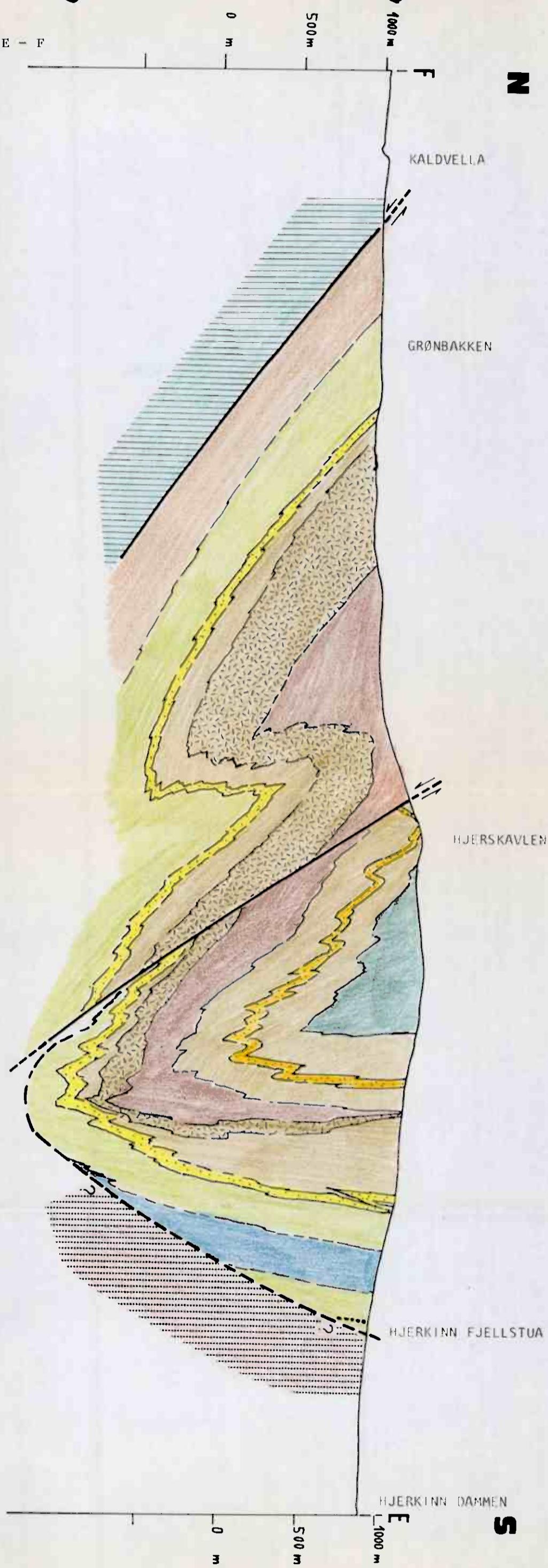
ANLAGE 6: Querprofil A - B



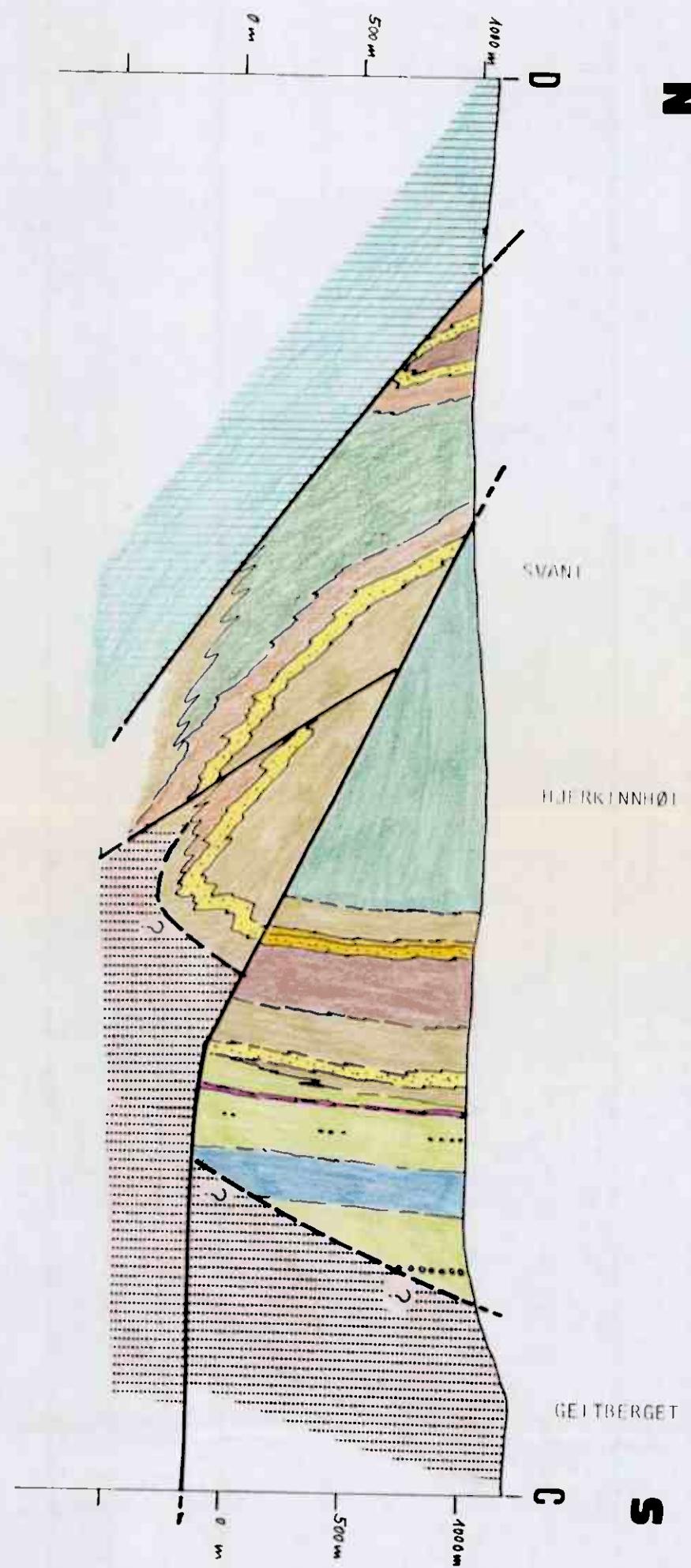
ANLAGE 7: Querprofil C - D



ANLAGE 8: Querprofil E - F



ANLAGE 7: Querprofil C - D



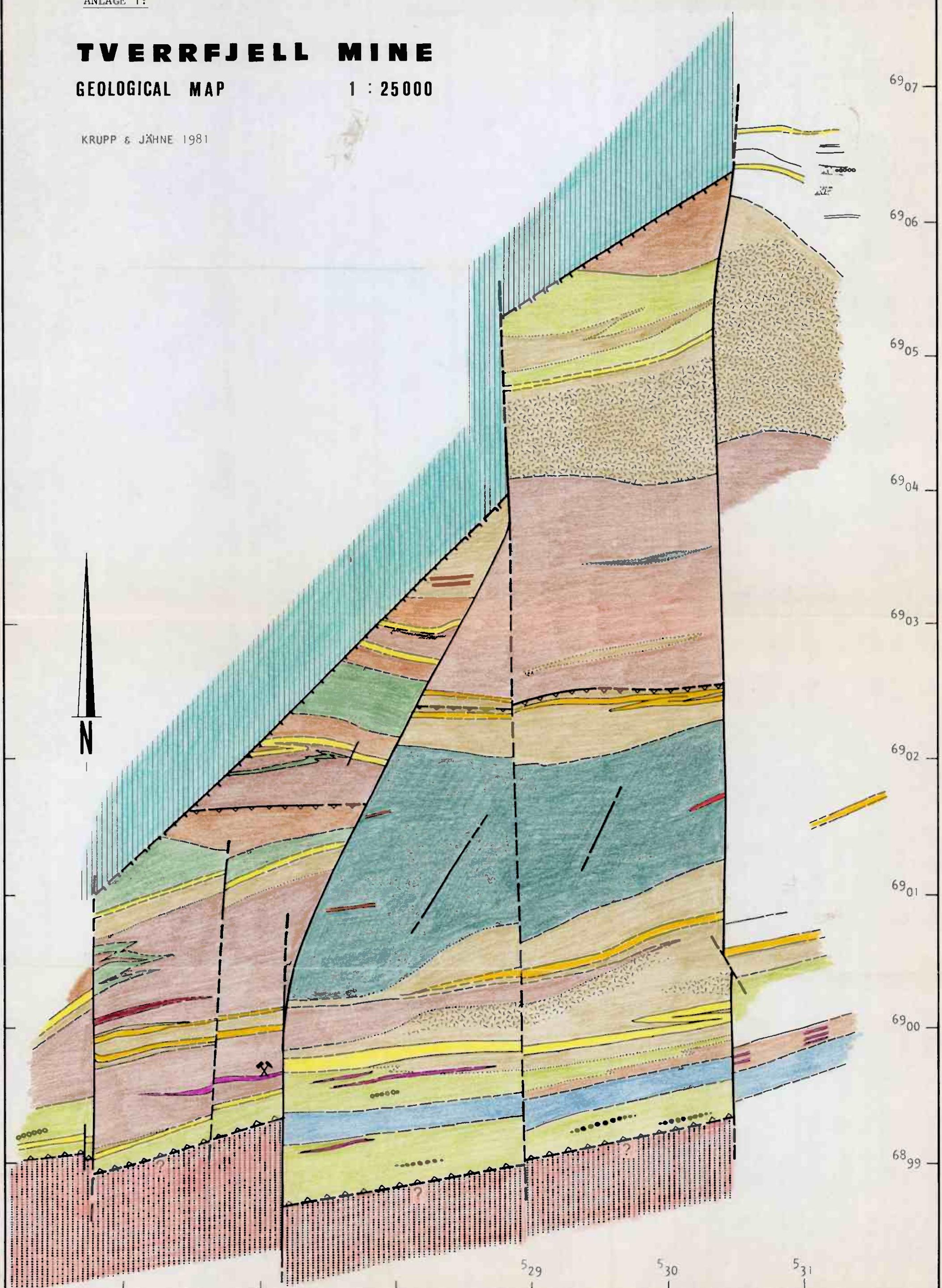
ANLAGE 1:

# TVERRFJELL MINE

GEOLOGICAL MAP

1 : 25000

KRUPP & JÄHNE 1981



LEGENDE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE

-  Hochmetamorphe Gneisse und Amphibolite
-  Karbonat-Chlorit-Sericit-Phyllite
-  Chlorit-Sericit-Phyllite
-  Quarzit II
-  Vulkanitführende Serie II - Amphibolit
-  " " " - "Metadazit"
-  " " " - Vulkanitbreccie
-  " " " - Chlorit-Sericit-Phyllite
-  Quarzit I
-  Vulkanitführende Serie I - Amphibolit
-  " " " - Quarzit-Sericit-Phyllite mit Konglomerat
-  " " " - Granat-Glimmerschiefer
-  Marmorbänderschiefer
-  Hjerkinnkonglomeratserie mit Hjerkinnkonglomerat
-  Keratophytuffe
-  Erzhorizonte und Magnetit-Cherts
-  Trondhjemit
-  Gulaschiefer