



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
6873				

Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Grong Gruber AS	Norsulfid AS	Grong Gruber a.s.		

Tittel
Prosjektrapport fra Grongfeltet 1989: Trondhjemittområdet

Forfatter	Dato	År	Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Bollingmo, Åse	20.04	1990	Norsulfid AS

Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Røyrvik	Nord-Trøndelag		1823 1 1824 2	Grong
Namsskogan				
Grong				

Fagområde	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)
Geologi		Fremstfjell
Geofysikk		Skarfjell
Geokjemi		Heimdalhaugen
		Gaizervann

Råstoffgruppe	Råstofftype
Malm/metall	Cu, Mo
	Edelmetaller

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Sammenstilling av tilgjengelige rapporter fra området.
Nøkkelord er Mo-Cu-mineraliseringer, mulig porfyr-type.

Det foreslås detaljerte undersøkelser i Gaizervann-området med tanke på omvandlingssoner og mineraliseringer.
Rapportbidragsytere: I. Ferriday, NGU, G. Gale, D. Smith/T.H.Tan, F. Vokes, S. Vlad

norsulfid

Prosjektrapport fra Grongfeltet	
Områdets/forekomstens navn: Trondhjemittområdet, Frøstfjell-Skarfjell-Gaizervann.	Kommune: Røyrvik og Grong.
Kartbladnr. og navn: Skorovas 1824 II M 1:50.000 Andorsjøen 1823 I	Forfatter: Åse Bollingmo
Utført: Befaringer utsatt pga været Rapport januar 1990	Sidetall: 2 Bilag: 18
Sammenheng: I forbindelse med en regional geokjemisk undersøkelse på begynnelsen av 70-tallet, fant NGU Mo-mineraliseringer i Trondhjemittområdet. Dette førte til de nokså omfattende undersøkelsene som ble gjennomført fram til 1986. Da avrundet M.Martinsen sitt EF-prosjekt. Konklusjonene var negative med tanke på drivbare Mo-forekomster. Edelmetallpotensialet ble ikke vurdert den gangen, og det delområdet som er tolket som det mest interessante, Gaizervatn, ble generelt lite undersøkt. Det foreslås nå en detaljert undersøkelse i Gaizervatn-området, med lokalisering, prøvetakning og beskrivelse av alle omvandlingssoner, alle mineraliseringer og tolkning av evt. sammenhenger mellom omvandling og mineralisering. Dersom en slik undersøkelse gir positive resultater, kan det senere bli aktuelt med IP-målinger og diamantboring.	
Nøkkelord: Mo-Cu-mineraliseringer, mulig porphyry-type.	

INNHold

- A. Sammendrag.
- B. Konklusjoner og forslag til videre arbeid.
- C. Bilag
 - 1. Lokalitet Trondhemittområdet, M 1:500.000.
 - 2. Lokalitet Trondhemittområdet, M 1:50.000.
 - 3. Oversikt over utførte arbeider og eksisterende rapporter, tabell.
 - 4. Geologien i Sanddøla-Blåmuren-området. G. Gale, NGU nr. 1189. 1973.
 - 5. VLF-målinger i Trondhemittområdet, Grong Gruber.
 - 6. Geological report Finnkrudåma-Nesåpiggen. M 1:10.000 Ian. L. Ferriday. 1975.
 - 7. Bekkesedimenter Cu, Mo, Sanddøla-Nesåvatna. M 1:20.000. NGU nr. 1368. 1975.
 - 8. Bekkesedimenter Mo, Cu, Pb, Zn, Ni. NGU nr. 1289/2. 1975.
 - 9. Foreløpig rapport Trondhemittundersøkelsen. D. Smith/T. H. Tan/NGU. 1975.
 - 10. Sanddøla-Nesåvatna prosjektet i Grongfeltet. A review of the available geological and geochemical data on the Sanddøla-Nesåvatna Mo - Cu prospects. NGU nr. 1289/3. 1976.
 - 11. Mo - Cu mineraliseringer i Fremstfjell-Nesåpiggen-Gaizer-vatn. Vokes/NGU nr. 1721. 1979.
 - 12. Rapport over befaring av Mo - Cu mineraliseringer i området omkring Fremstfjellet. Vokes/NTH. 1979
 - 13. Diamantboring i Fremstfjell. Grong Gruber. Profiler og analyser.
 - 14. IP- og magnetiske målinger i søndre del av Grongfeltet. Fremstfjell. NGU nr. 1815. 1981.
 - 15. IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske målinger, Fremstfjell. NGU nr. 94.002. 1983.

16. Utdrag av B.Sc.-arbeider fra Portsmouth Polytechnic, 1983-84.
17. Considerations about Cu-Mo mineralization in the Fremstfjell - Skardfjell - Gaizervatn areas. S.Vlad, 1989.
18. Grong Grubers årsrapporter, utdrag som angår Trondhjemittområdet.

Titler på arbeidene fra Portsmouth Polytechnic:

- R.N.Hocking The geology of an area of molybdenum mineralization within the Norwegian caledonides-Fremstfjell.
- J.L.Enderby Geology and mineralization of Fremstfjell, and a comparison with Gaizervatn and Skardfjell.
- S.Swatton Some aspects of the geology of an area to the north of Fremstfjell.
- P.J.F.Davis Some aspects of the geology of an area to the south-east of Fremstfjell.
- A.R.I.M.Elamin The geology of the molybdenum mineralized area at Fremstfjell.
- G.Wilcock Reconnaissance exploration geology in an area south-west of Fremstfjell.
- D.M.Cawthorn A reconnaissance exploration of the area north-east of Gaizervatn.

A. SAMMENDRAG

Det såkalte Trondhemittområdet ligger mellom Skorovatn og Sanddøldalen, og navnet på området kommer av de store Trondhemittintrusjonene som ligger nær sørkanten av Gjersvikdekket.

En snakker om tre delområder: Fremstfjell (lengst vest), Skarfjell og Gaizervatn (lengst øst).

På 70- og 80-tallet var området gjenstand for stor interesse. Dette skyldtes først og fremst funnet av Mo-mineraliseringer, som skjedde i forbindelse med en regional geokjemiundersøkelse som NGU gjennomførte. Senere er mineraliseringene beskrevet som porphyry-Mo/Cu-type.

Det er gjort mest omfattende undersøkelser i Fremstfjell, med både diamantboring og IP-målinger. Gaizervatn er det delområdet som er blitt minst grundig gjennomgått. Det er da også svært utilgjengelig, langt fra bilvei.

En stor gruppe studenter fra Portsmouth Polytechnic har gjort geologisk kartlegging i Trondhemittområdet og har tatt B.Sc.-graden på bakgrunn av dette. Den kanskje mest instruktive besvarelsen, har Jane Louise Enderby stått for. Hun har blant annet trukket sammenligninger mellom de tre delområdene.

Mineraliseringene er knyttet til hydrotermale kvartsaner i Trondhemitt. Fire typer omvandling av Trondhemitten er observert, men ingen egentlig sonering i sakt med teoretiske modeller for slike systemer.

De tre delområdene representerer trolig forskjellige nivåer i en og samme batolitt. Skarfjell ligger på et lavt nivå og i et sterkt erodert område, slik at det meste av mineraliseringene nå er erodert vekk. Fremstfjell er tolket som toppen av plutonen, mens Gaizervatn representerer et høyt nivå i et lite erodert område.

Gaizervatn blir dermed det mest interessante delområdet, med tanke på funn av mineraliseringer.

Trondhemittundersøkelsene ble avsluttet med M.Martinsens EF-prosjekt i 1986. Konklusjonene var negative med hensyn på funn av en drivbar Mo-førkomst, og området ble derfor forlatt i denne omgangen.

B. KONKLUSJONER OG FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

Trondhjemittområdet er undersøkt og "lagt bort" med tanke på funn av en drivbar Mo-forekomst. Edelmetalloptensialet ble imidlertid ikke vurdert i den omgangen. Området viser interessante trekk også i edelmetallsammenheng, med sine sure intrusiver, hydrotermale bergartsomvandlinger og kjente mineraliseringer (py, cp, Mo).

Galizerområdet bør vies særlig oppmerksomhet, da med tanke på den lanserte teorien om at en der befinner seg på et gunstig nivå i plutonen.

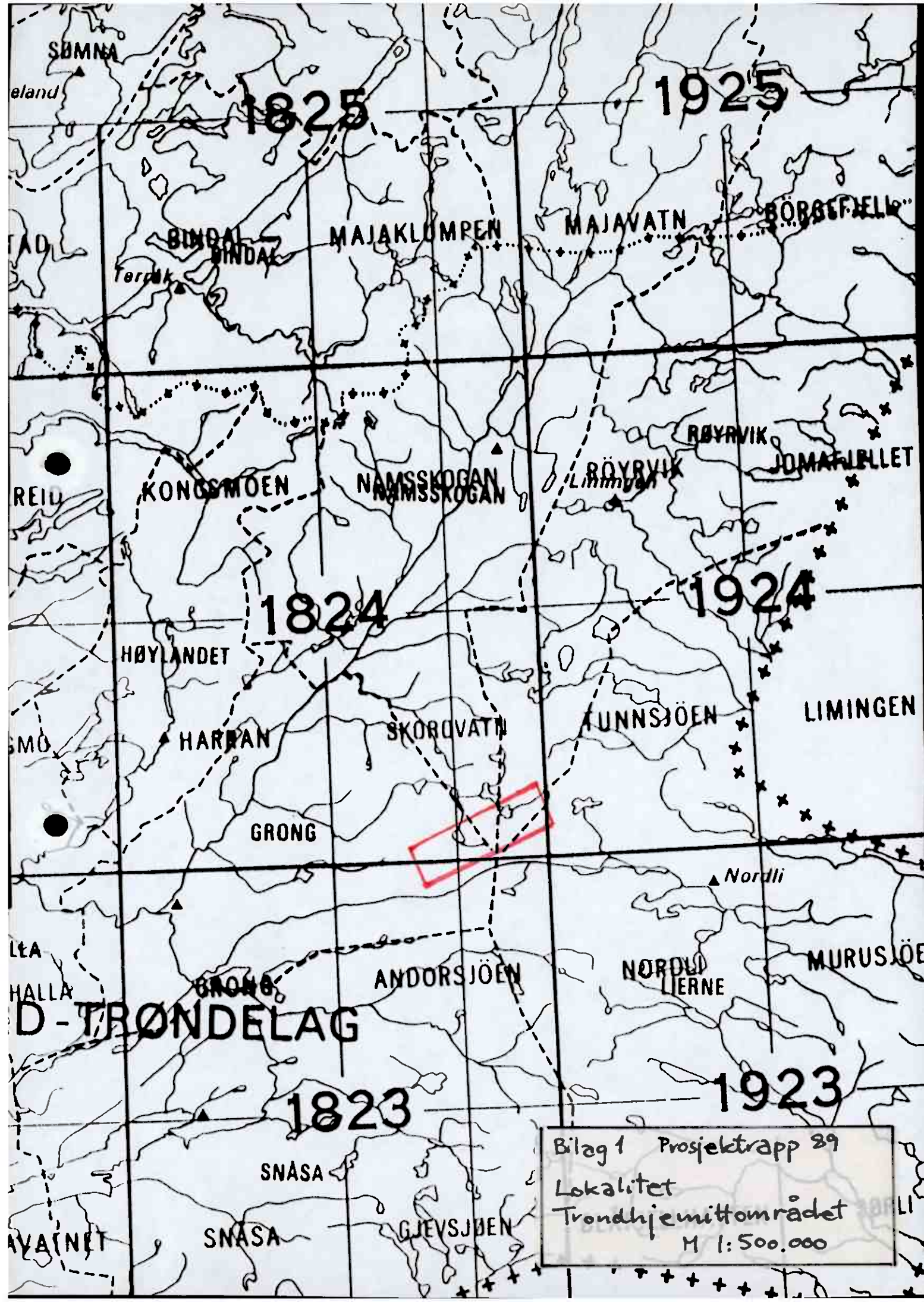
Jeg vil foreslå en lokalisering, prøvetakning og beskrivelse av

- 1) alle mineraliseringer
- 2) alle omvandlingssoner

og tolkning av evt. sammenhenger mellom 1) og 2).

Som oppfølgende undersøkelser kan en tenke seg IF-målinger og diamantboring, men dette vil kun være aktuelt hvis det ovenfornevnte frambringer positive resultater.

AB 20.04.90

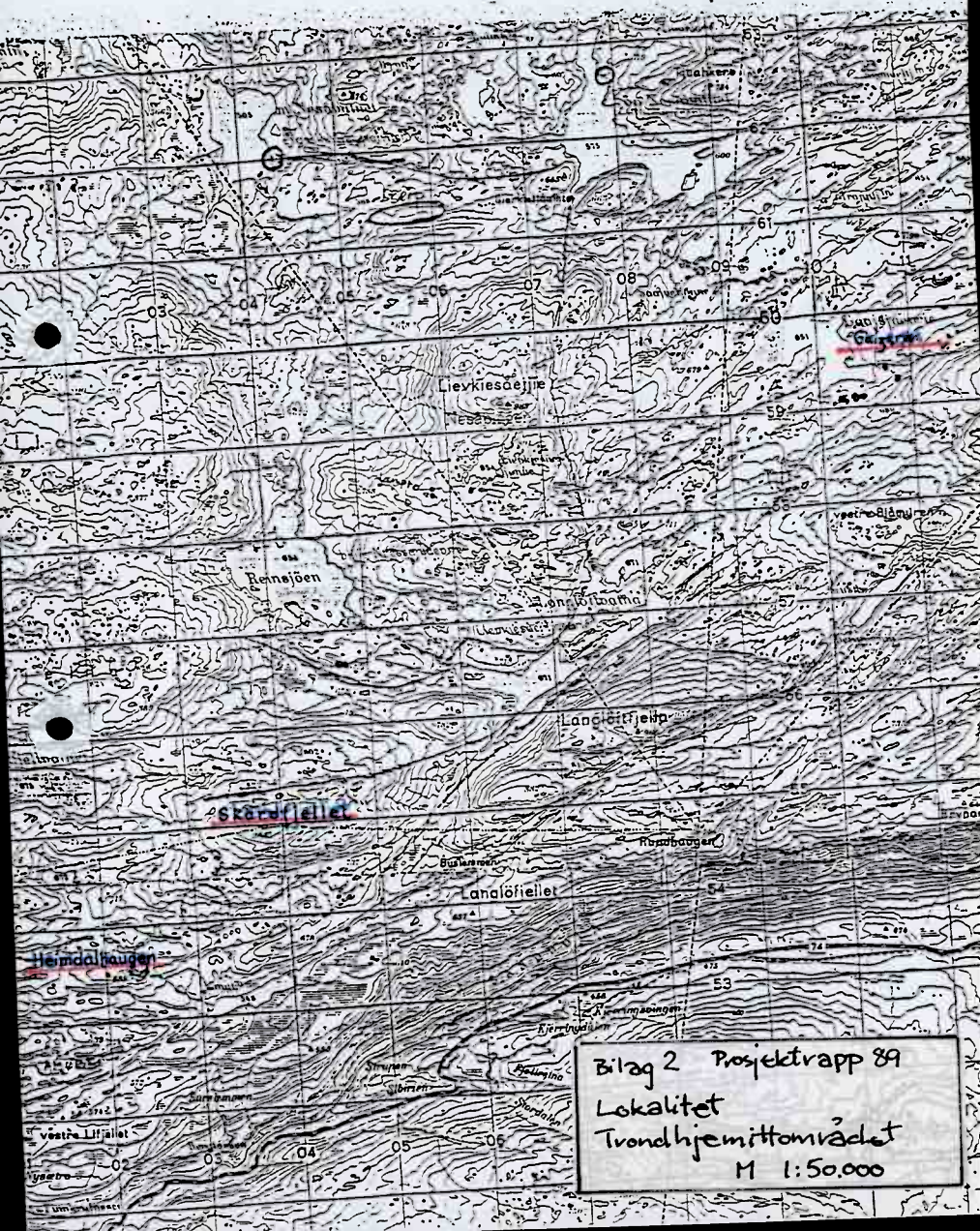


Bilag 1 Prosjektrapp 29
Lokalitet
Trondhjemittområdet
M 1:500.000

Kartblad

Skorovas 1624 II

Andersjorden 1824 I



Bilag 2 Prosjektrapp 89
Lokalitet
Trondhjemsområdet
M 1:50.000

	GEOLOGI	GEOFYSIKK	GEOKJEMI
1970	Geologisk kart over søndre del av konsesjonsområdet. Huseby, Skorovas gruber. M 1:25.000.		Kartblad Røyrvik, Andorsjøen, Namsskogan, bekkesedimenter. Smith/NGU nr. 1573.
1971		Langtjern-Sanddøldal, SP, mag. NGU.	
1973	Geologien i Sanddøla-Blåmuren-området. NGU nr. 1189, G. Gale.		
1974		VLF GG: Amøbetjern-Fremstfjell, Tredjevatnet, Nesåpiggen, Krongletjern.	
1975	Geological report Finnkrudåma-Nesåpiggen, M 1:10.000, Ian Ferriday. Foreløpig rapport Trondhemittunders. Smith/Tan/NGU.	VLF GG: Nesådalen Gaizer-området	Bekkesedimenter Cu, Mo, Sanddøla Nesåvatna, NGU nr. 1368. Regional and detailed stream sediment. NGU nr. 1289/2.
1976	A review of the available geol. and geochem. data, Trondhemittprosj. Smith/NGU nr. 1289/3.	A review of.....NGU nr. 1289/3	A review of.....NGU nr. 1289/3. VLF GG: Fremstfjell-Smaltjern, Øvre Nesådal rustsone.
1979	Mo-Cu-mineraliseringer i Fremstfjell-Nesåpiggen-Gaizervatn-området Vokes/NGU nr. 1721. Rapport over befaring Mo-Cu. Vokes.		
1981	Diamantboring GG.9 borhull Fremstfjell-geol. map, G. Gale.	IP-og magnetiske målinger i søndre del av Grong-feltet (Fremstfjell), NGU nr. 1815.	

Bilag 3 Prosjektrapport 89

Oversikt over utførte arbeider
 og eksisterende rapporter,
 Trondhemittområdet.

	GEOLOGI	GEOFYSIKK	GEOKJEMI
1982	Portsmouth Polytechnic, B.Sc. degree R.N.Hocking, D.Cawthera, A.D.J.Samson.		
1983	Portsmouth Polytechn., B.Sc. degrees: PJF.Davies, G.Wilcock, J.L.Enderby, SP.Swatton. Liten geol.skisse, M.Ryan.Røsk, GG.	VLF GG: Skarffjell. Fremstfjell IP, ledningsevne, SP, protonmag, NGU nr.84.002	Grongfeltets molybdenpotensial, RS.Larssen NTH.
1984	Portsmouth Polytech.M.Ph.degree: ARIM.Elamin. Diamantboring GG.2 borhull.	VLF GG: Skarffjell.	
1985		VLF GG: Amøbetjern, Fremstfjell- Storfisketjern.	
1986	EF-prosjekt Mo, M.Martinsen/SINTEF.		
1989	Considerations about Cu-Mo-min. S.Vlad.		
Bilag 3 Prosjektgruppel 89 overblik over utførte arbeider og skriftlige rapporter, trendindikatorer og del			

Oppdrag:

GRONGPROSJEKTET

NGU Rapport nr. 1189

Geologien i Sanddøla - Blåmuren området. Grong,
Nord-Trøndelag

18. mai - 25. september 1973

Saksbehandler: G. H. Gale.

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 3006, 7001 Trondheim
Tlf.: (075) 20166

Bilag 4
Prosjektrapport 89

LEGEND FOR GEOLOGICAL MAPS

Tegnforklaring

Unit	Description
24.	Quartzite:
23.	Arkose, conglomeratic arkose and conglomerate: Fragments derived mainly from medium grained trondhjemite.
23a.	Conglomerate derived from basic and acidic volcanics, and trondhjemite, gradational to 23.
22.	Conglomerate: derived mainly from basic volcanics.
21.	Calcareous sediments: siltstones and sandstones. Underlain by thin basal conglomerates and grits in the Blåmuren area.
20.	Calcareous conglomerate: contains fragments of basic volcanics, limestones and fine grained sediment. Locally this unit is strongly tectonized and resembles a pseudo-conglomerate.
19.	Calcareous brown siltstone and phyllite: 19A. psammite; 19B. Calcareous psammite. May be equivalent to unit 21.
18.	Highly calcareous psammite: locally gritty.
17.	Dark green to black phyllite and siltstone, with minor arkose and quartzite.
16.	Limestones/marble: 16A. remobilized carbonate.
15.	Psammitic and pelitic metasediments: 15A. garnetiferous.
14.	Undivided basic pyroclastics and lava, silicic tuffs and lava, clastic basic sediments and phyllite.
13.	Massive basic lava and minor tuffaceous greenschist.
12.	Greenschist: 12A. quartzite horizon.
11.	Silicic volcanics: aphanitic to fine grained, chloritic, occasionally with undivided trondhjemite, lenses.
10.	Silicic volcanics: massive, often porphyritic.
9.	Silicic volcanics: schistose, origin uncertain. 9A. mylonitic.
8.	Basic intrusive: 8A. fine grained diabase; 8B. medium grained gabbro.
7.	Trondhjemite: medium grained with rafts of basic volcanics.
6.	Trondhjemite: fine grained, in part aphanitic.
5.	Trondhjemite: porphyritic; 5A schistose.
4.	Trondhjemite: medium grained; 4A. fine to medium grained.
3.	Layered gneiss: fine to medium grained.
2.	Gneiss: fine to medium grained, often porphyroblastic.
1.	Gneiss: medium to coarse grained, porphyroblastic; 1A. Augen gneiss.

②

G. Gale 1973

- m Massive basic lava.
-  Massive basic lava with basic dikes.
- Δ Pyroclastic basic volcanics.
- $\square$ Pillow lava.
- Δ Basic pyroclastic with fragments of acidic volcanics.
- ++ Basic volcanics with trondhjemitic veins.
-  Schistose layered greenstone, generally tuffaceous.
-  Clastic basic sediments.
-  Phyllitic basic sediments.
-  Conglomerate.
-  Strike and dip of bedding (S_0).
-  Strike and dip of foliation (S_1).
-  Strike and dip of cleavage (S_2).
-  Strike and dip of cleavage (S_3).
-  Particle lineation (L_1).
-  Lineation produced by S_0/S_2 intersection (L_2).
-  Fold axis (F_1).
-  Fold axis (F_2).
-  Axial plane to fold.

phyre/or fine-grained trondhjemite, and minor greenstone and jasper in a chloritic sandy matrix.

The conglomerate have been folded together with the trondhjemite by open F_2 folds with a near vertical axial plane. The south contact of the conglomerate-arkose unit is faulted against calcareous phyllites.

4. LANGTJERN SHEET (Map 1189-03)

Greenstone and trondhjemite. The area of greenstone on Skarfjell shown on Foslie's 100,000 map sheet Sanddøla is a complex interfingering of greenstone with minor keratophyre and medium-grained trondhjemite. Small lenses of fine-grained trondhjemite and keratophyre, too small and irregular to be shown on the 1:20 000 map, are present in both the trondhjemite and greenstone units.

The greenstone is generally massive, fine-grained, and lacking primary volcanic structures. Locally, epidotized subrounded blocks (knots) are considered to be tectonic breccia fragments.

The greenstone body lying between arkose and phyllite near the top of the map contain pyroclastics at (0642 1775) and several tuffaceous horizons in the immediate vicinity. Although this block of greenstones has not been investigated in detail it resembles the Blåmuren greenstone unit on the Nesåvann map sheet rather than massive lavas of nearby Skarfjell and the layered greenstones to the south.

The intrusion of the trondhjemite into the greenstones can easily be demonstrated in this area: medium-grained trondhjemite lenses and veins cut the greenstone and small stocks of trondhjemite contain xenoliths of basic volcanics.

The layered greenschists (map unit 12) are a continuation of the rocks on the Finnbu map. This unit is poorly exposed and small outcrops of pyroclastics and lava appear to be more abundant than on the Finnbu sheet to the west.

In the brook running from Langtjern at (0559, 1700) there is a short section of calcareous sedimentary rocks which are similar to the calcareous phyllites at Langtjern (unit 19). These rocks are however considered to represent minor calcareous sedimentation within the greenschist unit (because of the sparsity of exposure a correlation with unit 19 or unit 17 is equally plausible). The greenschists are in direct contact with unit 17 at (0639 1863) and although

foliations are parallel in both rock units the actual contact shows evidence of late shearing. The contact with unit 15 is not exposed in the brook draining Langtjern and the rocks of unit 12 nearest the contact are lavas.

Several small bodies of trondhjemitic rocks occur in layered greenschists in the eastern part of the map.

Metasediments: Map unit 15, observed only in a short section of the brook running from Langtjern, is mainly psammite with interlayered semi-pelite. The highly calcareous siltstones and phyllites of unit 19 are a continuation of the rocks on the Finnbu sheet. The relationship between the thin horizon of these rocks at the west end of Langtjern and the faulted block northeast of Langtjern is best explained as a pre-faulting isocline although evidence for such a fold has not been found in the area. The south contact is strongly mylonitized at (0662 1827).

Arkose and conglomeratic arkose of unit 23 are definitely in fault contact with the greenschist and calcareous phyllites along the south boundary and are also faulted against greenstone and trondhjemitic to the north. At (0588 1702) local movements have sheared and mylonitized conglomerate at the north contact. Conglomerates are most common in the western part of this unit and have been "cut out" by late faulting in the northeast.

A small body of a calcareous silicic rock occurs in the eastern part of the map area (unit 9). This rock has a strong foliation and abundant quartz phenocrysts/porphyroblasts. The unit is in fault thrust contact with the calcareous phyllites. The north contact with the greenstone is a zone of thrusting and is marked by remobilized carbonate with about 20% quartz and mica. A small body of this carbonate has been outlined at (0663 1836). This rock was probably a volcanic however it is difficult to account for the high carbonate content other than by remobilization.

5. NESÅVANN (Map 1189-04)

Trondhjemitic: A medium-to coarse-grained massif with small lenses of fine-grained trondhjemitic occupies the south western corner of the map. Small bodies of gabbro have been observed within the massif at vann 630 and on Nesåpiggen.

Veins and lenses of medium-grained trondhjemitic intrude greenstone southwest and northeast of Gaiz-javre.

Fine-grained trondhjemite, often porphyritic, is the dominant rock type in several places southwest of Gaiz-javre (unit 11). These have been intruded by medium-grained trondhjemites and the small bodies of unit 11 are often a mixture of both rock types.

A body of silicic volcanics (unit 10) occurs in the southern part of the map. These are fine-grained, and fine-grained quartz-porphyritic rocks in which individual units, probably flows, can be followed for short distances. Along the south boundary they are interlayered with thin greenstone horizons while the north boundary is unconformably overlain by, and folded together with, the arkose and conglomerate of unit 23. Part of the south boundary is faulted/thrusted against the greenstones.

The greenstones between Skarfjell and Gaiz-javre are massive, fine grained basaltic volcanics which rarely exhibit primary volcanic structures. Thin horizons of chloritic silicic lavas occurs in several places throughout this unit.

The Blåmurvann greenstone unit is probably a continuation of the layered greenschist and greenstones on the Langtjern map. These greenstones have been investigated only briefly. There appears to be an abundance of fragmental and tuffaceous basaltic volcanics in this unit (see Plates 1A, 1B) however there is too much basic lava to warrant describing it as 'basaltic tuffs' since it is a mixture of lava, pyroclastics and tuff. A thin horizon of keratophyre agglomerate in a basic matrix occurs just off the southwestern corner of this unit on the Langtjern map.

Metasediments: A thin unit of calcareous phyllite marks the thrust/fault boundary between the arkose (unit 23) and the Blåmurvann greenstones. This unit is strongly tectonized and appears to be massive dirty limestone at (0700 1888) and (0878 2105) (see Plate 1C).

A phyllitic unit occurs southwest of Gaziervann. This unit consist of calcareous phyllite and siltstone with scattered beds of arkose sandstones up to 10m thick. The contact, if any, with the limestone conglomerate (unit 20) has not been delineated. A small body of calcareous phyllite occurring within the greenstones at (0849 1935) is faulted along both contacts.

A limestone conglomerate, unit 20, is gently westward to vertical dipping in the area west of Gazier vann. Thin horizons of greenstone conglomerate and thin arkose beds occur throughout the unit. In several places the rock is obviously a pseudo-conglomerate since only the limestone 'fragments' have a rounded form and the siltstone and phyllite fragments have definite angular

and elongated shapes. Unit 20 is thrust upon and over the arkoses of unit 23 at (0991 2028) but appears to have a vertical contact (probably faulted) against unit 23 in the northeast at (1135 2187).

Map unit 21 is quite similar to unit 19 and differs mainly in the presence of a basal conglomerate horizon which lies unconformably upon the greenstones. This unit has been preserved in late downfaulted blocks in the Blåmurvann antiform. Several lenses of this rock, without the basal conglomerate, less than 10 meters in thickness occur at the contact between the greenstones and unit 17 northeast of Holmtjern.

A greenstone conglomerate with a steep westerly dip occurs west of Gaiz-javr and northeast of øvre Nesåvann. The unit has been mapped on only one traverse and is not greatly dissimilar to the basal conglomerate of unit 23 except for its much greater thickness in that it is a layered pebble to boulder conglomerate with basic and acidic rock fragments in a basic matrix. Definite stratigraphic correlation between the two units cannot be attempted at this time due to lack of detailed tectonic observations in this area.

Arkose and conglomerates of unit 23 are a thick sequence of sedimentary rocks with abundant cut and fill structures (Plate 2A, 2B), graded bedding in the arkosic layers and an absence of layering in conglomerate units ^{that} are up to several hundred meters thick. The well-rounded fragments range in size from pebbles up to boulders one meter in length and have been derived largely from a medium-grained trondhjemite similar to the massif to the west. Basic fragments are rare in the conglomerate although jasper fragments are commonly present.

Cut and fill structures and graded bedding in arkosic sandstones indicate that both parts of this unit are right way up.

A small body of unit 23 northeast of Blåmurvann can be shown to be folded about the greenstones on the basis of the intermediate axes of deformed pebbles. It is quite obvious from the map that unit 23 has been "cut out" by faulting along its contact with unit 18 in the area north of Holmtjern.

All of the boundaries of unit 23 are controlled by a late, brittle deformation. A traverse was made over the entire width of the arkose-conglomerate unit where the two parts are in contact (between Gaiz-javr and Havdalsvann in an effort to study the contact relationships between them. A brief examination of the area where the two parts of the unit should meet did not reveal any obvious structural discontinuity.

The calcareous psammities of unit 18 are a thick sequence of uniform highly calcareous sediments. In many places in this unit bedding has been destroyed by a regional schistosity along which carbonate weathers out to give an impression of layering, however, when fold hinges can be discerned it is possible to recognize the original layering since it is at a high angle to the schistosity (see Fig. 2). The bedding becomes indiscipherable from the schistosity when there is an angle of less than 30 degrees between them.

6. KLINGERVATN (map 1189-05)

Only limited geological observations have been made on this map sheet. The most important of these was recognition of the folded character of the arkose and conglomerates in the area immediately south of Havdalsvann; the main tectonic features of this area have been outlined by an airphoto interpretation made by Fred Haarbrink at NGU. Calcareous brown phyllites with complex fold patterns overlie conglomeratic arkose with graded bedding at (1203 2386). To the southwest of this locality the calcareous phyllites overlie the arkose-conglomerate unit which is also right-way-up (see Plate 1A) and thus the calcareous phyllite is probably right way up and younger than the conglomerates of unit 23. Faulting along the contact may have complicated the relationships of the two units.

The calcareous phyllite is itself overlain by calcareous grits which appear to grade southeastwards into the calcareous psammities of unit 18. In the area west and northwest of Klingervann the minor folds are more open and the foliation less pronounced than in the Holmtjern area (map 1189-04) and thus it should be possible to determine the facing directions of F_2 minor structures in the calcareous psammities.

The rocks exposed in Klingervasselsen are mainly black phyllites and siltstones with occasional horizons of very fine grained quartzites interbanded with black phyllite. These rocks are similar to those of the 'Eastern Cambrian Silurian rocks' observed at Joma. The thin 2 - 10 cm continuous layers in the quartzite and their very fine grain size suggests that they may originally have been chemically precipitated sediments (cherts). These phyllitic rocks are separated by a fault at (0944 2426) from the more steeply dipping unit of sandstones with minor black phyllite and fine grained quartzite. The rocks north of the contact are similar to those of unit 17 observed south of Holmtjern.

7. STRUCTURE

Sanddøla - Langtjern.

The dominant structural feature of the Sanddøla area is the westerly strike and steep northerly dips of the penetrative regional foliation (S_1). In the area immediately west and southwest of Møklevann this foliation has a variable but generally northeasterly strike due to post S_1 folding. In several places in the Sanddøla area early isoclinal folds have axial planes parallel to S_1 and these, the earliest folds recognized in the area, are similar to the early folds found on Tømmerås (see Report 1122 A). Several excellent examples of this fold type were observed in both greenstones and quartzites near the western end of Møklevann by K. Langley in 1973. In several places, e.g. north of Trangen and Stamtjern, mineral and particle lineations, as well as F_1 minor fold axes have a general E-W strike and gentle dips. This data is consistent with the interpretation of the Tømmerås area as a major east-west trending isocline of F_1 age (NGU Report 1122A), but does not prove the existence of this structure in the area east of Trangen. Several isolated occurrences of possible early folds (F_1) and lineations (L_1) have steep northerly dips. In the absence of mapable marker horizons it is not possible to prove the existence of a major F_1 isoclinal structure in the Sanddøla area even though minor structures point toward such a conclusion.

In several places within map units 15 and 12 an early mica fabric can be seen to predate the regional foliation (see Fig. 3). The near parallelism of S_1 and S_2 in some places makes it difficult to interpret these observations, i.e., they may represent an early pre S_1 schistosity or a strong disruption of S_1 by S_2 since bedding was not found in the rocks where this 'early' schistosity occurs.

A steep penetrative second foliation (S_2) has been superimposed on S_1 . This fabric can be recognized as a distinct cleavage/schistosity axial planar to F_2 folds and as a crenulation on S_1 surfaces (see plate 2C).

Within map 1189-01 F_2 minor folds are abundant in the rocks of unit 15 and in phyllitic layers of unit 12, especially along the road to Stamtjern. These are generally Z-type folds (see fig. 4). S-type folds of F_2 age (Fig. 5) are present in the area north of Langtjern (0500 0910). There is present in this vicinity a large F_2 fold with a short limb at least several hundred meters in length. One of the hinges of this fold occurs near (0505 0865) where $S_2 - S_1$

intersections have produced a particle lineation that is elongated parallel to the F_2 minor fold axes in the area (see fig. 6). On the basis of this observation it is possible that a major F_2 synformal structure occurs in this part of the Sanddøla area. Further studies in the Møklevann area are needed in order to determine the actual form of this structure.

Open folds of F_2 age, found in the area west of Møklevann, fold the S_1 into a large scale F_3 synform with a northwesterly plunge. The variations in S_1 from northeasterly to easterly in the area south of Stamtjern are probably due to the presence of a large open F_3 antiform.

Several small scale conjugate folds were observed in basic schists immediately west of the bridge over Finnbuelven (Fig. 8).

A number of lineaments can be seen on the airphotos of the Sanddøla area. The majority of those with a northeasterly strike are vertical fractures along which there is little displacement. The E-W fault shown on map 1189-01 is probably a continuation of the mylonite zone (unit 9a of map 1189-02). Faults of unknown but considerable displacement occur along both boundaries of map unit 19b in the Fremstjern area (see cross-sections B-B¹ and C-C¹ of map 1189-02).

Langtjern - Blåmuren area (maps 1189-03, 04, 05).

The westerly strike of the regional foliation continues eastward into map 1189-03 and -05 on map units 12 and 15, however, the dominant regional strike in this area is northeastward which reflects the more strongly developed F_2 structures in this area. The regional foliation S_1 is well developed in the greenstones and in the phyllites of unit 17.

The presence of S_1 in the arkoses and conglomerates has yet to be verified by thin section studies. Its apparent absence in these rocks is due to their low mica content since a S_1 (?) fabric has been observed at several localities where thin silty layers are present.

The crenulation cleavage of the Sanddøla area develops into a steep to vertical regional cleavage/foliation (S_2) in the area northeast of Langtjern. This cleavage is axial planar to F_2 folds. In some rocks, notably the calcareous psammities of map unit 18, it is the dominant fabric and is so strongly deve-

loped that the original bedding is generally not decipherable.

An horizontal to gently dipping cleavage associated with open late folds is found in the calcareous phyllites when the foliation/bedding is steeply inclined. These folds are younger than the F_2 folds, and are most common in the calcareous phyllites southwest of Gaziervann.

No folds of definite F_1 age were found in rocks outside of map units 12 and 15.

Folds of F_2 age have a general northeasterly plunge with some hinges plunging gently to the southwest. The fold styles vary from open structures in the arkose-conglomerate unit to tight and isoclinal structures in the calcareous psammities. In general the F_2 folds have vertical axial planes; in the areas around Holmtjern they tend to be overturned towards the southeast (Fig. 9).

Boulders in the conglomerates of unit 23 have a northeasterly elongation (see Plate 3) and this elongation must be a result of a deformation pre-dating the F_2 folds; in the Blåmurvann area the intermediate axes of conglomerate blocks can be used to trace out a major F_2 antiform.

Steep scarps and the unusually straight geological boundaries on map 1189-04 attest to the abundance of faults in this area. These faults are especially prominent along the margins of map unit 23. In the Gaiz-javre area vertical northeasterly striking faults bound a wedge of volcanics and trondhjemite that has been uplifted between the two blocks of unit 23. Vertical faults with a NE strike parallel the bedding in unit 23 at Blåmuren. A large part of unit 23 has been cut out along a fault/slide zone north of Holmtjern.

8 Mineralization

Sulfide occurrences in the Sanddøla area have not been investigated as these were studied in detail by Øystein Petterson of Grong Gruber A/S.

A molybdenum-copper occurrence was discovered in fine grained porphyritic trondhjemite north of Langtjern (map 1189-02). A quartz vein containing molybdenum was found in fine grained trondhjemite as (0927 2049). A description of these occurrences along with a minor occurrence of scheelite has been described in a short report by Gale and Kvien (a modified version of this report is included here as Appendix A).

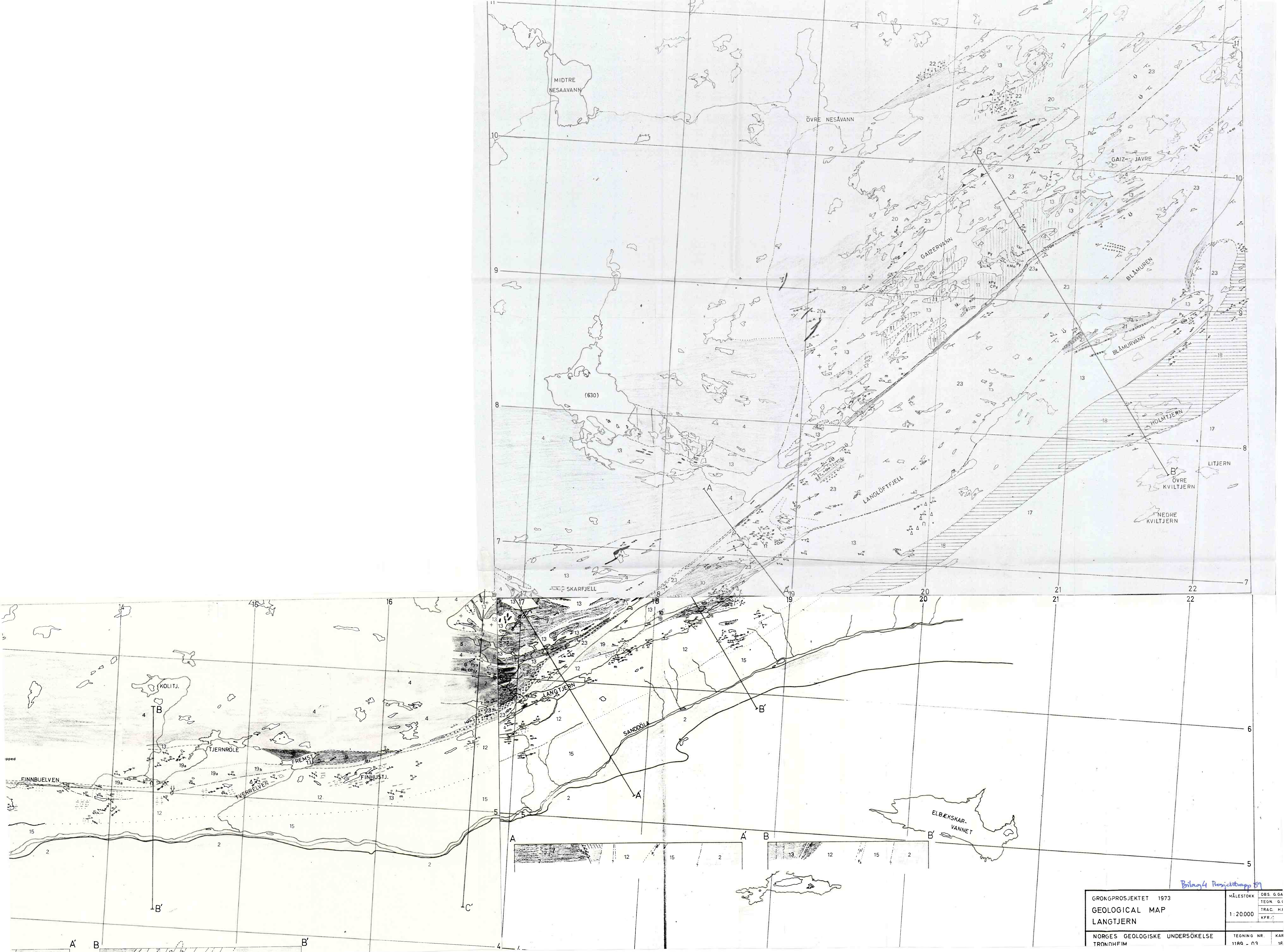
A large body of disseminated pyrite on Skarfjell at (0700 1770) occurs in a silicic lava surrounded by basic volcanics. The sulfides account for 5 - 10%

of the rock. Only pyrite was observed in the hand specimens. Several small lenses of pyrite were also noted in greenstones on Skarfjell; these were generally less than 20 cm thick and 1 - 2 meters in length.

Small lenses of disseminated pyrite occur in greenstones at (0764 1773) and (0766 1845). These occurrences of disseminated pyrite are not considered to be of economic importance.

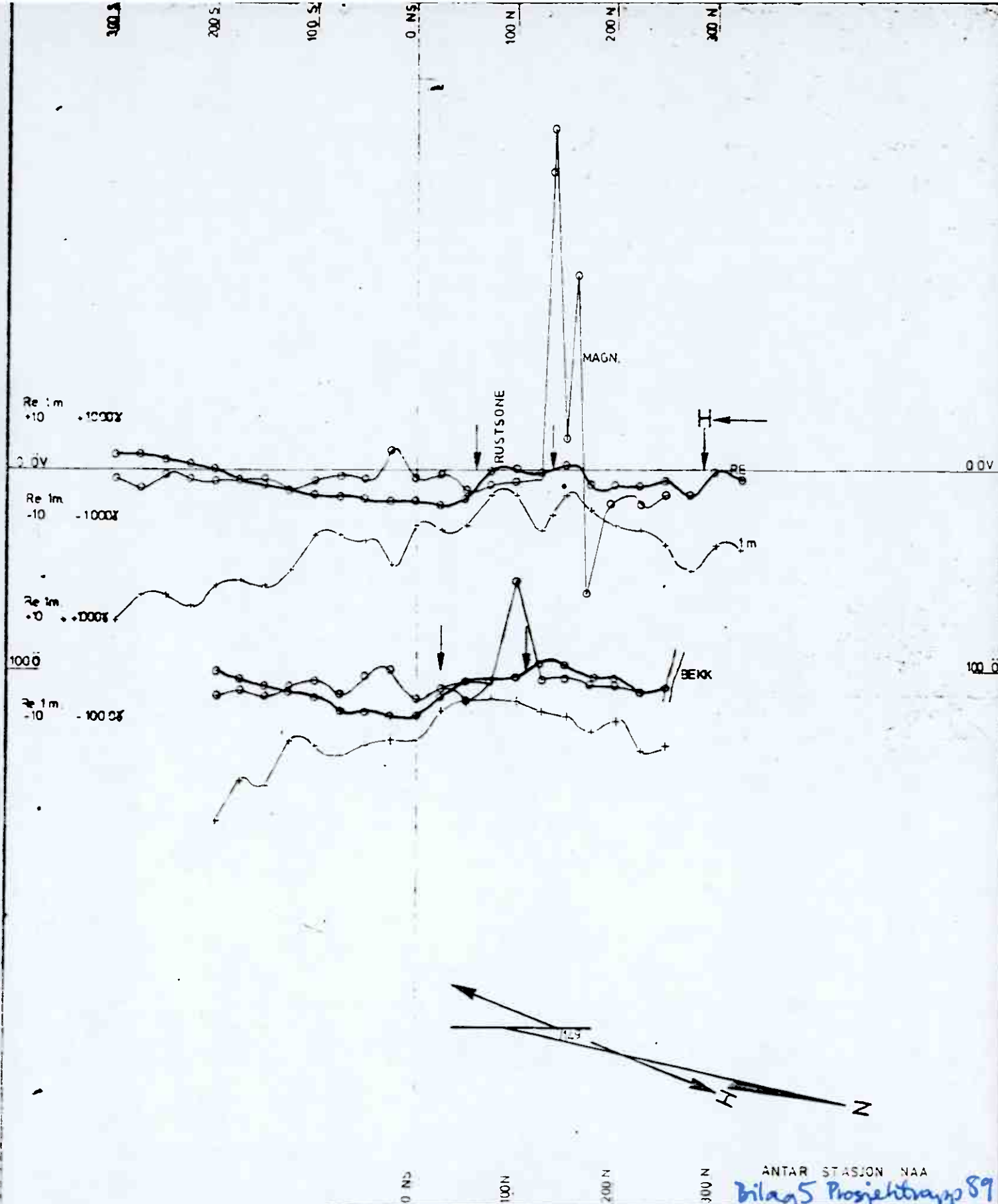
Trondheim den 7/5/74

George H. Gale

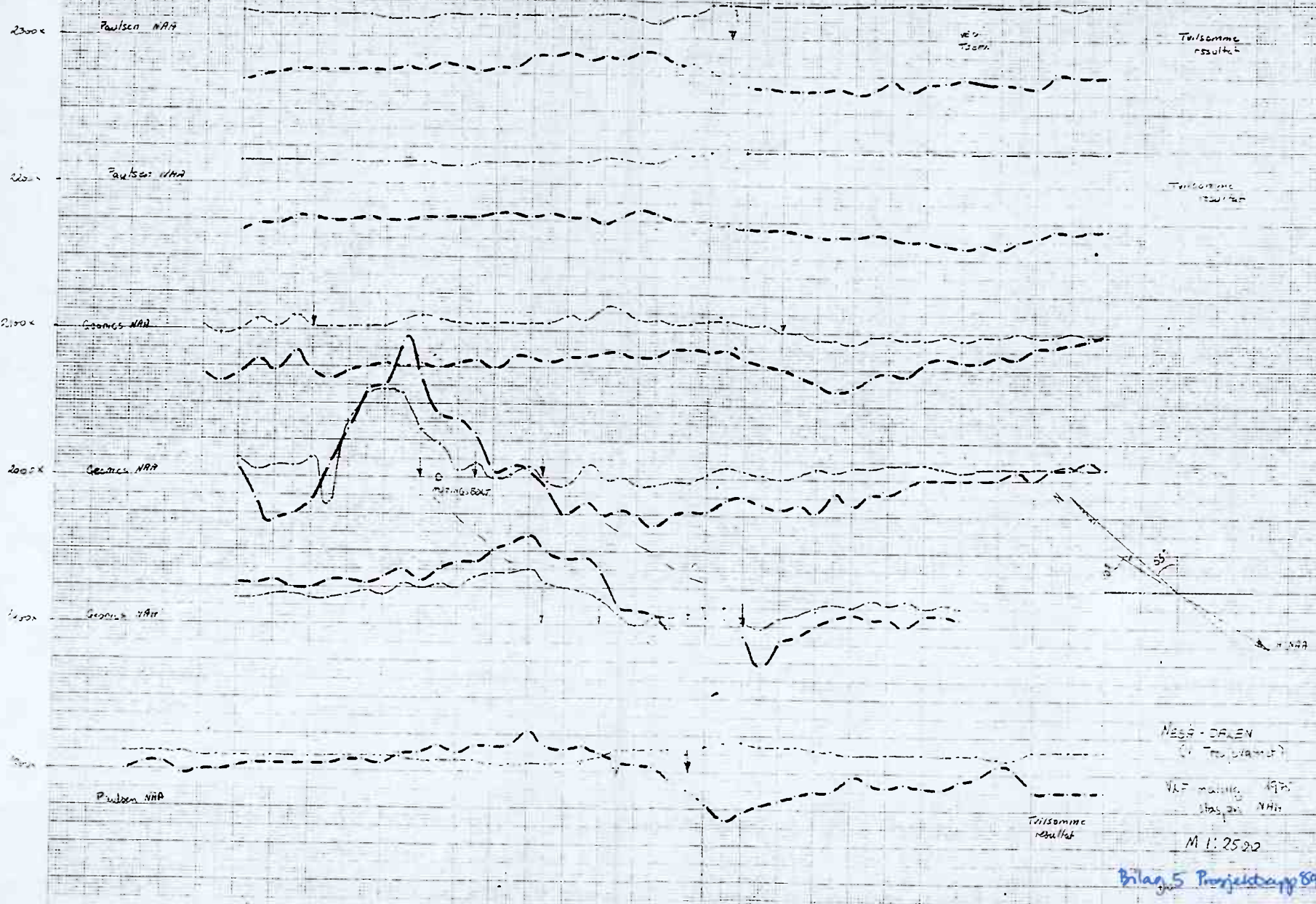


Bilag 4 Prospektbrev 89

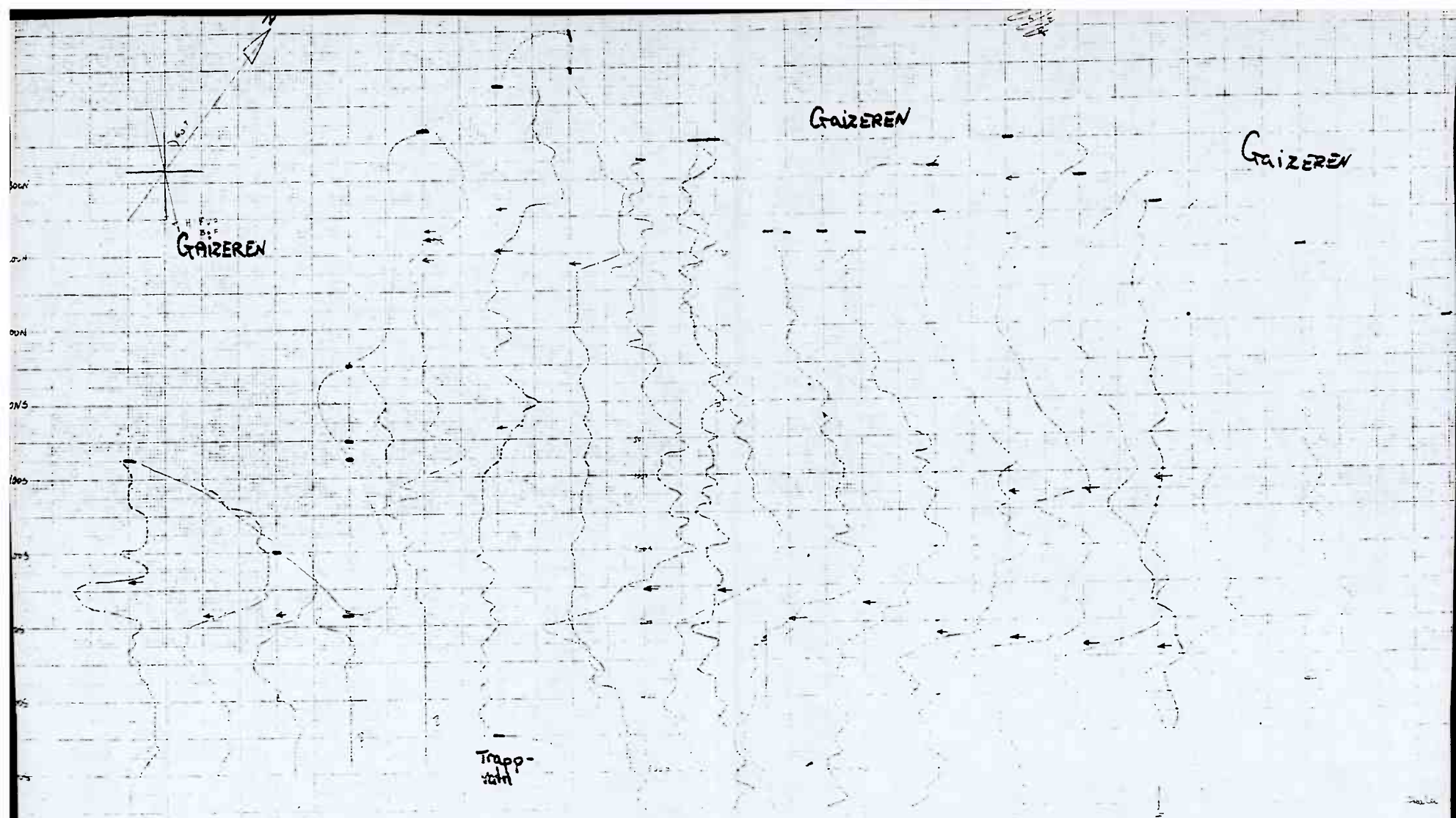
GRONPROSJEKTET 1973		MÅLESTOKK	DBS. G. GA
GEOLOGICAL MAP		1:20.000	TEGN. G. G.
LANGTJERN			TRAC. H. I.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE			KFR. 2
TRONDHEIM		TEGNING NR.	KAR
		1199 - 03	16



VLF/MAGN. - målt 1974 AMØBE- LANGTJERN-FREMSTFJELL		ANTAR STASJON NAA	
		Bilag 5 Prosjekttrapp 89	
Målestokk 1:5000	Tegn. A.H.	18.2.76	
	Trac. A.C.	19.2.76	
Erstatning for:			
GRONG GRUBER A/S		Bilag 23 05.05.76 1	
Erstattet av:			



Re — —
m — —



Gaizer - området

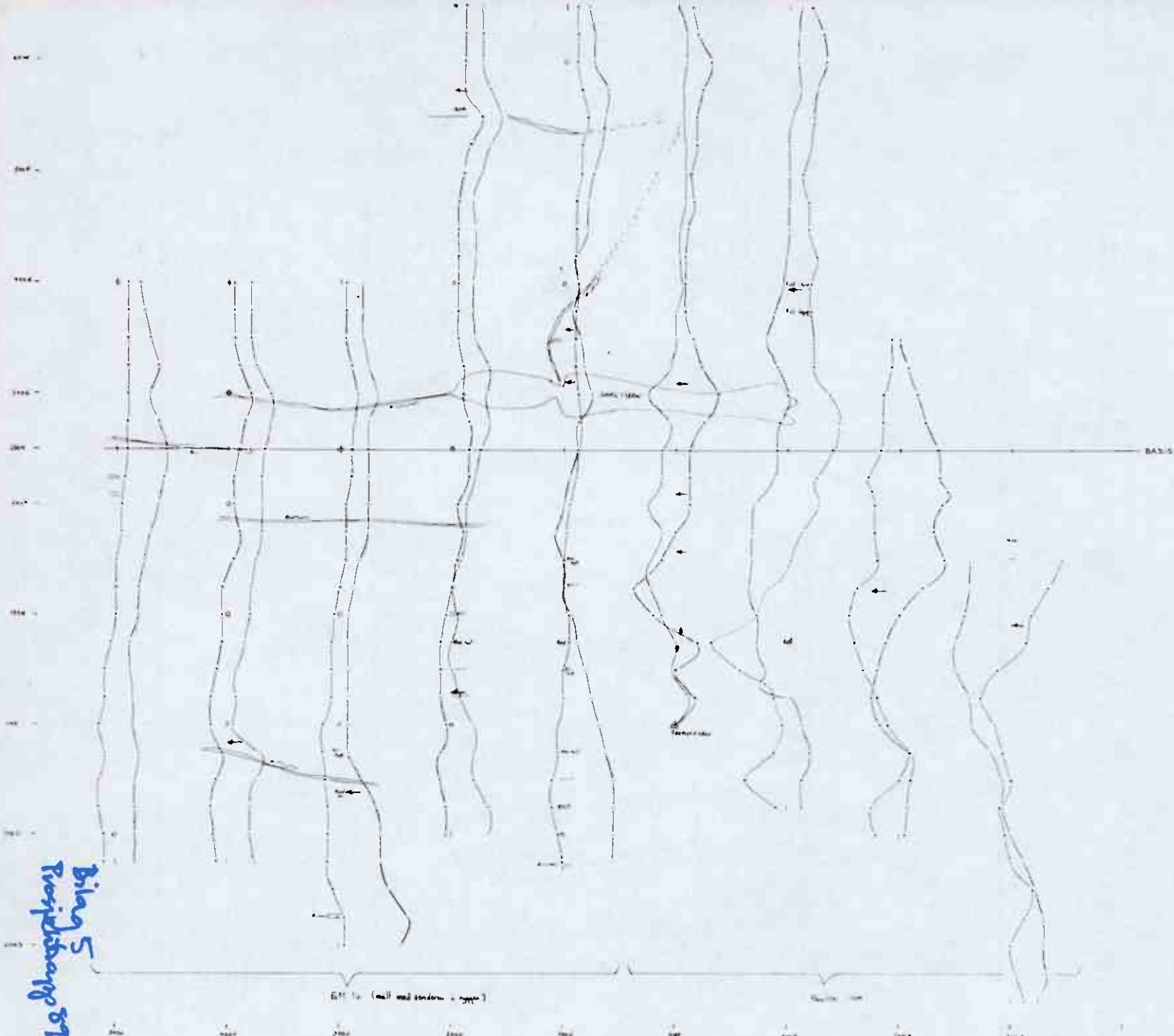
VLF-måling, juli -75.

M 1:5000

Bilag 5 Prospekttrapp 87

Pt. 100V - 600V : FOU (stasjon)

Pt 300V - 200V og 8000-10000 : BOF (---)



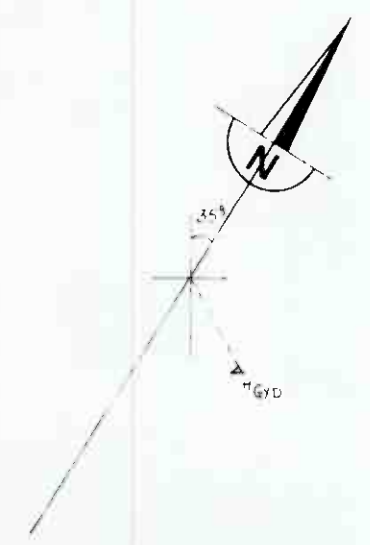
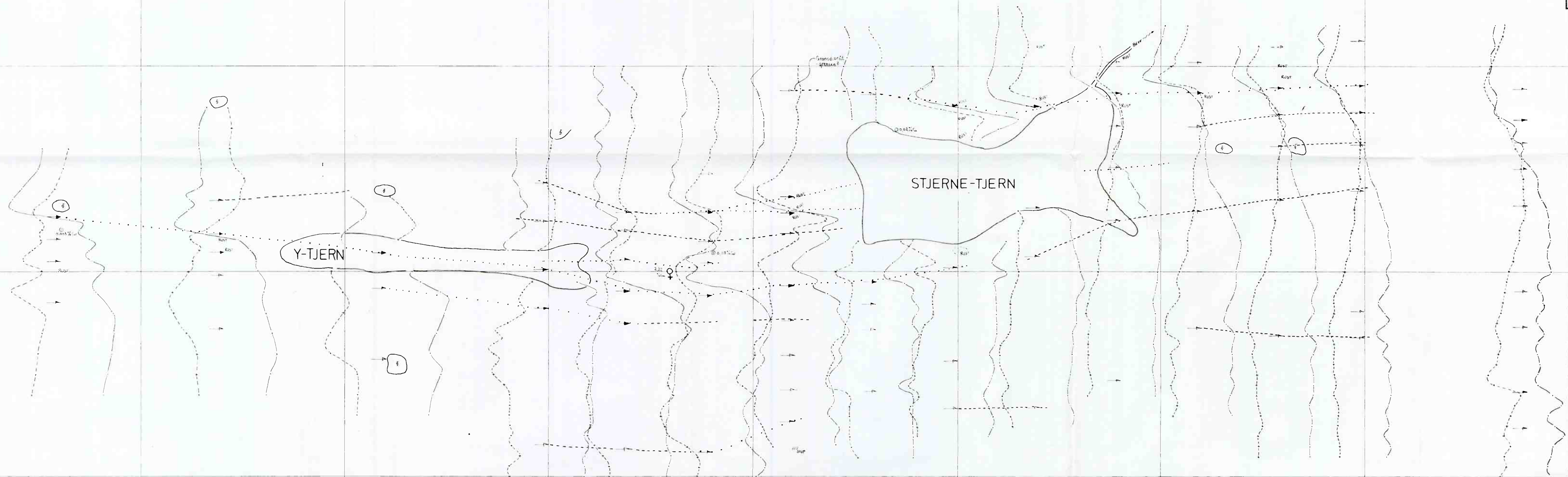
VLF-måling 1976

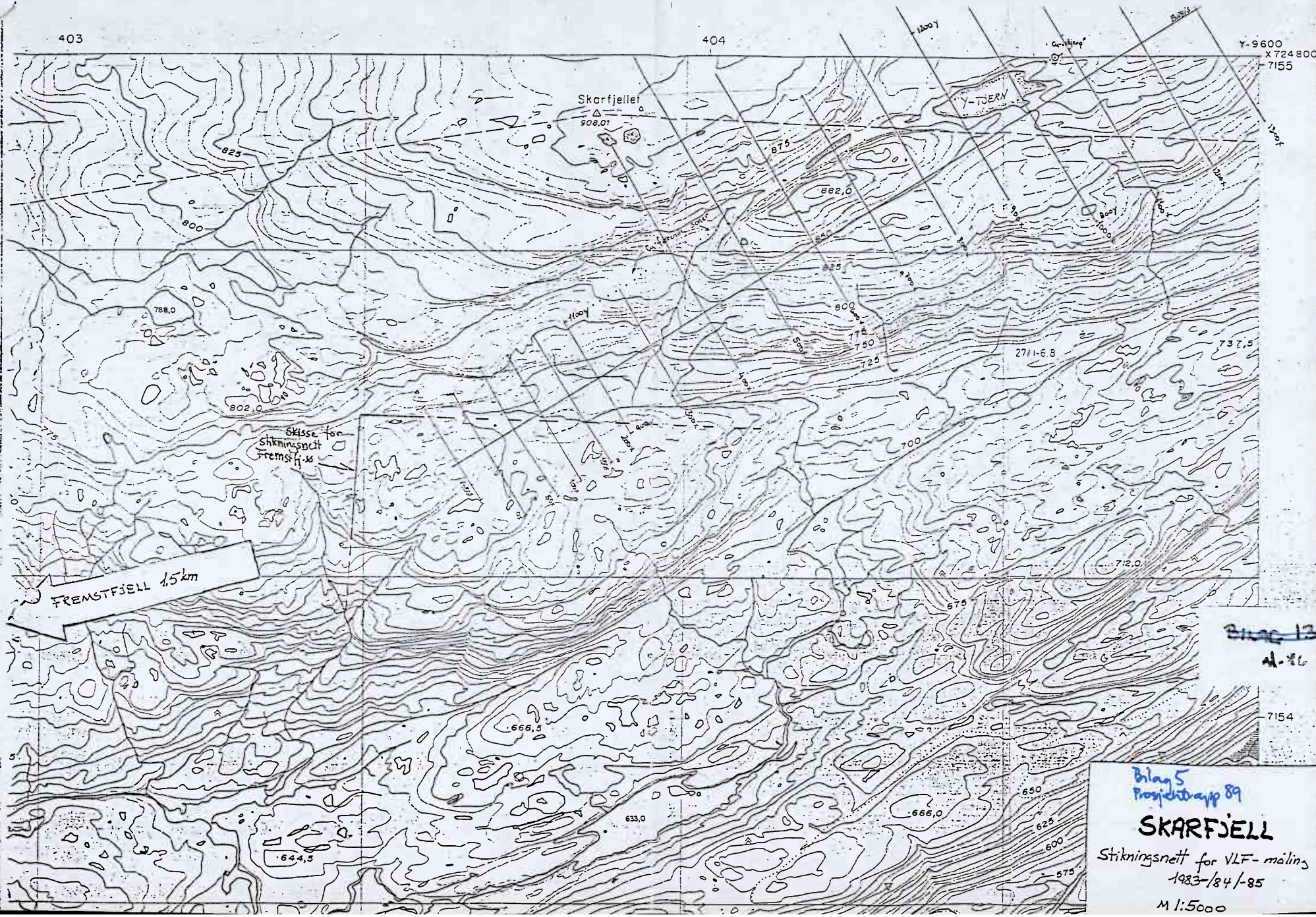
Fremstfjell - Smaltjern
5000
M 10000

Station NAR
Insh
Gensco EM 10
Paulsen
målt Tm: 100 1/2 A
Tm: 100 1/2 A

Bilag 5
Ressursrapport 87

21.03.87
JH



Bilag 5
Prosjekttrapp 89

SKARVFJELL

Stikningsnett for VLF-måling
1983/84-85

M 1:5000

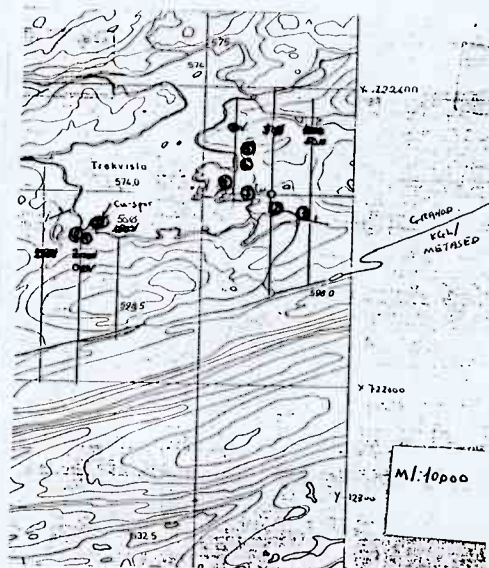
00V

500

SV-side
Amåbetjern

Cu-min

1920m



00V

500

SV-side
Amåbetjern

-100V

-046

-1005



AMÅBETJERN - 1985
VLF-måling - stj GAD
M 1: 2500 i N-S retn
1: 1250 i SV retn

0
Re
Im

+10

±10

A
23.10.85

Bilag 5
Måling 87
Bilag 17
21.85

5200 Ø

5300 Ø

5400 Ø

5500 Ø

5600 Ø

5700 Ø

5800 Ø

5900 Ø

6000 Ø

6100 Ø

1800 N

1700 N

1600 N

1500 N

1400 N

1300 N



STORFISK TJERN

GRAND-
SØET

1500 Ø

Bilag 16

d. 86

• Sjødybder - dypet
 10.000

Grong Gruber AS

Fremstfyll -
 STORFISK TJERN

VLF-måling 1985 - 5H GAD

M1:2500

Bilag 5
Prosjekttrapp 89

4H-21A-258



GEOLOGICAL REPORT

FINNKRUDÅMA - NESÅPIGGEN

Contribution to the Grong Project.

October 3rd 1975

Ian L. Ferriday

Bilag 6
Prosjektbapp 89

CONTENTS

	Page
1. <u>INTRODUCTION</u>	 1
2. <u>STRATIGRAPHY</u>	 2
Lower massive lavas	 2
'Acid' flows	 2
Intermediate-basic porphyry flows	 3
Pyroclastics	 3
Exhalative mineralisation	 5
Upper lavas	 8
Basic intrusives	 9
Acid intrusives	 10
Sediments	 12
3. <u>STRUCTURE</u>	 13
4. <u>CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS</u>	 15
5. <u>LIST OF SAMPLES WITH LOCATIONS AND BRIEF DESCRIPTIONS</u>	 16

1. INTRODUCTION

Geological mapping was carried out in 1975 from July to September in the Finnkrudåma - Nesåpiggen area at a scale of 1:10.000 based on photogrammetrically derived maps. The northern limit of the area is approximately 6 km due south-west of Skorovas mine and is continuous to the north-east with the mapping area of 1974. (South-East Skorovas report.)

Generally speaking, the area includes well exposed, greenschist metamorphosed extrusives, pyroclastics and exhalative mineralisation from dacitic to basaltic-andesite composition falling between the calc-alkaline and low-K tholeiitic provinces; together with, and almost surrounded in outcrop by, calc-alkaline intrusives are overlain by flysch sediments, the overall environment being part of an island arc system. The area is part of the Grongfeltet green-stone- gabbro- trondhjemite- flysch sediment belt of Nord Trøndelag of the Norwegian Caledonides, the work being a contribution to the Grongfelt project while based in Skorovatn.

The following report is based on field observations and all rock terminology is subject to analytical confirmation to be carried out at the Royal School of Mines, London.

The workers of 1975, as in 1974, were A. Rankin, I. Ferriday and C. Halls.

2. STRATIGRAPHY

Lower massive lavas.

The stratigraphically lowermost 'greenstones' occurring in the area, predominantly underlying acid flow, pyroclastic and exhalite material, consist of relatively dark but intermediate lavas. The lavas are typically relatively epidote-rich, both in groundmass and in fine fracture fillings, and locally epidote vesicular. No groundmass carbonate is evident, while carbonate may rarely occur in late fracture filling. Colour may vary, but is generally a darkish green grading to a bluish hue as groundmass magnetite content increases, this 'greenstone' lithology apparently being relatively enriched with respect to the latter. The lithology has a variably developed fine homogeneous granular texture, macroscopically identical to basaltic-andesites ('andesitic greenstone') occurring beneath the Skorovas orebody (Company Report: Southern Main Orebody: I.F. 1975), and it is both mineralogically and texturally evident that the lithologies are correlateable. The lithology forms relatively massive-looking, smooth exposure surfaces, having no recognisable pillow structures.

It is evident for structural reasons that this 'greenstone' lithology has relatively little outcrop area in the area mapped. The lithology is most exposed to the north-east of Tredjevatnet, and is also sporadically exposed beneath, and laterally in contact with, exhalative mineralisation over the entire area.

Acid flows.

Acid flow material is generally restricted in occurrence to two parallel-trending, stratigraphically cohorisinal belts, i.e. a northern belt including the northern Finnkrudåma and west to north-west Tredjevatnet mineralised zones; and a southern belt extending from Nesåfoten to the Nesåa mineralised zone to the west and thence toward the trondhjemites around Midtre Nesåvatn summit. No strong fundamental lithological differences exist between the acid flows of the respective belts, although 'keratophyric' flows occurring in the northern belt are locally pyrite-impregnated.

Acid flow material is variable in an apparently irregular manner between quartz-porphyry, having a fine-grained quartz-feldspar groundmass, to fine-grained variably fine-feldspar-porphyritic dacite to relatively aphanitic, locally quartz-porphyry 'keratophyre' which commonly weathers to a buff colour rather than white to light-grey which is typical of the former facies. Quartz porphyry and dacite flow material easily form the bulk of acid flows in the area, while quartz porphyries are slightly more abundant than dacites.

Acid flow material certainly predominantly occurs stratigraphically underlying acid to intermediate, variably textured pyroclastics, but in a natural manner may laterally occur having upper contacts with pillow lavas, feldspar porphyritic intermediate to basic flows, or facies of exhalite horizons. Acid flows may also locally contain fragmental material (e.g. X64060 Y7230).

Intermediate-basic porphyritic flows.

Flow and associated intrusive distinctly porphyritic material of intermediate-basic composition is restricted in outcrop to the northern Finnkrudåma - west Tredjevatnet belt. Flow material is variable from intermediate, an andesite porphyry, to basic, consisting of medium to coarse feldspar-hornblend porphyry.

Andesite porphyry is restricted to the vicinity of the Finnkrudåma skjerp zone and to Vestre Sættuøul and consists of 1-3 m.m. chlorite-replaced hornblend phenocrysts in a fine-grained light grey-green intermediate matrix.

Andesite porphyry material is apparently laterally gradational into variable feldspar- feldsparhornblende porphyry flow material toward the west shore mineralised zone of Tredjevatnet. The latter flow material is porphyritic from 1 to 10 m.m., phenocryst development having an inverse relationship to that of epidotic vesicles, which reach a maximum density in the south (X63600 Y7200) within relatively weak, fine porphyritic flow material. The latter feldspar porphyry, epidote vesicular flows are themselves gradational northward into a central, evidently vent proximal zone composed of epidote-poor, relatively coarse, feldspar-hornblend porphyritic flows containing abundant carbonate in fine vesicles; together with feldspar-hornblend porphyry feeder material. Feeder intrusives of the latter type extend north-eastward in the direction of Sættuøul and the Skorovas complex intrusive 'arc', where similar lithologies occur intimately within the varied gabbro facies (X66060 Y6440).

In the mineralised zone to the north-west of Tredjevatnet (X Y), flows are predominantly finer feldspar-chlorite replaced hornblend porphyritic. Typical of the porphyry material, the feldspar porphyritic flows in this zone underlie pyroclastics variable from fine acid ashes to lapilli tuffs and agglomerates which locally contain feldspathic fragments, and also locally fine angular **jasperoid fragments**. Thin fine acid tuffs or thin magnetic (<1 cm) cherts may occur within the porphyritic flows. Thus it is evident that in the west Tredjevatnet zone, a relatively complex multi-exhalative phase stratigraphy exists consisting of practically contemporaneous extrusion of porphyritic and acid flows, followed by further extrusion of both exhalative material (on a small scale) and feldspar porphyritic material, and terminated by deposition of compact magnetite-hematite bearing cherts. Carbonate rich pillow lavas stratigraphically overlie the latter horizon immediately north west of Tredjevatnet, while to the south, at the start of the Nesåa and north of Nesåfoten, the chert horizon overlying the feldspar-porphyry flows is stratigraphically overlain by carbonate poor pillow lavas having chert cusps.

Pyroclastics.

Pyroclastics vary both in acidity and texture in the area mapped. However, the most commonly occurring facies is of material containing lapilli-sized (0,5 to 1,0cm) clasts which are commonly enriched in magnetite. Lapilli-tuffs occur most voluminously associated with the southern acid extrusive belt, where the tuffs are distinct in weathering appearance from similarly textured lapilli tuffs occurring associated with the northern acid extrusive belt.

In the Nesåfoten - Nesåa belt, the lapilli tuffs occur predominantly stratigraphically above acid flows, but may also have basal contacts with, and be replaced by intermediate flows locally having clastic and lithophysal textures (X62980 Y7530). The lithophysal structures are developed at a horizon laterally continuous with the Nesåfoten and Nesåa mineralised zones to east and west respectively. The structures commonly resemble vesicles in shape, but are formed by skins, and are concentrated so densely that they are invariably in mutual contact. The texture is developed by extreme 'frothing' of fluid material, and the facts that (a): it occurs approximately at a broad culminative horizon i.e. of pyroclastic-exhalative mineralisation association and (b) that the facies contains clasts to ~10 cms, are testament to a vent proximal environment of formation where localities of concentrated ascension of volatiles existed. The paucity of directly associated exhalative cherts with this facies and the overall lack of coherent competent chert horizons over parts of the Nesåfoten - Nesåa mineralised zone is also evidence for the siting of an extrusive centre in the proximity of the former zone. This will be discussed further.

The lapilli tuffs of the southern belt are generally non-mineralised except for finely disseminated magnetite and local minor sulphidic impregnation. However where the horizon of tuffs has been exposed by structural repetition in the zone (X62900 Y8500), the facies contains pyritic impregnation on a relatively concentrated and extensive scale. This zone, termed the Nesåa mineralised zone, extends discontinuously in a north-west - south-east trend across the Nesåa. The mineralised pyroclastics evidently represent a vent proximal environment of deposition, where sorting of clastic material from Fe-laden solutions was not effected, or where already deposited tuffs have been saturated by ascension of Fe-bearing volatiles. Aphanitic keratophyric and quartz-porphyritic extensions occur associated locally. No trace of Cu is apparent, while the maximum volume of 'buried' impregnation appears to be $< m^3$. North of the Nesåa, the mineralised tuffs are replaced by non-mineralised lapilli tuffs, which are themselves replaced by pyroclastics of coarser texture associated with magnetitic chert and a thin horizon of relatively dense pyritic impregnation (X63600 Y8400).

elucidation: when Cu is more buried -> more, !!!

As the Nesåfoten skjerp zone itself is approached (X63200 Y7200) the lapilli tuffs are replaced by fine acid ashes which to some extent act as host to local pyritic impregnation, the bulk of mineralisation at this locality being as massive, fine sedimentary-banded sulphides.

elucidation: chert -> structure -> magnetite -> pyritic

As has been stated, no lapilli-tuffs of the facies typical of the southern belt occur in the north-Finnkrudåma - west Tredjevatnet belt. In this case, pyroclastic material is variable from fine acid ashes, (similar to Nesåfoten), to lapilli tuffs and agglomerates consisting of <1 to 10cm acid clasts in an intermediate to acid tuffaceous matrix. Similar to the southern belt however, pyroclastic material lies predominantly stratigraphically above acid flow material, and stratigraphically below the horizon of deposition of exhalative mineralisation. Also similar to the southernmost pyroclastics, those in the north may laterally be in contact with underlying intermediate flows.

Pyroclastics of the northern belt are locally feldspar crystal fragmental, due to the relatively voluminous occurrence of earlier
ar o itic flow and intrusive material that occurs with

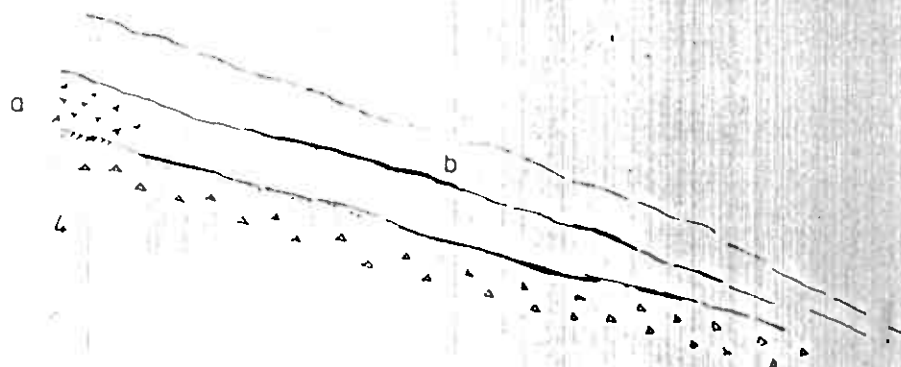
Exhalative mineralisation.

Two main belts of exhalative mineralisation occur in the area, both trending parallel to one another approximately N.W. - S.E., and swinging to a N.E. - S.W. direction towards Tredjevatnet and further east. Both belts are associated intimately with belts of acid extrusive material, and are stratigraphically cohorizontal. Associated pyroclastic material varies between the belts and the feldspar-porphyry intermediate flows associated with and underlying the culminative exhalite horizon in the northern belt is not present to the south, but no fundamental difference exists between underlying acid flow material of the two belts. Mineralisation in both belts is overlain by variable pillow to massive flows of general intermediate character. Between the belt outcrops, within the upper lavas, rolls and coherent horizons of exhalative chert occur, but with no evident pattern, this being due to primary distribution and subsequent tectonism, which will be discussed further on. The terminology and definitions of the 1974 Report On South-East Skorovas will be used in the following description and discussion on exhalative mineralisation in the area mapped.

The nature of exhalative mineralisation in the area is most variable with respect to both morphology and mineralogy. This is evidently due to a primary variation in the physico-chemical environment of the submarine deposition surface, governed largely, it is thought, by the siting of vent localities or localities of concentrated ascension of volatiles, in the relatively narrow time span leading up to and including deposition of Fe-bearing colloids over relatively large areas. According to primary concentration distribution and local relative 'strengths' of reducate and oxidate facies, the former colloids are now represented by compact to relatively non-aphanitic cherts containing variable ratios of magnetite: hematite, usually tending to be underlain by a sulphidic facies which may have colloidal material, or fine acid to intermediate tuffaceous material as host.

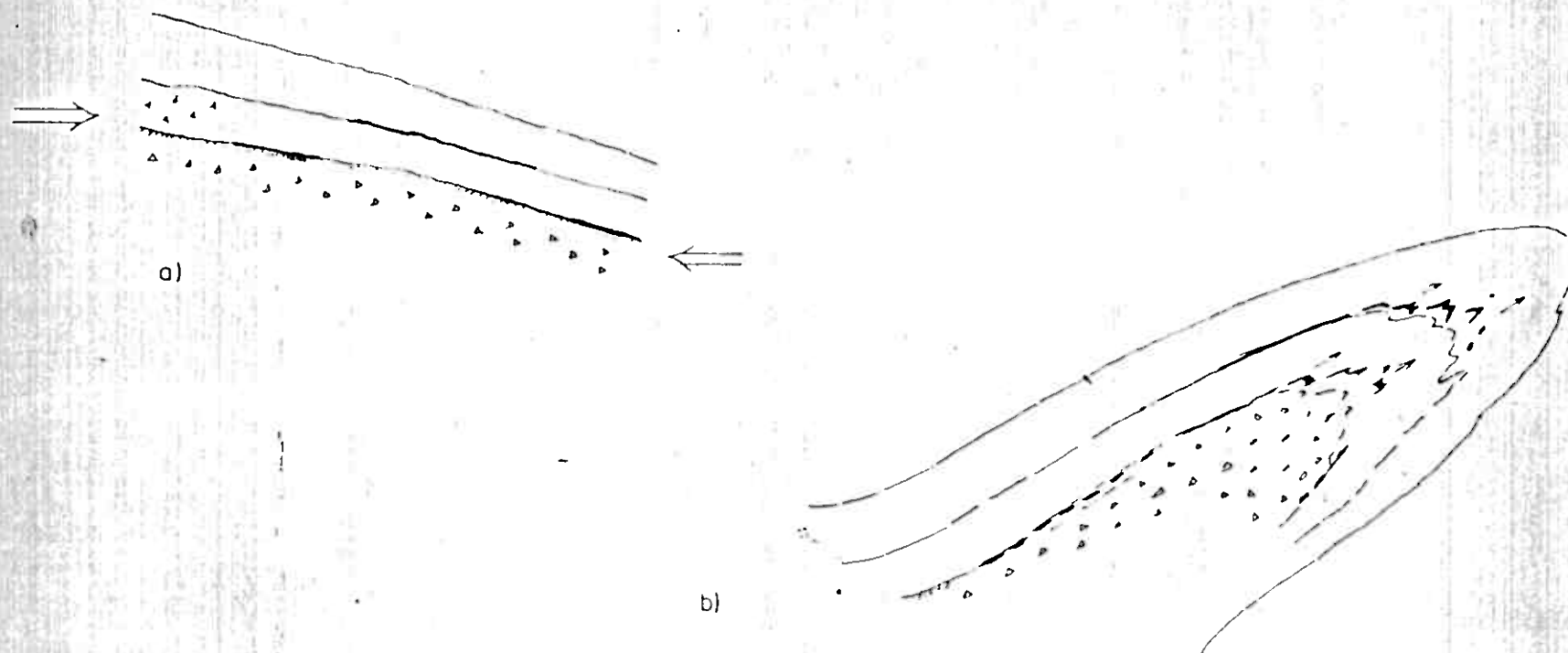
Compact cherts: The compact cherts vary from hematite to magnetite rich to Fe-poor, deep red hematitic cherts predominating overall. They may occur with varying relationships with respect to underlying and overlying lithologies laterally, but certainly most commonly occur stratigraphically capping horizons of sulphidic impregnation which in turn overlies pyroclastics of variable texture which may be mineralised. Laterally, the cherts may occur with a basal contact against acid flows or early intermediate flows. This is to be expected with increasing distance from the vent, due to the considerable ease with which primary brines could be dispersed and distributed compared with coarser pyroclastic and lava flow material. Thus with increasing distance from the vent, it is to be expected that the cherts form a time-stratigraphic horizon actually crossing lithological boundaries but which nevertheless separates major eruptive cycles, with lithological asymmetry across the exhalite horizon.

However, in the area mapped and also locally in the area of South-East Skorovas, coherent horizons of exhalative chert (unaccompanied by sulphides) occur without asymmetry e.g. within the pillow sequence west of Tredjevatnet (X64200 Y8000).



Possible origins of cherts occurring within homogeneous pillow flows as cusps (a) or horizons (b)

Fig 1



Behaviour of compact exhalative chert during strong deformation.

Fig. 2

Such occurrences are thought due to a redistribution of already deposited but unconsolidated colloids by strong current action as would be produced by submarine pressure waves travelling before an advancing later lava flow. At a particular, probably relatively extensive, distance from the vent, the lava flow could have ceased movement before the colloids began to re-settle, resulting in the eventual formation of a coherent but discontinuous chert horizon enclosed within the later flow pile. The lack of associated sulphides can be explained by the relatively strong oxidation that would result from redistribution. (See figs. 1. 1-4)

A somewhat similar process explains the occurrence of compact cherts forming pillow cusps and skins in the pillow lavas stratigraphically overlying the Nesåfoten mineralised zone. In this case, redeposition of colloids has evidently taken place contemporaneously with pillow formation. Here also, no coherent chert horizon occurs overlying the sulphide mineralisation, this no doubt having been almost completely erased by, and to provide cusp material for, the later pillowed flows, which also evidently engrossed on the upper horizons of sulphide mineralisation as chert cusps locally contain pyritic impregnation. Such characteristics imply the proximal siting of a vent in the Nesåfoten - Nesåa belt. (See figs. 1. 1-4)

Blocks and isolated rolls and closures of compact chert may also occur in essentially homogeneous material, without apparent asymmetry. In this case it is clear that the distribution is due to the great difference in mechanical properties and behaviour, under strong folding and associated shearing, between the competent cherts and other lithologies such as pillow lavas and pyroclastics. The latter lithologies will tend to flow around the relatively stable but bondinaged and dislocated compact cherts. (See figs. 2. a, b.) Thus, where deformation is strong and where compact chert occurs so distributed, the original nature of cherts, whether redepositional or not, is more difficult to ascertain. However, on a small scale, the proximity of pyroclastic and/or acid flow material can be reasonably conclusive of non-redepositional origin.

Banded magnetite-cherts and T-bands: Relatively non-aphanitic cherts containing relatively high magnetite content, having a distinct blackish appearance and frequent bluish tarnish, frequently crudely interbedded with fine magnetite-poor siliceous material, are distributed in an inverse relationship with respect to the compact cherts. Such cherts occur in the northern exhalative-acid extrusive belt sporadically around, overlying mineralisation in the Finnkrudåma skjærps; and overlying non-sulphide mineralised intermediate epidotic greenstones north-east of Cevoker where they occur at the erosive contact between effusives and arkosic sediments. These cherts have no outcrop in the southern (Nesåfoten - Nesåa) belt.

Development of T-band type of exhalative sedimentation is very rare in the area. At (X63150 Y7920) and (X63560 Y7290) such facies, consisting of finely interbedded magnetite-rich and magnetite-poor pink cherts occur.

Sulphide impregnation and massive sulphides: Relatively extensive occurrences of sulphidic mineralisation are restricted to the belts of exhalite-acid intrusive material, and the nature and hosts of outcropping sulphide mineralisation vary widely over the area. Mineralisation of sulphides in the area is macroscopically pyritic, no Cu being evident.

Sulphidic impregnation occurs predominantly within fine grained acid ash or siliceous colloidal material e.g. Nesåfoten and north west of Tredjevatnet (X64580 Y7090), lying stratigraphically below the horizon of deposition of magnetite-hematite compact cherts. In the Nesåa zone, however, pyritic impregnation occurs within part of the fine lapilli tuffs, this relatively extensive occurrence having been described earlier. Sulphide impregnation may also locally occur in keratophyric flow material e.g. Finnkrudåma (X64900 Y7500).

Massive sulphides occur in the northern belt, forming the Finnkrudåma skjærps, where they are stratigraphically underlain by a graphitic horizon representing the local concentration of organic detritus, this being instrumental in the reduction of ferric hydroxides in the primary depositional environment. Massive sulphides also occur in the southern belt forming the Nesåfoten skjærp zone, being typical 'vasskis' - having fine intercalations of sedimentary banded dark siliceous material, containing no detectable magnetite. These massive sulphides are most similar to those occurring at other localities in the Skorovas region, e.g. south of Vestre øverste Nesåvatn (X67000 Y5800) where similar dark non-magnetic cherts are interbedded with sulphides, having a capping of magnetite-rich cherts. (South east Skorovas report-74)

Relation of sulphide occurrences to relative proportions of components of exhalite horizons: It is clear that the occurrence of massive or disseminate sulphides within the lateral extent of an exhalite horizon has no particular dependence on particular morphological type of underlying pyroclastic or on type of acid flow material, except that massive sulphides apparently tend to occur where fine-grained acid ashes are more strongly developed. There does appear to be a weak correlation of sulphide occurrence with that of magnetite however, where the latter may occur within cherts or underlying pyroclastic material. Thus, zones of sulphidic impregnation tend to grade laterally into zones poor in sulphide but with cherts enriched in magnetite relative to hematite. This is to be expected somewhat in primary conditions consisting of lensoid reduccate and oxidate zones, with a grading of sulphidic mineralisation to that of magnetite followed by hematite as the oxidate zone is reached. However, in the area mapped, such zones of predominantly magnetitic mineralisation marginal to sulphide occurrences are of small extent and somewhat irregular. It is possible however that, as volume of sulphides increases, the magnetite-enriched wallrock marginal zone expands according to a function related to sulphide volume and no doubt other factors.

Differing lithological facies of the belts: As has been stated, the two belts of exhalite-pyroclastic-acid flow association, trending approximately parallel to one another through the combined f_1/f_2 structural grain of the area, have fundamentally differing types of lithologies in some respects: a) the nature of pyroclastic material is distinctly different in appearance, though lapilli tuffs constitute the bulk of such material in both belts. b) Intermediate feldspar- or feldspar-hornblend-porphyrific material is an important component of the northern belt, but does not occur in the southern belt. c) While distribution of fine acid ashes, acid flows and sulphides is apparently equal between the belts.

Both belts include evident vent-vicinity lithologies e.g. 1) dispersed pyrite in intermediate lapilli tuffs (Nesåa) and overlying pillows containing chert cusps (Nesåfoten) in the southern belt, and 2) coarse and rapid transition from porphyry feeders to porphyry flows and complex stratigraphy of the west and north-west Tredjevatnet mineralised zone, northern belt, including crystal and chert fragmental tuffs. Outcropping between the belts are predominantly varied pillowed and non-pillowed flows containing some vent distal characteristics in a relative sense i.e. resedimented cherts.

It is therefore proposed that, although time/stratigraphically continuous, the two belts, or the culminative horizon forming the belts, is the result of eruption and exhalation from several separate but closely spaced centres. Certainly the eastern zones of the northern belt are fed at least demonstrably in part by the Skorovas complex intrusive arc. The southern belt, however, appears to have been fed from the direction of the massive trondhjemite intrusive to the west and south west. This raises the possibility of original continuity between the two, presently outcrop-separate, intrusive masses, which will be discussed further on.

Upper lavas.

Flows lying stratigraphically above the exhalative mineralised horizons of the area are widely variable laterally. The following fundamental types are recognised; according to morphology/mineralogy.

- a) Composed of recognisable pillow structures
 - i) carbonate rich with epidote-(carb.) cusps
 - ii) carbonate poor, intermediate, epidote cusps
 - iii) " " " chert cusps.
- b) Having no recognisable pillows, intermediate epidotic, carbonate visible where tectonised.

In the Nesåfoten - Nesåa zone, upper flows are of type a) iii) with local a) i). Along lithological strike to the northwest and into southern Finnkrudåma - Midtre Nesåvatn (674,3m) these become predominantly types a) ii) and b) with local a) i). Flows above the Finnkrudåma - west Tredjevatnet zone are predominantly of type a) i), apparently becoming a) ii) and b) toward the south and south-west, into the central area lying between the two

It is evident that the present variations in morphology and mineralogy can be explained to a large extent by a combination of slight variations in chemical composition, settling distance from the volcanic vent and tectonism. The occurrence and origins of chert pillow cusps has been discussed earlier. The effect of tectonism, notably strong shearing, has been to produce tectonic facies within the greenstones, this consisting of release of Ca from feldspars and concentration with redistribution of existing fine groundmass carbonate, to form lenses within the body of, and discontinuous fine sheets in the fabric of the lavas. Such shearing would not necessitate great displacement being rather of a combined translational/rotational nature, while in the final stages, any pre-existing pillow structures would have become destroyed beyond recognition. In the Finnkrudåma - North-west Tredjevatnet zone, carbonate has been separated from the matrix of pillow lavas to form pods up to 20 x 5 x 5 cm in zones of strong shearing with development of minor f_2 shear-type and crenulation folding approximately coaxial with local f_1 trends. Similarly, north of the Nesåfjorden skjerp zone, chert-cusp pillow lavas, with no obvious carbonate and intermediate character, have been transformed into a schistose f_2 -minor folded greenstone containing concentrations of free carbonate adjacent to a fracture zone.

Basic intrusives.

Skorovas complex intrusive arc: In the north-east of the area, the occurrence and outcrop of gabbros in this intrusive zone is complex, not only by primary complexity (combined intrusive sheet/feeder body) but also by later extensive intrusion of trondhjemitic material as relatively large coherent masses and as zones of pervasive minor sheets. Thus the 'gabbros' of this body vary from being coarse grained with common pegmatitic facies; to fine grained, locally feldspar porphyritic feeder gabbros resembling greenstones in the field; with alteration apparently relatively shortly after intrusion to quartz-bearing hybrid gabbros, together with extensive fine trondhjemitic net-veining (the latter occurring most commonly on the Satteduol plateau (X65700 Y6500)). Although small-scale cumulate textures occur rarely, no mineralised zones occur within this gabbro.

Nesåpiggen composite intrusive: Banded gabbros form the bulk of the outcrop of this intrusion, which is relatively extensive and occurs in the south of the area. The northern contact of the intrusive is tectonic, dipping steeply northward. Similarly, the eastern and southern contacts are also tectonic, being formed jointly by a steep westerly dipping fracture and a strong low angle fracture dipping north to n.n.west beneath the lower eastern shoulder of Nesåpiggen. Thus the form and depth of the intrusive body is not evident.

Within the gabbro of this intrusive zone, occurs cumulate layering consisting of alternate gabbroic/lencogabbroic facies, the ferromafic (invariably hornblend): felsic ratio varying widely. The more mafic layers are composed of >50% hornblend, felsic layers having <30%, on average the gabbros being composed of ~35% hornblend with 65% basic feldspar plus or minus pyrite in amounts <0,5%

Considering the Nesåpiggen intrusive zone as a whole, there appears to be a coarse, but discontinuous continuum between gabbro and trondhjemite, including dioritic and quartz-dioritic facies. Intruded approximately parallel to cumulate layering at an early stage are leucocratic, locally quartz bearing facies, locally forming hybrids with primary gabbroic material. Relatively late trondhjemitic material also locally occurs intruded approximately parallel to layering. Greenstone schlieren occur locally associated with the numerous steep northerly dipping fractures which dissect the layered gabbros.

Not uncommonly, cumulate and/or deuteric crystallisation is accompanied by concentration of pyrite, chalcopyrite, magnetite, pyrrhotite and probable pentlandite. Noteable localities for such mineralisation include (X62185 Y7380) and (x62000 Y8800), but the exposed and local extent of such mineralisation is relatively small.

Occurring locally (X62650 Y9000) as a tectonically bounded lens on the northern contact of the banded gabbro, is ultramafic material, composed essentially of pyroxene together with included olivines which have been serpentinitised, and fine disseminated magnetite, which is also concentrated along minor fractures within the ultramafic.

Intermediate facies of the Nesåpiggen intrusive: Dioritic and quartz-dioritic material forms an extensive outcrop to the north-east of Nesåpiggen, being tectonically bounded by a steep westerly-dipping fracture to the west and by a low-angle thrust-like fracture to the north, east and south. Underlying the latter fracture are predominantly sediments, which structurally underlie the eastern and south-eastern shoulders of Nesåpiggen. No zones of concentrated mineralisation occur within these lithologies.

Minor gabbro-diorite intrusions: Minor intermediate to basic intrusive sheets outcrop over the entire area, being fine to medium grained and of apparently limited mineralogical variation. Due to the mechanical anisotropy presented by exhalite horizons, gabbroic sills very frequently occur along basal or upper contacts of exhalative mineralisation, and also cross-cutting at shallow angles. Gabbroic intrusions in greenstone, commonly later intruded by minor trondhjemitic material, occur within predominantly tectonically defined 'slices' to the extreme south-west and south-east of Tredjevatnet. Shearing within such slices has produced flaser textures within gabbroic material.

Acid intrusives.

Western trondhjemite: Massive trondhjemites outcrop in the west of the area toward Midtre Nesåvatn, which form the bulk of a large intrusive body in west Grongfeltet (~100km² - Foslie). In the area mapped, such trondhjemite outcrops having a north-south trending tectonic contact with effusives, coming into contact with the Nesåpiggen intrusive zone in the extreme south-west. The tectonic contact, of low to high angle nature, dips eastward beneath the Finnkrudåma - Nesåa area and is associated

with the development of low angle west-dipping fractures within the effusives in the vicinity of the contact. The trondhjemite is typically coarse-grained, consisting of quartz and low Ca feldspar with <1% ferromagnesian minerals. No zones of mineralisation occur in the area mapped. This trondhjemite is apparently relatively free from contamination, containing only minor local greenstone schlieren. However, south-west of the Nesåa, as the Nesåpiggen intrusive is approached, zones occur consisting of intense trondhjemitic intrusion of greenstone and, due also to the presence of flaser gabbroic material, contact relations are vague.

Skorovas complex intrusive arc: Outcrops of trondhjemite within this zone are irregular and gradational into zones of pervasive minor sheet intrusion and net-veining of gabbro and to a lesser extent, greenstones. It is, however, evident that the intrusive complex west of Nesåflyen (705) is continuous in a complex manner with the trondhjemitic belt east of Nesåflyen and extending ENE toward Stannestjønnå (South-east Skorovas report 1974). Similar to the trondhjemite east of Nesåflyen, those in the area are variably contaminated, but also form hybrids with the earlier gabbro.

Nesåpiggen - Tredjevatnet zone: Coarse trondhjemite containing minor greenstone schlieren occurs south of Nesåpiggen, and on the north-eastern shoulder, also occurring in contact with flysch sediments and diorite-quartz diorite on the lowest northeast slopes of Nesåpiggen. In this zone, contacts with the layered gabbro and diorite of the Nesåpiggen composite intrusion may be somewhat gradational but frequently tectonic. No mineralised zones occur within this lithology.

Relatively minor trondhjemite intrusions: Such intrusions occur at all levels in the stratigraphy of the area and are variable from coarse, quartz-porphyrific to aphanitic. Minor acid intrusive sheets may resemble and be continuous with flow material of quartz porphyry to keratophyric nature, but are distinguished by the obvious lack of associated exhalative mineralisation. This is clearly visible in the area north of the Nesåa (X63800 Y8800) where a trondhjemitic feeder zone is continuous into a belt of acid flows together with pyroclastics and exhalite mineralisation of cherts and sulphides. Minor trondhjemite intrusives of the extreme south east are evidently extensions of, and fed by, the trondhjemite body being part of the Nesåpiggen intrusive zone. In this area, trondhjemites occur in flaser gabbro and greenstone material within part tectonically defined slices, within a zone of relatively concentrated fracturing; generally dipping north to north-north-westward, parallel to f_1 schistosity; that trends north eastward across Tredjevatnet and into the southernmost areas of the 1974 mapping area. Flaser gabbros, trondhjemites and greenstones occur along the length of this zone. The minor trondhjemites of this southern area are commonly relatively epidot rich.

It is clear that at least two phases of minor acid intrusive activity have occurred in the area, as intrusions may be terminate at the reosive effusive/sediment contact, or may continue into

From sections across the area, the possibility that the effusives of the area are at least underlain in part by intrusive material in a broad basinal structure becomes apparent. Similarly, it has been earlier noted that the two outcrop belts of acid effusives and associated pyroclastics and exhalative mineralisation have been fed from the Skorovas complex intrusive 'arc' and from the western trondhjemite/associated Nesåpiggen intrusive zone; although both belts are in fact 'exposures' (in a structural sense) of the same time/stratigraphic horizon. Thus the possibility that the intrusive 'arc' is or was continuous with the western trondhjemite and Nesåpiggen intrusive zone, the three zones being facies variations of the magma reservoir underlying the area, becomes reasonable to propose but as yet difficult to prove.

Sediments.

Flysch sediments outcrop in the east and south-east of the area, having a predominantly inverted contact with effusives, trondhjemites and gabbros, which is commonly tectonised and locally purely tectonic. The contact is disconformal, this being clear from the convergence of the erosive contact toward and across an exhalite horizon, along a strike length of approximately km i.e. from the Kronglefjell area (1974 report - South-east Skorovas.) to the Čevoker area - where magnetite cherts occur at the contact - and thence westward where the f_1/f_2 folded contact cuts across an exhalite horizon and where local secondary Cu minerals occur in the sediments - north east of Tredjevatnet (X64900 Y6900).

The basal sediments consist of fine to coarse-clastic arkoses containing greenstone, trondhjemite, gabbro, chert and epidote clasts in a grey matrix. It is most significant that the occurrence of abundant epidote clasts in such basal sediments is conclusive of sea-floor metamorphism of the lava flow-pile prior to erosion. Sedimentary structures including current bedding, cut-and-fill and channel-fill structures, and repeated cycles of graded bedding commonly occur.

The basal arkoses have a somewhat gradational contact with relatively dark, greenish sediments composed of generally coarse greenstone, marble, chert and trondhjemite clasts in a chlorite-Fe carbonate matrix.

Due to combined f_1/f_2 folding, the relatively carbonate-rich sediments outcrop around the summit and upper southern slopes of Čevoker. In the area south of Čevoker, pervasive f_1 folding, with axial planes dipping relatively steeply north, combined with multiple axial-plane-parallel fracturing has produced a 'sliced' zone containing sheared mixed greenstone, gabbro and trondhjemitic material within the main outcrop area of the sediments. The sediment themselves are intruded by late stage minor trondhjemitic material, while gabbroic minor intrusion has not been recorded.

3. STRUCTURE

Phase f₁

The intrusives and extrusives and sediments of the Finnkrudåma - Nesåpiggen area have been pervasively deformed by tight, almost recumbent type f₁ folding along axes trending ~060° to ~040°, resulting in the impression of a variably developed schistosity dipping predominantly south-west to south in the northwest, north and northeast parts of the area; but due to subsequent open f₂ folding; dipping predominantly north to n.n.w. in the south and southeastern parts of the area (see profiles). The form of f₁ folding, both in order and style is similar to that occurring in the volume containing the Skorovas orebody (Company reports: Southern Main Orebody, Southern Eastern Orebody, East Skorovas - I.F.). Folding of smaller scale is rarely found, due to the shearing that has taken place in the waning stages of f₁ deformation.

Folding of this style has evidently led to the early establishment of shear surfaces parallel to f₁ axial planes, low-angle to thrust fractures occurring predominantly in the vicinity of contacts of the large intrusive masses; this being typical of the Skorovas region as a whole. Such fractures, early-initiated in the structural region of fold limbs, occur preferentially along stronger lithological/competence anisotropies. Within the extrusive-sediment sequence their displacements are apparently minor, movement being of a combined translational/rotational nature, but probably taking place both during the waning of f₁ folding and to a smaller extent during f₂ folding, when such planes would act as planes of readjustment. Therefore, such low angle fractures are commonly accompanied by strong f₂ shear folding and crenulation practically coaxial with f₁. The displacements of the low to high dipping fractures forming contacts of the western trondhjemite are most difficult to determine. Certainly, considering the occurrence of exhalative mineralisation within 10 m. of the tectonic contact on Midtre Nesåvatn summit, and the relatively large volume of relatively competent intrusive material compared to that of the relatively incompetent effusives, the vertical displacement involved must be of the order of kilometres. In the south, northerly dipping f₁ associated fractures occur beneath and around the eastern and south-eastern slopes of Nesåpiggen, continuing north eastward in a broad zone south-east of Cevoker and into the area of south-east Skorovas (1974 report.)

Phase f₂

Post-schistosity, f₂ folding is of a broad, open style, commonly occurring along two axes which are mutually inclined at high angles. No development of schistosity is developed with this style of folding. The most consistent f₂ trend in the area is approximately coaxial with f₁, occurring as a gentle synformal fold trending ~NE-SW and traceable from north of Cevoker, across Tredjevatnet and the Nesåa, into the proximity of the Nesåa (s) mineralised zone. The f₂ axial direction occurring at a high angle to the latter is

2 somewhat variable. Such f_2 folding, of antiformal nature, is traceable trending ~north-south through Čevoker, having an amplitude approximately equal to that of the NE-SV axial direction. In the south-Finnkrudåma - Nesåa area, f_2 folding axially inclined to the latter f_2 synform occurs along a north-west - south-east trend. Here the folding is of a synformal nature, having an amplitude slightly greater than that trending north-east - south-west, the combination having resulted in an f_2 basin structure aligned approximately north-west - south-east in the Nesåa area. The Nesåa mineralised zone thus occurs within f_1 folding on the south and west flanks of this structure. In the south Finnkrudåma area, the NW - SE f_2 synformal structure is accompanied by a parallel trending but very weakly developed f_2 antiform, barely effecting reorientation and modification of f_1 minor fold axes and plunges.

In the south Finnkrudåma - Nesåa area it is clear that such a superimposition pattern of f_2 folding has been produced by the mechanical effect of the relatively competent and voluminous intrusive masses on the effusives, producing during f_1 and f_2 a 'pincer' effect which has resulted in a) reorientation of early f_1 folds to be aligned approximately parallel to intrusive contacts, b) shearing of the effusive volumes against the intrusive masses to give the observed tectonic contact with shears within the effusives as the contact is approached, c) post-schistosity (f_2) folding related to the varying stress pattern created by the intrusive masses' movement against the effusives, with development of medium to high-angle fractures to act as planes of minor compensation, and compensatory re-activation of early, predominantly low-angle fractures with development of small-scale f_2 shear and crenulation folding.

In the Nesåa area, it is evident that the NW-SE f_2 folding preceded that of the NE - SW trend. The NW - SE f_2 folding has apparently taken place associated with or shortly later than the re-orientation of f_1 folds in the vicinity of intrusive/extrusive contacts. This has resulted in the complex structure of an almost rectilinear post-schistosity fold pattern superimposed on relatively flat lying tight f_1 folding. The 'primary' and relatively unaltered f_1 lithological trend (~060° - Havdal to South-east Skorovas) occurring in the Čevoker - South-west Tredjevatnet area is therefore swung round to a NW - SE trend, approximately parallel to the earliest and strongest f_2 axial direction.

Thus, in conclusion, the effect of the multi-axial direction pattern of post-schistosity folding on primary tight, almost recumbent f_1 folding has been great in determining the outcrop pattern in the area mapped. The structural phenomena are most similar to those occurring in the Damtjønn - Nesåklumpen - Nesåvatn area (east and southeast of Skorovas mine), where a weak but important rectilinear f_2 system is superimposed on tight isoclinal f_1 folding of generally low axial plane dip. Within the area mapped, the effect of the f_2 folding of synformal nature trending ~NE-SW has been to repeat an f_1 synform (the axial trace of which runs through the lower northern slopes of Čevoker and thence through the Nesåfoten zone) to reappear as an apparent f_1 antiform further to the north (on the southern slopes of Sætteðuol and thence south-westward into the west Tredjevatnet zone. (See profiles.)

4. CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

Within the area mapped in 1975 it is evident that all outcropping exhalative mineralisation is of equivalent age, now outcropping as two distinct belts with underlying acid flow and pyroclastic material a) Finnkrudåma - west and north-west Tredjevatnet, b) Midtre Nesåvatn (674,3m) - Nesåfoten. To the east, exhalative mineralisation continues in a complex manner into the Skorovas intrusive 'arc' complex and into the area of south-east Skorovas (Report 1974). The complex outcrop patterns are the result of the superimposition of a near-rectilinear post-schistosity, f_2 , open-fold system upon primary, near-recumbent tight f_1 folds having axial trends approximately parallel to one of the component trends of the f_2 system, at ~NE-SW. Thus, broadly speaking, the f_1 folded effusives lie within an f_2 synformal structure trending approximately NE-SW and flanked by voluminous intrusive masses having tectonised contacts and marginal zones and which may be continuous beneath the Finnkrudåma - Nesåa area.

Before and during the culminative mineralising event, several small eruptive centres operated practically contemporaneously, resulting in varied flow and pyroclastic stratigraphy and the restriction of certain lithologies to certain areas. This has also evidently resulted in variation of flow material overlying mineralisation, while the effects of tectonism, in particular shearing, has been to create pseudo-lithological facies or rather tectonic facies within the greenstones.

The f_1/f_2 folded contact is disconformal and predominantly inverted in the area, while abundance of clastic epidote is conclusive of extensive sea-floor metamorphism of the lava flow-piles prior to erosion.

The observed rapid variation in both flow and pyroclastic material, and of flows overlying exhalative mineralisation, which forms a widespread and consistent time stratigraphic horizon, emphasizes the importance of investigation of time stratigraphic horizons as well as of litho-stratigraphic horizons in the exploration for massive sulphide mineralisation. Litho-stratigraphy being favourable in any area, it is then logical that the key to the present or former lateral occurrence of mineralisation lies in the investigation of that material which has behaved, in its primary distribution, in the same manner to that of relatively concentrated Fe (and possibly Cu - Zn - Pb etc.) bearing hydroxides i.e. fine acid pyroclastics and cherts, which themselves contain varying quantities of Fe mineralisation.

In the area mapped, ground and structural evidence does not support the possibility of economic mineralisation at shallow depth.

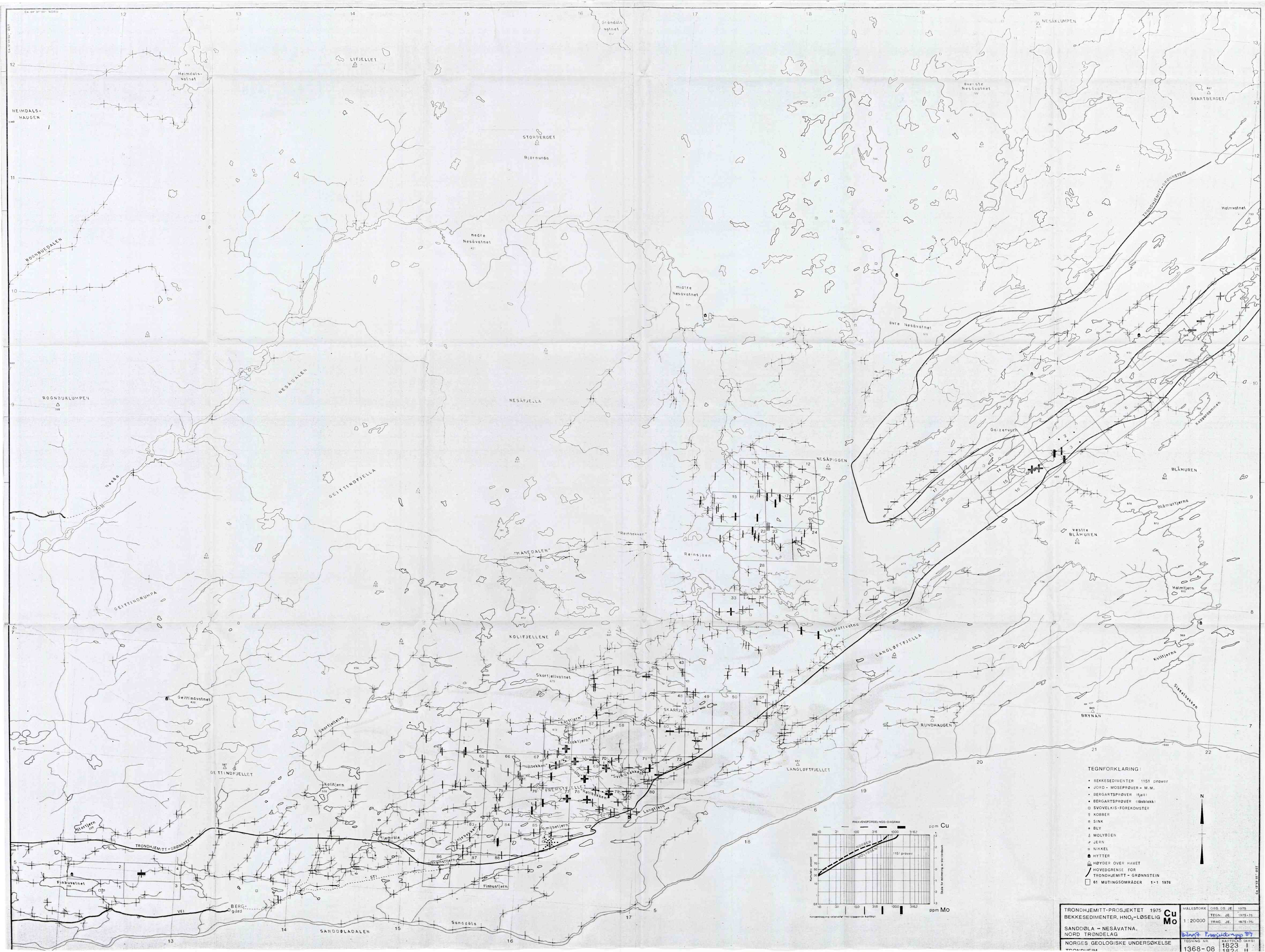
Skorovatn, Oct. 3. 1975.

I.L. Ferriday

5. LIST OF SAMPLES WITH LOCATIONS AND BRIEF DESCRIPTIONS

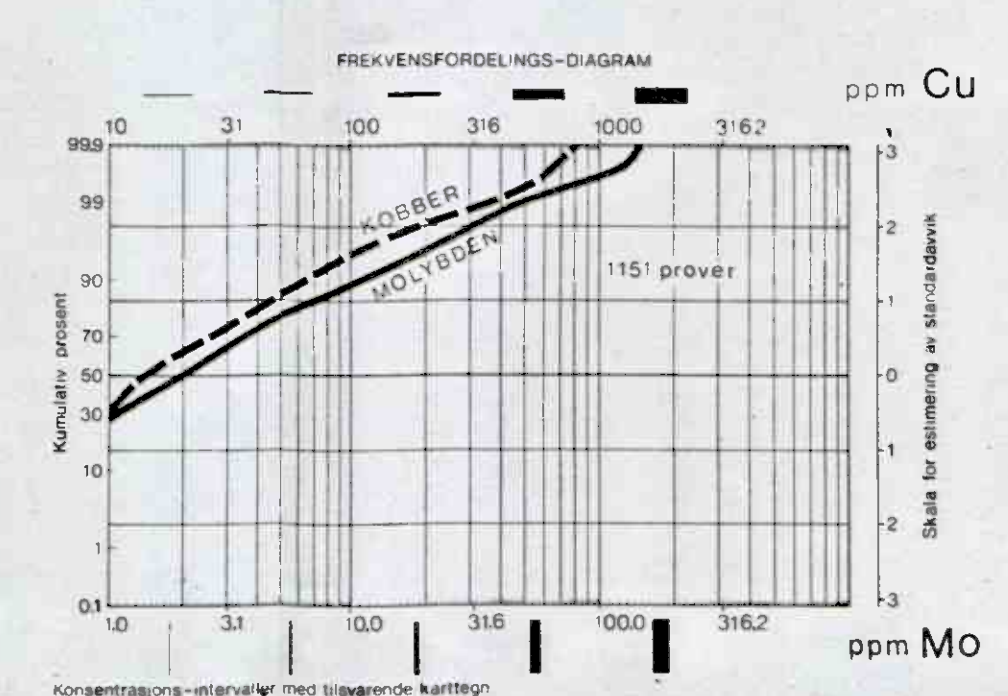
	X	Y
Schistose acid tuff (?) even fine disseminated pyrite	62900	8530
Sericite-quartz-feldspar-chlor(?) trondhjemite dyke	61210	4110
ultramafic: pyroxene - olivine - magnetite		
finely quartz-carbonate vesicular feldspar porphyritic with chloritic clots.	63920	6970
arkosic sediment, north Tredjevatnet	64530	6920
fine grained, quartz-porphyry, no visible impregn.	62970	6100
fine grained acid flow material, " " "	62860	8080
strong pyrite impregn. intermediate tuff-chloritic	62900	8530
epidote μ veined, epidote basaltic andesite, fine grained	65430	6860
intermediate pyroclastic, fine pyritic impregnation	63210	8190
coarse quartz-carbonate vesicular flow, feldspar porphyritic	63940	7000
carbonate rich vesicular greenstone, chloritic clots	63290	7300
hornblend-feldspar porphyry, carbonate vesicular (transitional to feeder material.)	64080	7000
chlorite (after hbl.)-feldspar porphyritic, carbonate vesicular	63110	7170
basaltic andesite relatively magnetite enriched fine pyrite	62860	8080
massive carbonate rich greenstone	64020	6950
andesite-dacite, trace pyrite	62860	8080
coarse chlor-fleck gst. (?equivalent of porphyry) no py.	62880	7120
T. band	63017	7940
andesite porphyry trace magnetite		7910
dacite, magnetite concentrated on fractures	63017	7940
talc-carbonate-chlorite + trace pyrite	64690	8100
intermediate magnetitic pyroclastic	62980	7530
carbonate pillow lavas (mn-carbonate)	65050	7205
lapilli tuff	63017	7940
dacite, minor pyrite disseminate	64700	6850
lithophysal structures	62980	7530
diorite: hbl. $\sim$ 30% feldspar (+orthoclase) $\sim$ 25%, ep. $\sim$ 45% coarse	62060	7100
layered gabbro: hbl. + fine actinolite, $\sim$ 2-3% pyrite, coarse ss above, coarse with 'vermicular' texture	62185	7380
as above, coarser with 'vermicular' texture, $\leq$ Cu Py 1%	62175	7380
quartz-diorite (?) hbl $\sim$ 15-20%, feldspar 80-85% ep, qtz, trace py., medium grained	62185	7380
deuteric concentration of py. in chlor-hbl. zone with feldspathic margin	62190	7440

	X	Y
layered gabbro hbl.: ~35-40% feldspar ~65% epidote, py. ~ 2%	61980	6730
variable grain layered gabbro hbl: ~35% feldspar ~65% py. (Cu) ≤ 1%	61690	7425
fine-med. grained layered gabbro hbl: ~35-40%, feldspar/epidote: ~60-65%. trace pyrite.	61690	7425
layered gabbro hbl: ~45%, feldspar: ~50-55%, trace pyrite	62175	7380
gabbro-diorite hbl: ~35%, feldspar ~65%, trace pyrite	63080	7910
trondhjemite, femags: ~3-5%, rest qtz.-fel.-ser.-ep.	62890	5850
" " ~5-7%, qtz: ~5%, feld: ~65%, epidote: ~25%	62430	6090
quartz diorite (?) fe.mags: ~15%, rest qtz-feldspar	63700	7970

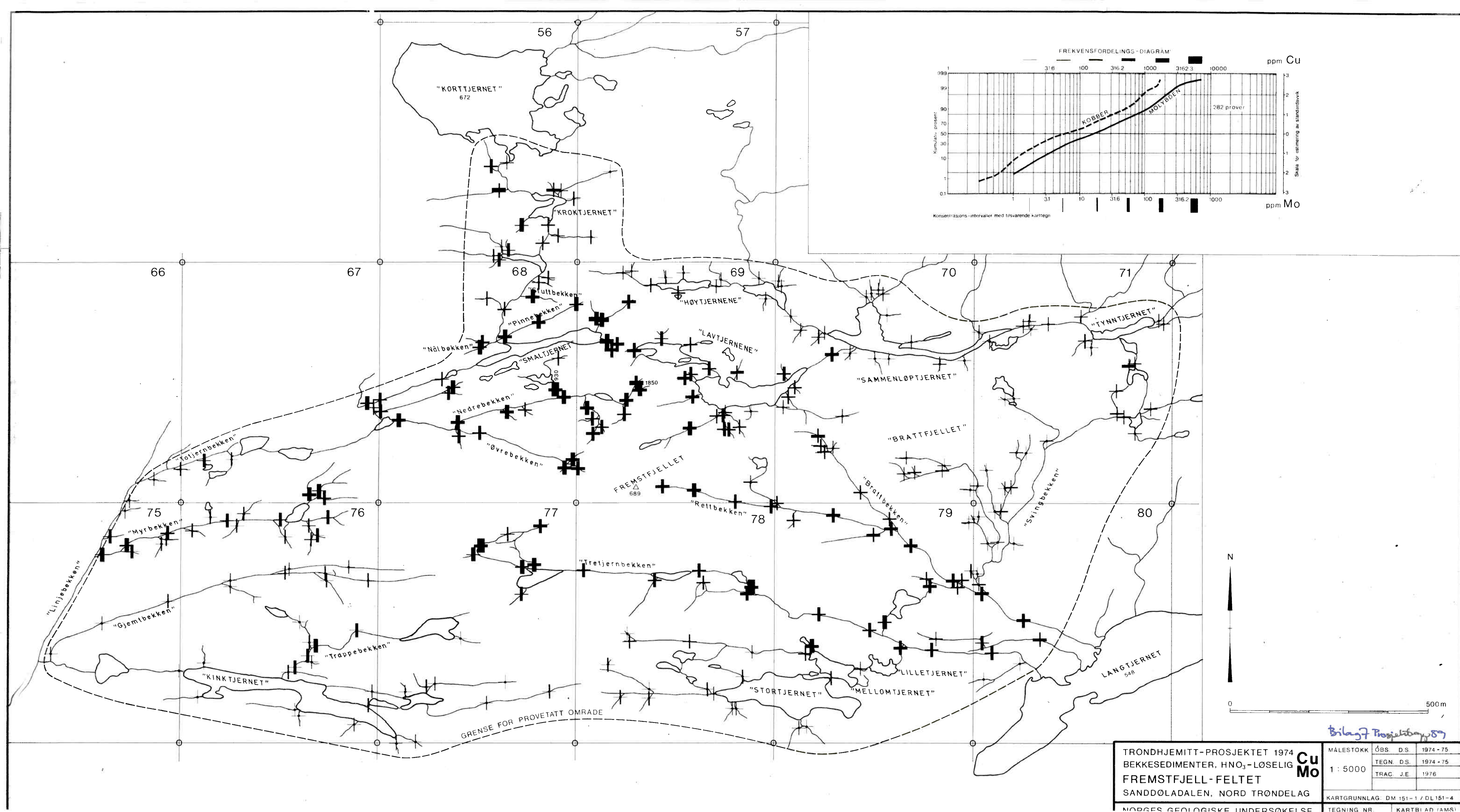


TEGNFORKLARING:

- BEKKESEDIMENTET 1151 prøver
- JORD - MOSEPRØVER - M.M.
- BERGARTSPRØVER (1:10)
- BERGARTSPRØVER (1:100)
- SVØVELKIS-FØREKOMSTER
- KOBBER
- SINK
- BLY
- MOLYBDEN
- JERN
- NIKKEL
- HYTTER
- HØYDER OVER HAVET
- HOVEDGRENSE FOR TRONDHEJMITT - GRØNNSTEIN
- 61 MUTINGSOMRÅDER 1-1 1976



TRONDHEJMITT-PROSJEKTET 1975	MALESTOKK	ØRS. DS. JE.	1975
BEKKESEDIMENTET, HNO ₃ -LØSELIG	1:20000	TEGN. JE.	1975-76
SANDDØLA - NESÅVATNA, NORD TRØNDELAG		TRAC. JE.	1975-76
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE			
1368-08			1823 II



Oppdrag:

GRONGPROSJEKTET

NGU Rapport nr. 1289/2.

Regional and detailed stream sediment
surveys over the Sanddøla trondhjemite
and associated rocks in southern
Grongfeltet.

Maps and frequency distributions for
Mo, Cu, Pb, Zn and Ni.

May 1975

David C. Smith

Norges geologiske undersøkelse
Kjemisk avdeling
Postboks 3006, 7001 Trondheim
Tlf.: (075) 20166

Bilag 8
Prosjektavrapport 89

1. ABSTRACT

- many stream sediment samples with high concentrations of Mo, Cu, Pb, Zn and Ni were discovered by the 1973 and 1974 geochemical surveys.
- the previously defined Sanddøla and Østre Skorovas Cu, Pb and Zn provinces are united and enhanced by new high-metal samples in the Fremstfjellet and Nesåpiggen districts which also define a new Mo province. The Østre Skorovas province is extended up to Tunnsjøen for Cu, Pb and Zn.
- Mo, Cu and Zn mineralisation has been found in the Fremstfjellet area; these elements show a good correlation between high-metal concentration in stream sediment samples and the principal underlying bedrock type as follows: Mo - trondhjemite and trondhjemite/greenstone contacts, Cu - greenstone and trondhjemite/greenstone contacts, Zn - greenstone.
- Pb or Ni mineralisation has not been found in southern Grongfeltet; these elements do not show a good correlation between underlying bedrock type.
- the metal contents of the stream sediment samples are believed to have been influenced by geomorphological (altitude and stream order), chemical (organic and Fe + Mn contents) and geological (bedrock type) factors; the strongest control is estimated to have been geological for Mo and Zn, geomorphological for Pb but all factors for Cu and Ni.
- several districts merit detailed follow-up studies; regional geochemical and geological mapping ought to be extended into adjacent unexplored areas.
- the area holds promise for finding new Mo + Cu and Cu + Zn mineralisation; there is a lower probability of finding Pb or Ni mineralisation.

10. COMMENTS

The 1973 and 1974 stream sediment surveys (mainly south of Skorovatn) produced more "high" concentrations of Cu, Pb, Zn and Ni on the Namskogan and Andorsjøen map sheets than all previous surveys (mainly north of Skorovatn). Also a large number of high Mo concentrations were found. Thus the area south of Skorovatn merits further exploration.

The previously described Sanddøla and Østre Skorovas Cu, Pb and Zn provinces are essentially united into a continuous Sanddøla - Fremstfjellet - Nesåpiggen - Østre Skorovas - Tunnsjøen province around the southern and eastern perimeter of the Sanddøla trondhjemite and along the main greenstone belt up to Tunnsjøen. A new province of high Mo concentrations is established in the Fremstfjellet - Nesåpiggen district. The few high Ni streams are not considered sufficient to define any Ni provinces.

In the Fremstfjellet area the probable source rock for some of the high metal concentrations in stream sediments can be identified as a result of the Mo, Cu and Zn mineralisation found in 1974 of which some examples are listed below. However, there are several other cases where such correlations between metal concentrations in stream sediments and in bedrock, and also bedrock type cannot yet be made.

<u>Locality</u>	<u>Bedrock Type</u>	<u>Stream Sediment</u>		<u>Bedrock</u>	
Smaltjernnet	trondhjemite	nr. 94	110 ppm Mo	nr. 3070	1780 ppm Mo
Lavtjernene	trondhjemite	nr. 280	57 ppm Mo	nr. 3061	440 ppm Mo
Lavtjernene	trondhjemite	nr. 245	66 ppm Mo	nr. 3066	6880 ppm Mo
Nedrebekken	trondhjemite	nr. 59	88 ppm Mo	nr. 3005	1050 ppm Mo*
Nedrebekken	trondhjemite	nr. 59	520 ppm Cu	nr. 3005	2630 ppm Cu*
Rettbekken	greenstone	nr. 30	440 ppm Cu	nr. 3053	980 ppm Cu
Smaltjernnet	greenstone	nr. 97	1440 ppm Cu	nr. 3072	220 ppm Cu
Svingbekken	greenstone	nr. 161	135 ppm Cu	nr. 3008	240 ppm Cu
Svingbekken	greenstone	nr. 161	269 ppm Zn	nr. 3008	1800 ppm Zn

* This sample was not found in situ.

Ni shows very few high concentrations in stream sediments and no mineralisation is recorded in southern Grongfelt; the closest relationship to the Ni stream sediment distribution is that of Zn and hence predominantly greenstone bedrock except for one high Ni stream over gabbro.

High concentrations of Pb occur in many stream sediment samples but they do not correlate consistently with any of the other elements or with the underlying bedrock type and no Pb mineralisation is recorded in southern Grongfeltet. However, there is one factor which shows a correlation with Pb contents, namely altitude, since most high Pb concentrations are confined to streams lying above the tree-line (ca. 600 metres). This relationship appears to apply to the entire Grongfelt, except over the Heimdalshaugen gabbro which probably has a very low Pb content. The Pb content of the other rock types is probably leached out of the bedrock which is more frost-weathered at high altitudes than at low, and then is concentrated into the organic components of the thinly developed soil cover. Finally this Pb is picked up by streams. This hypothesis was put forward to explain the high Pb content in streams above 1000 m. around Vardal (p 123 in Bjørlykke et al, "Exploration for disseminated lead in southern Norway", p 111 - 126 in "Prospecting in areas of glacial terrain", edited by Jones, IMM, 1973), and to explain a large zone of Cu anomalies on ground over 350 m. near Repparfjord in Finnmark (p 245 in Bølviken, "Recent geochemical prospecting in Norway", p 225 - 253 in "Geochemical Prospecting in Fennoscandia", edited by Kvalheim, Interscience, 1967).

*did not know and not
disseminated? + diss.
Cu Fe S i content.*

It is probable therefore that the Pb anomalies in Grongfeltet are largely related to geomorphological factors. It is likely that the other elements are to some extent affected in the same way. However, bedrock type appears to exert the strongest control over Mo and Zn. The effect of the chemical relationships between organic content and contents of Fe and Mn and the other elements has not yet been evaluated. There is undoubtedly a tendency for samples with high organic and/or Fe and/or Mn contents to have high contents of Mo, Cu, Pb, Zn and Ni. It is thought unlikely that allowance for these chemical factors would eliminate the various geochemical provinces described in this report. Thus the area is considered promising for finding new Mo, Cu and Zn mineralisation.

Further exploration should be concentrated on the trondhjemite and related minor acid intrusions for Mo; on the greenstone and associated sedimentary and metamorphic rocks for Zn; and on all these rock types for Cu but especially near contacts of greenstone and trondhjemite. Pb and Ni are not considered to merit independent exploration but they should be followed up as part of further exploration for Mo, Cu or Zn.

Proposals for further exploration using stream sediments surveys are listed below in order of decreasing priority:

- 1) fill up the conspicuous gaps in the surveyed areas which yield samples with high metal contents to obtain a more accurate picture of anomalous districts and of their relationships to bedrock.
- 2) follow up the anomalous streams draining from unsurveyed areas e.g. N. W. of Fremstfjellet.
- 3) extend the regional survey for a few kilometres into the Sanddøla trondhjemite to clarify the relationship of Mo and Cu anomalies with respect to the trondhjemite contact.
- 4) make reconnaissance surveys into all unexplored areas in order to clarify the regional relationships between stream sediment anomalies and bedrock types.
- 5) complete the regional survey of the whole of the Namskogan map sheet to permit publication.

In addition research should be pursued into understanding the effect upon concentrations of heavy metals in stream sediments by geomorphological and chemical factors in particular altitude, stream order, organic content and Fe/Mn precipitation.

Several areas need to be explored by prospecting, local detailed structural mapping and rock sampling for analysis in order to find the mineralisation which is the source of the metal-rich stream sediment samples and also for subsequent petrological studies in an attempt to understand the genesis of the mineralisation.

The most promising new districts for Mo and/or Cu are:

- a) Fremstfjellet
- b) N. W. of Fremstfjellet
- c) N. E. of Skarfjellet
- d) S. W. of Nesåpiggen
- e) S. E. of Gaizervannet
- f) Amøbetjernet

The most promising districts for Zn and/or Cu are:

- g) S. and E. of Skarfjellet
- h) S. E. of Fremsttjernet
- i) Finnbuvannet
- j) Øvre Nesåvannet
- k) N. E. of Gaizervannet

In addition 1:20 000 geological mapping should be extended into all areas showing metal-rich stream sediments and over a broad belt along the eastern margin of the Sanddøla trondhjemite.

Trondheim, 10 July 1975

David C. Smith

David C. Smith

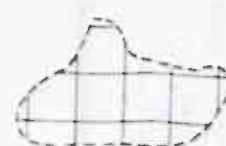
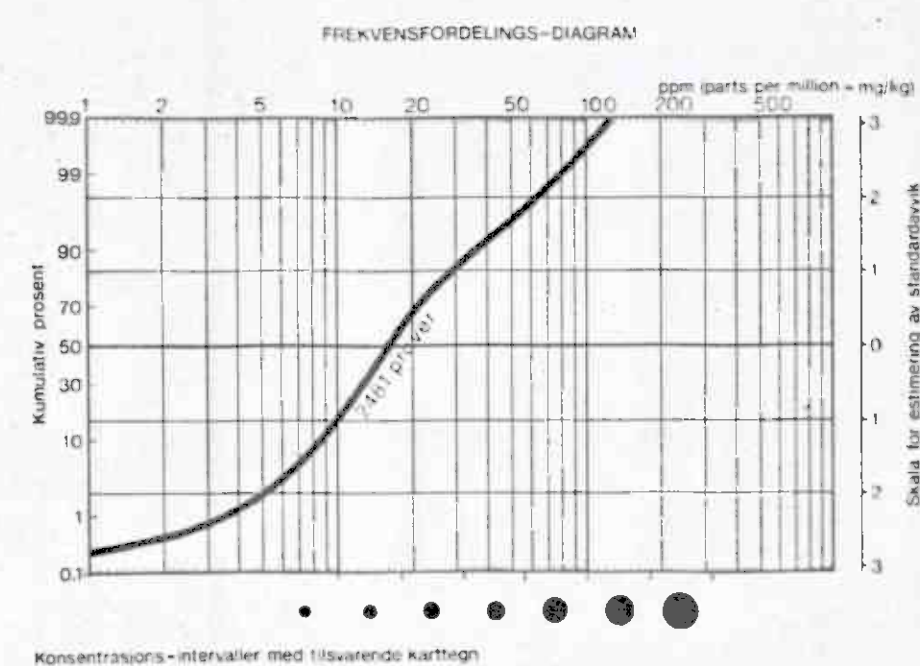
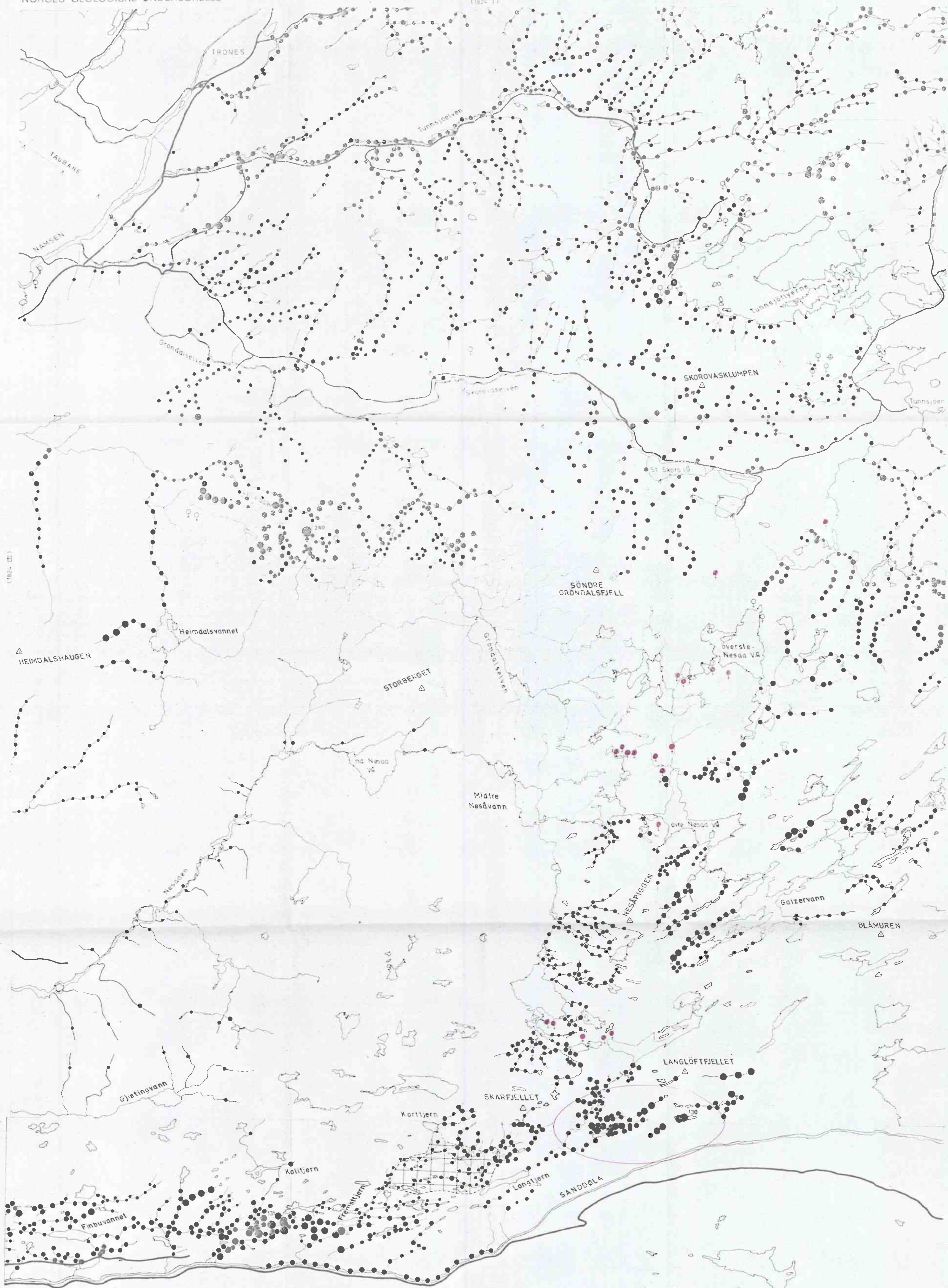
Provisional edition 29 May 1975

Revised edition 10 July 1975

BEKKESEDIMENTER NIKKEL, SYRELOSELIG

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

(1824 I)



FREMSTFJELLET
BEKKESEDIMENTER
Detaljert prøvetaking

GRONGPROSJEKTET 1969-74
BEKKESEDIMENTER, HNO_3 -LØSELIG Ni
ANDORSJØEN (nordre del) -
NAMSKOGAN, NORD TRØNDELAG

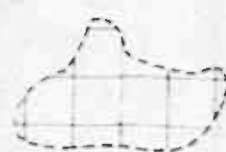
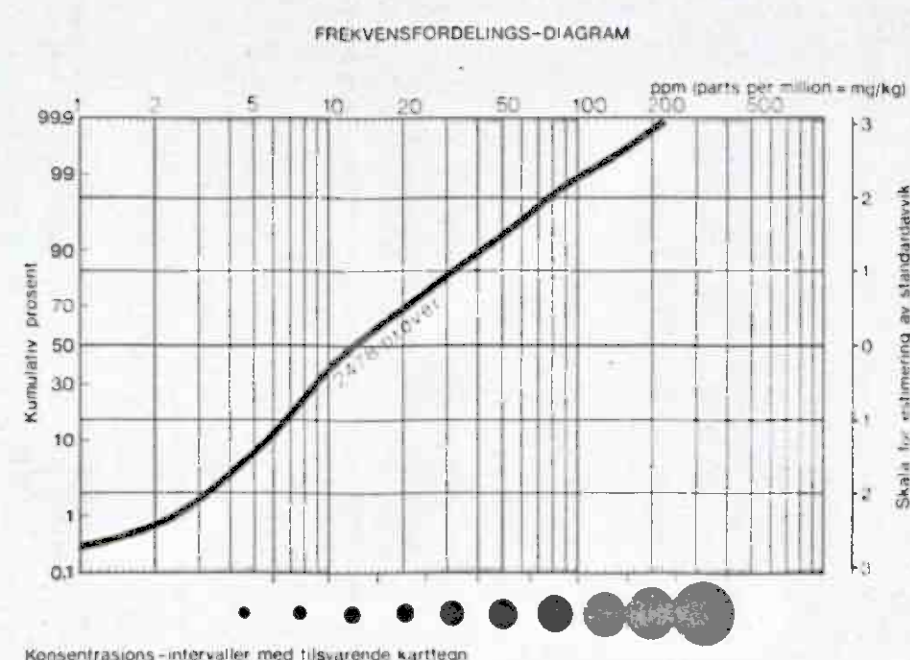
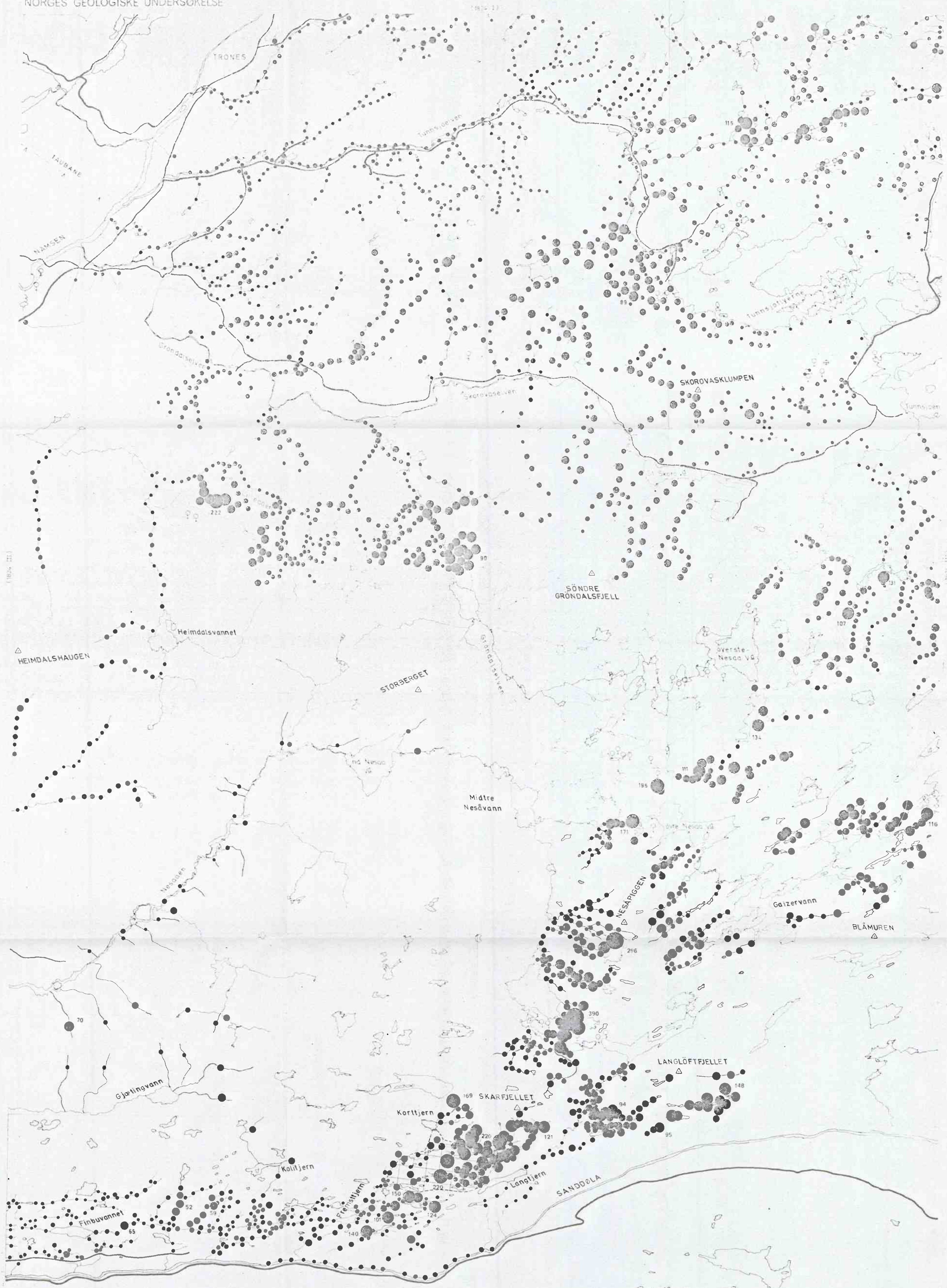
Bilag 8 Prosjektmappe 89

MALESTOKK	OBS. DS-JE 1969-74
1:50 000	TEGN. JE 1975
	TRAC. JE 1975

TEGNING NR. KARTBLAD (AMS)

BEKKESEDIMENTER BLY, SYRELOSELIG

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



FREMSTFJELLET
BEKKESEDIMENTER
Detaljert prøvetaking

GRONGPROSJEKTET 1969 - 74
BEKKESEDIMENTER, HNO_3 -LØSELIG Pb
ANDORSJØEN (nordre del) -
NAMSKOGAN, NORD TRØNDELAG

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

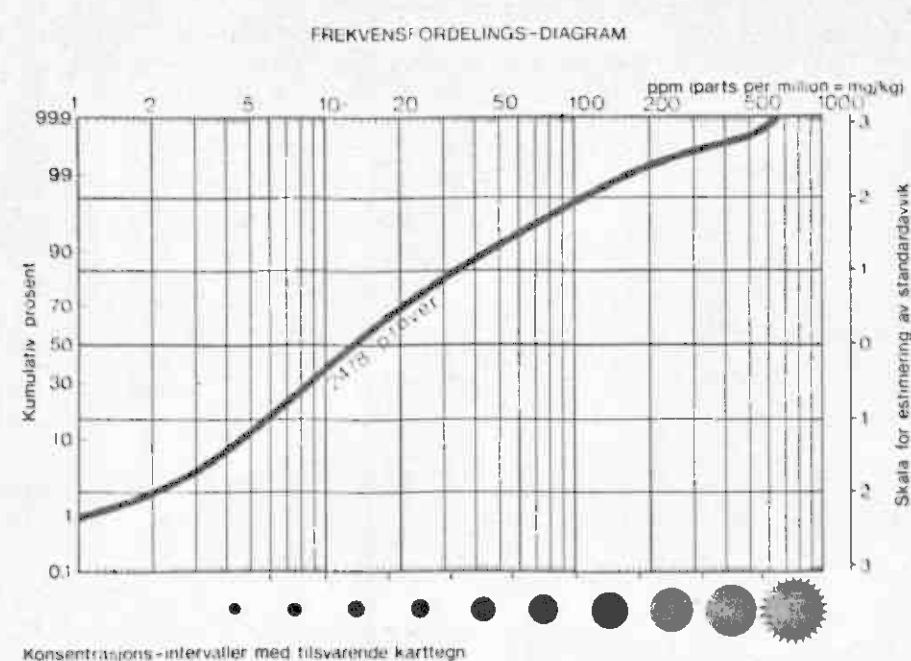
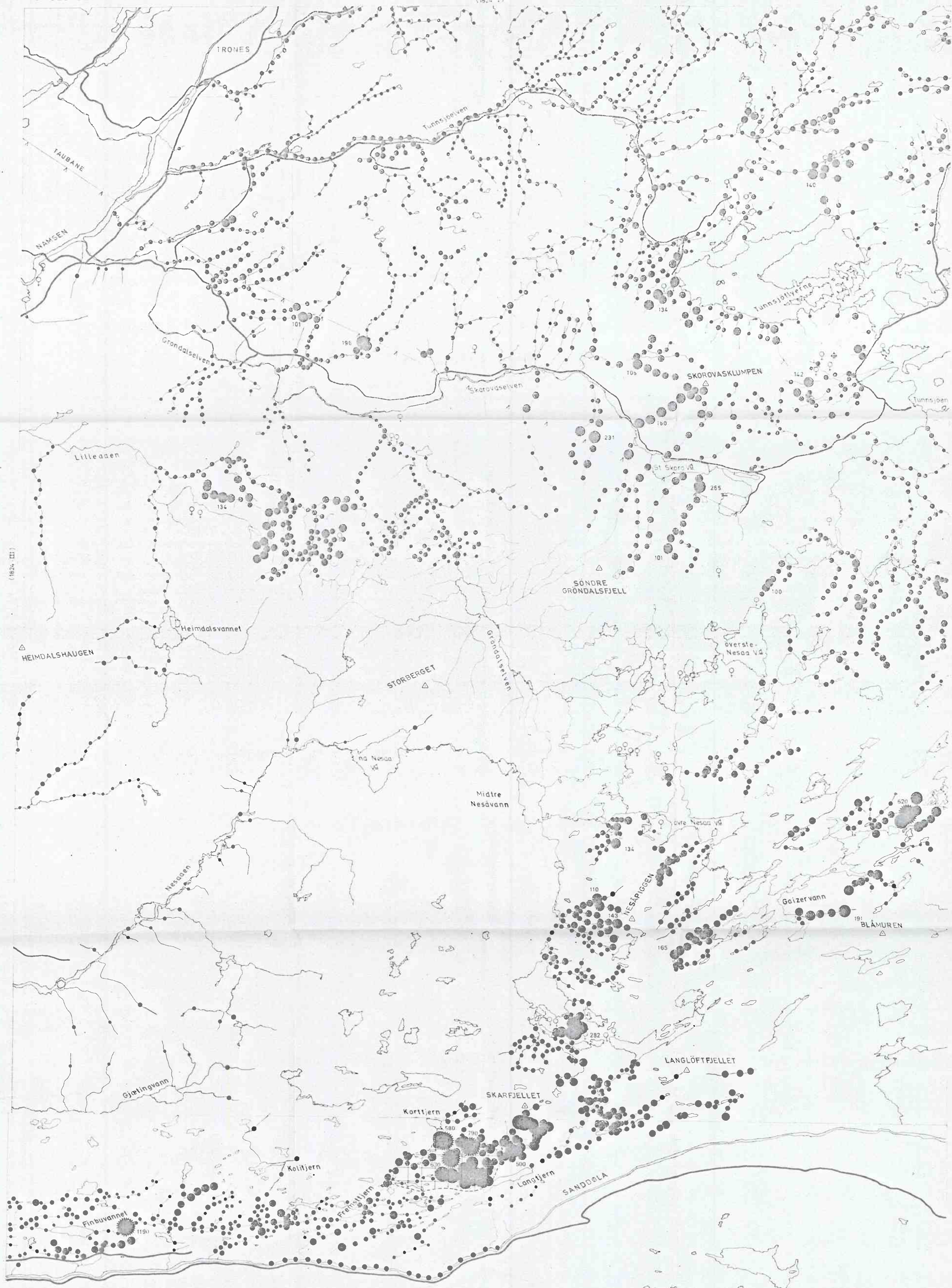
Bilag 8 Prosjektapp89

MALESTOKK	OBS. DS-JE	1969 - 74
1:50 000	TEGN. JE	1975
	TRAC. JE	1975

TEGNING NR	KARTEBLAD (AMS)
	1922

BEKKESEDIMENTER KOBBER, SYRELOSELIG

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



FREMSTFJELLET
BEKKESEDIMENTER
Detaljert prøvetaking

GRONGPROSJEKTET 1969 - 74
BEKKESEDIMENTER, HNO_3 -LØSELIG Cu
ANDORSJØEN (nordre del) -
NAMSKOGAN, NORD TRØNDELAG

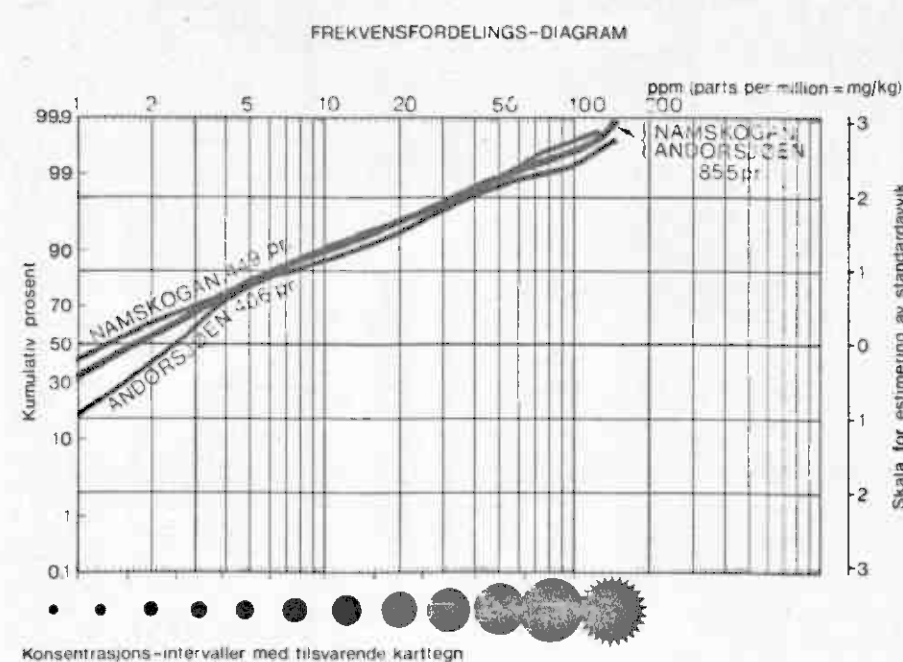
Bilag 5 Prosjektmappe 89

MALESTOKK	OBS. DS-JE	1969 - 74
1: 50 000	TEGN. J.E.	1975
	TRAC. J.E.	1975

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

TEGNING NR. KARTBLAD (AMS)

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



GRONGPROSJEKTET 1973-74
BEKKESEDIMENTENTER, HNO₃-LØSELIG Mo
ANDORSJØEN (nordre del) -
NAMSKOGAN, NORD TRØNDELAG

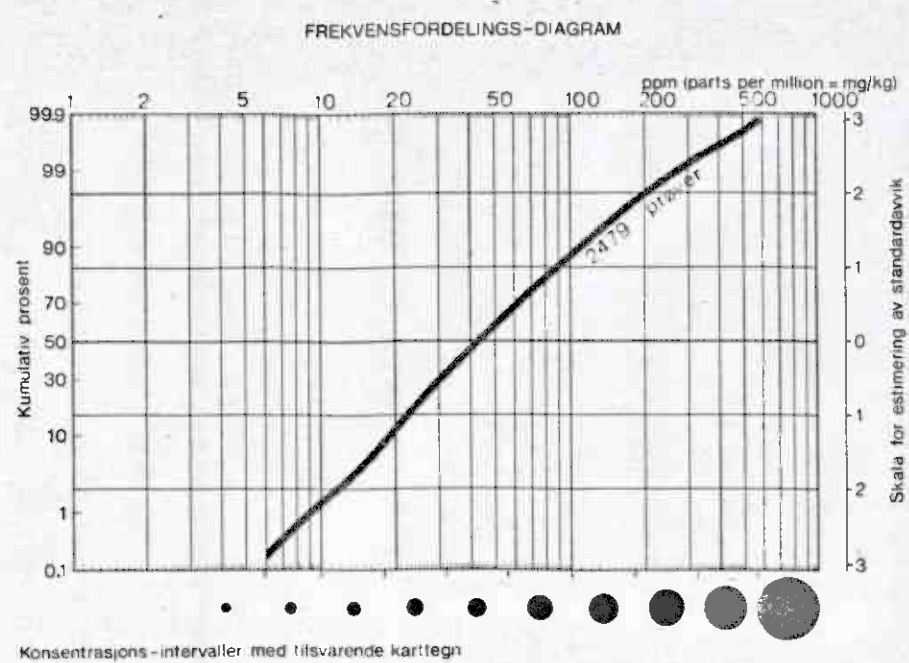
Bilag 8 Projekttramp 89

MALESTOKK 1:50000	OBS DS	1973 - 74
	TEGN JE	1975
	TRAC JE	1975

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

TEGNING NR	KARTBLAD IAMS
	1000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



TEGNING NR	KARTBLAD (AM)
	1222

D. Smith/T.H.Tan
1975

RAPPORT FELTARBEIDE I GRONGFELTET SOMMEREN 1975
(FORELØPIG RAPPORT TRONDHJEMITTUNDERSØKELSEN)

Feltarbeidet fant sted i perioden 7/7 til 5/8. Den første uken gikk med i orienterende samtaler med Viggo Wiik i Grong om prosjektets opplegg og andre spørsmål, og dessuten noen rekognoserende turer i den sydlige del av Trondhjemittfeltet, bl.a. de kis- og molybdenmineraliserte lokaliteter ved "Amøbevannet" og Fremstfjellet.

Det aktuelle område (se skisse I) ble delt i to deler, den sydlige del, som omfatter bl.a. "Amøbevatnet", "Kortthjern", og Fremstfjellet, ble undersøkt av David Smith, NGU, den nordlige del, som omfatter bl.a. Reinsjøen og Nesåpiggen-traktene, ble undersøkt av meg.

Terrenget er meget tungt, det har mange bratte skrenter, og består eller av avvekslende snaufjell og myrer. Den nordlige del av området ligger over tregrensen og høyden varierer mellom 650 m og 800 m over havet. Nesåpiggens topp ligger på 988 m høyde. Området rundt Nesåpiggen ligger meget isolert til og dette gjorde prospekteringsarbeidet spesielt vanskelig. Det er nettopp på syd- og nordvesthelningen av Nesåpiggen at indikasjonene på molybdenmineralisering har kommet fram.

I september ble Nesåpiggens nordvesthelning på ny besøkt. Resultatene fra denne turen er inarbeidet i denne rapport.

Geologi

Innåfor den nordlige del av området opptrer følgende bergartstyper:

Trondhjemittiske bergarter

Diorittiske og gabbroide bergarter

Grønnsteiner og skifre

Bergartenes fordeling i området fremgår av kartet, som synes å antyde at trondhjemittlegemet blir delt i to av en ca. 0,5 til 1 km bred grønnsteinsbelt.

Bilag 9 Prosjektrapport 89

Foreløpig rapport Trondhjemittundersøkelsen.
D. Smith/T.H.Tan/NGU

Trondhjemitt opptrer i flere variasjoner mellom hornblendeførende trondhjemitt og trondhjemitt uten mørke mineraler. Feldspaten er hvit, svakt grønnlig og svakt rosa. Rosa feldspat antas å være K-feldspat mens den grønne feldspat er foreløpig antatt å være saussurittisert plagioklas. Mikroskopisk undersøkelse av bergarten er ennå ikke funnet sted. Trondhjemitten er vanligvis massiv og grov- til middelskornet, men noen ganger kan det bli funnet typer som er mere finkornet. Forskifrete og mylonittiserte soner ble funnet på enkelte steder. Det er kanskje i noen av disse forskifrete soner at molybdæmineralisering fortrinnsvis har funnet sted.

Av grønnsteinene og -skifre ble det funnet flere varianter men bergarten kan kanskje deles inn i to hovedtyper, den ene som består av amfibol og feldspat (sannsynligvis albitt), den andre bestående hovedsakelig av kloritt og muligen også albitt. Også denne inndeling er foreløpig bare basert på makroskopisk undersøkelse. Grønnsteinsformasjonen mellom Reinsjøen og Langløftvann er hyppig gjennomgått av syrrige ganger og sills, kanskje særlig i nærheten av trondhjemittmassivet. Dette gjorde det nærmest umulig å trekke en skarp grense mellom grønnsteinsformasjonen og trondhjemittmassivet. Innenfor grønnsteinsformasjonen ble det påtruffet flere lag eller partier av kvart-sittiske bergarter, som ganske ofte er meget sterkt mineralisert, med hovedsakelig py og også litt cp. En ca. 100 - 200 m bred "overgangssone" mellom grønnsteinsformasjonen og den nordnordøstliggende trondhjemitt består av grovkornete, basiske- til intermediære eruptiver. Disse bergartene kunne være dioritter, hornblendedioritter og hornblenditter.

Tektonikkøn ble praktisk talt ikke undersøkt. Flere småfoldninger ble observert i grønnsteinen. En tverrforkastning like vest for Langløftvannet, som George Gale allerede

antydte i sin rapport, ble litt nøyaktigere kartlagt. Det ble ellers ikke brukt mye tid til tektoniske studier i de 4 ukene som var til disposisjon.

Mineralisering

Mineralisering

Svovelkis er et meget hyppig opptredende mineral og ble funnet i ganske store mengder i grønnsteinsformasjonen. Kisen opptrer i selve grønnsteinen (og -skiferen) og den tidligere omtalte kvartsittiske lag innenfor grønnsteinsformasjonen. Særlig i den sistnevnte kvartsitten kan kisinholdet være så høy som 50 volum% eller mer. Kobberkis kan også bli funnet i kvartsitten, men som regel som underordnet mineral. På grunn av den utstrakte rustdannelse er de kismineraliserte partier i grønnsteinsformasjonen meget godt synlig på stor avstand i terrenget.

Kismineralisering har også funnet sted i Trondhjemitten, men bare i atskillig mere beskjeden grad, og da nesten utelukkende som svovelkis. Imidlertid ble molybdenglansen nettopp funnet i trondhjemitt. I to lokaliteter i det nordlige område ble det konstateret molybdenmineralisering. Ved den ene lokalitet (Nesåpiggen sydhelning) forekommer molybdenglansen i glidespeil, og opptrer sammen med litt svovelkis. Ved den andre lokaliteten (Nesåpiggen nordvesthelning) forekommer molybdenglansen som isolerte flekker i en finkornet, kvartsrik trondhjemitt.

Øvre Grøndalselva

Under helikoptermålingene i juli 1974 kom det frem flere EM-anomalier ved Grøndalselvas øvre løp. Disse anomaliene ble forsøkt fulgt opp med VLF-målinger for å ha dem nøyaktigere fastlagt på bakken. Se vedlagt skisse II.

Det var opprinnelig meningen å følge opp i alle fall de to østlige helikopteranomaliene. På grunn av værforholdene ble imidlertid bare anomalien nærmest Grøndalselva fulgt opp.

Fjellgrunnen ved denne anomalien så ut til å bestå av gneis og/eller kvartsglimmerskifer, med noen legemer av en gabroid bergart. Det ble forøvrig ikke brukt mye tid til å gjøre geologiske observasjoner.

Det ble målt med VLF langs to N - S gående profiler. Resultatene er fremlagt i skisse III og IV.

Det ble ikke oppdaget noe tegn til mineralisering i terrenget ved de fremkomne VLF-indikasjonene.

Den nordlige del av stikningsnettet, som ligger forholdsvis lavt i terrenget, er skogbevokset og har ikke mange blotninger. Den sydlige, og høyere liggende, del av måleområdet er ganske godt blottet. Her kan man se flere rustsoner, som en antar har forårsaket interessen for lokaliteten. En slik rustsone ble undersøkt like nord for Langvannet. Blotningene viser her visse avveksling av grønnstein og en lys bergart (keratofyr?). og en ca. 0,40 m kismineralisert lag. Det ble bare sett py.

Ved røsk I, 2400 N, 150 S, kan det sees en sterk rustet kismineralisert sone av 0,50 m mektighet. Det tilgjengelige material er stort sett tatt ut. Mineraliseringen består av litt py med noe kvarts i en grønnstein/epidotamfibolitt. Det ble ikke sett andre sulfidmineraler. Sidebergarten er en lagdelt epidotamfibolitt (avvekslende epidotrike og hornblenderike lag). Strøk 125^E, fall 80° N. Synlig utstrekning er ca. 6 m.

En gjennomgående gang av en sur intrusiv kan bli sett like ved røskan.

Ca. 5 m øst for røskan er den mineraliserte sonen igjen synlig for 1 m. Mektigheten kan ikke bli fastslått, men den kan ikke være særlig stor. Det ble ikke konstatert noe forgiftningsfenomener på vegetasjonen her.

Ved røsk II, 3400 Ø, 50 N, er et meget godt blottet område, som ligger i en depresjon i helningen til Østre Lillefjell. Det ble funnet noen avskrapninger av torvet over fjellgrunnen, men allers var det ikke noen tegn synlig på sprengningsarbeide. Fjellet her var imidlertid så løst og oppsprukket at eventuelle sprengningsvirksomhet ikke ville gi noe spor etter seg.

Det ble funnet en del blokker (antagelig lokale, i alle fall ikke istransportert) av py-impregnerte, hvit finkornet bergart (keratofyr?). I en blotning (eller blokk?) ble det funnet en 5 cm bred gang eller åre av massiv py.

KORT UTDRAG AV KUNNSKAP I DAG

1. Bekkessedimenterprøver i 1974 viste høy Mo og Cu-konsentrasjoner i flere steder men særlig i områdene Fremstfjellet, Øst Skar-fjellet, Nesøpiggen og Gaizervannet.
2. Bekkessedimenterprøver i 1975 viste middels Mo og Cu konsentrasjoner i noen nye områder i nærheten av disse nevnte områder slik at det er bare en uavbrutt Mo og Cu geokjemisk provins for den meste part tilknyttet til området med blanding av trondhjemitt og grønnstein fastfjell.
3. Synlig Mo-mineralisering i fastfjell var funnet i 1974 i noen steder innen Fremstfjellet området av Smith og Gale, og et sted ved Gaizervannet av Gale.
4. Synlig Mo-mineralisering i fastfjell var funnet i 1975 i flere steder innen Fremstfjellet området av Smith, et sted ved Nesøpiggen av Tan, to steder ved Gaizervannet av Smith og et løst blokk ved Lang løftvannet av Smith. Det er sikkert at mer Mo malm lokaliteter skal finnes innen denne Mo provins med detjalent leting.
5. Synlig Cu-mineralisering i fastfjell var funnet i 1974 og 1975 i flere steder men vanligvis er det svak unntagen Ampbeterjernet og Kisktjernet og Reinbekken.
6. Tre steder innen Fremstfjellet området var sprengt i 1975 og alle viste rikere malm enn var sandet ved bruk av en slegge.

STEDFAST FJELLMALM

Smaltjernet	trondhjemitt	molybdenglans + kvarts gangen + lite kobberkis + svovelkis
Amphbetjernet	skifret trondhjemitt og skifret konglomerat	rik kobberkis + svovelkis + lite magnetkis + molybdenglans uten kvarts
Kroktjernet	dioritt / trondhjemitt	rik magnetkis + svovelkis + noen kobberkis

7. På overflaten vist Smaltjernet ingen Mo
 Ved bruk av sleggen vist det ca. 0.18% Mo
 Etter sprenging vist det ca. 0.5% Mo
 Etter boring skal det vise ? Mo

8. Amphbetjernet viser ca. 10% Cu og Kroktjernet
 viser ca. 1% Cu. Begge lokaliteter viser noen
 andre elementer d.v.s. Co, Ni, V, Fe.

9. En løstokk ved Kroktjernet viser ca. 2% Zn
 og ca. 3% Pb. Pb er ikke funnet i
 fast fjell men Svingebekken vist ca. 0.18% Zn

10. Orienterende kartlegging : 1975 : Fremstfellet området (Smith) og i Nesåpiggen området (Tan) vist at geologi av området Sanddøla-Nesåvatna er mer komplisert enn tenkt før slik at både Forlie's og Gale's geologiske kart er ikke tilstrekkelig for malmprospektering.
- Noen områder kartlagt som tondhjemitt inkluderer gabbro, hornblenditt, dioritt, diverse grøn, grø og hvit tondhjemitt typer og leucocratisk ganger, allt av forskjellige kornstørrelse, forskjifning og metamorforisk ~~forvandling~~^{omvandling} (klorittisation, sericitisation, epidotisation, kvarts impregnering o.s.v.).
- Grensen av disse intrusive eruptive bergarter mot effusive grønnstein er ikke så klart som det ser ut på Gale's geologisk kart 1293-05, -06 og -07.

11. Petrologisk undersøkelse av handstykker av steinprøver fra 1974 og 1975 er delvis ferdig - men mikroskopisk undersøkelse av tynn slipper og polertslipper er ikke enda begynt. Noen foreløpige bemerkninger er listet under.
- a) No vanligvis forekommen innen ganger av stikk? molybdenglans og kvarts fra ca. 1mm til ca. 10 cm tykk med ukjent utstrekning.
 - b) Disse ganger alltid forekommer innen tondhjemitt, vanligvis en type som er meget leucocratisk, kaolinisert og fors kifet, men hornblenditt eller dioritt og også kontakten mot grønnstein

er ofte i nærheten. Utstrekningen av denne trondhjemitt type er ikke kartlagt; kanskje det er ^{den} samme bergart som nevnes av Gale som "fine-grained trondhjemitt".

- c) Svovelkis alltid forekommer i trondhjemitt ved siden av disse ganger og ofte forekommer innen gangene men vanligvis i begge tilfelle er det svak mineralisering.
- d) Kobberkis forekommer i noen av trondhjemitt med disse ganger men det er svak og ikke særlig tilknyttet til gangene.
- e) Molybdenglans også forekommer i noen få steder som en tynn film uten kvarts innen trondhjemitt men ikke bare den leucocratisk trondhjemitt nevnt ovenfor.
- f) Kopperkis forekommer i flere steder med svovelkis men vanligvis er det meget svak.
- g) Ved Ampbetjernet forekommer rik kobberkis med svovelkis, noen film av molybdenglans og lite magnetitt forekommer med omfang ca. 2×2 meter ved overflaten med ukjent utstrekning.
- h) Ved Krusketjernet forekommer rik magnetkis med en uvanleg blå farge; også kobberkis og svovelkis. Malm omfang er ca. 4×3 m ved overflaten med ukjent utstrekning. Ved Reinbekken finnes like mineralisering i to steder med mindre malm omfang.

- i) Det ser ut at Mo-mineralisering innen trondhjemitt og Cu-mineralisering innen grønnstein var hovedsakelig uavhengig (unntagen Ampetjernet kanskje). Både Mo og Cu innen samme fastfjell er antagelig en resultat av mobilisering under metamorfose.
- ii) På grunn av komplisert blanding av diverse trondhjemitt og grønnstein type med usikkert kontakter er det kanskje fornuftig å betrakte området kartlagt som trondhjemitt eller grønnstein som ett Mo + Cu provins.
- 12) Foreløpig bearbeiding av data viser at høy Mo eller Cu konsentrasjoner i bekkesedimenter er avhengig på mindre bekkeorden, høy organisk -, Fe- og Mn-innhold i bekkesedimenter og fastfjell type. Men det ser ut at den viktigste virkning er den type av fastfjell slik at høy Mo eller Cu i bekkesedimenter virkelig indikere Mo eller Cu mineralisering i fastfjell i nærheten.
- 13) En teori å forklare vanstokkelsen å finne molybdenglans på overflaten og samtidig å forklare de høy Mo konsentrasjoner i bekkesedimenter var utarbeidet i felten i soner som en resultat av en detalert undersøkelse av en del av Småtjernets området. Nålbecken er en type eksempel.

Teori

- a) Parallel. soner av rik Molybdenglans + Kvarts ganger ($\geq 0.5\%$ Mo) av ukjent bredde og utstrekning og dybde (man kanskje $1m \times 1km \times$ forekomme innen trondhjæm. fastfjell.
- b) Etter isalderen molybdenglans løste seg opp inni vannet ved overflaten om sommeren slik at fastfjell ved overflaten var bare kvarts med mange huller. Om vinteren var bergarts struktur ødelagt med is inni hullene. Derfor disse ganger var forvitret fortere enn vanlig trondhjæm. og nå man finner rett kort bekker med en dybde (f.eks. 4m) større enn bredden (f.eks. 3m) med lite vann slik at de kan ikke forklares med vanlig forritning av isbreer eller elver.
- c) Om dette virkning skjedde skulle man finne ingen malm på overflaten ved siden av bekken, svakt malm (f.eks. $0.1 - 0.5\%$ Mo) inni fastfjell på veggene til bekken, inni blokkene falt ned fra veggene, inni fastfjell blottet i bunnen til bekken og inni noen løsblokker som er egentlig "in situ" i bunnen, og rik malm skulle finnes direkte under bekken.
- d) Mo som er løst opp fra fastfjell ganger lett er straks absorbert ganske lett av organisk materiale innen bekken. Derfor

kanstje høy Mo konsentrasjoner i bekkesedimenter prøver indikere Mo i fastfjell ganske nær.

- e) På grunn av dette teori var Mo leting konsentrert på å finne lille dybde rette bekker. Noen var funnet og ny Mo mineralisering funnet i veggene og bunnen av bekkene.

- 15) En Foreløpig ^{28mm} ligning med bekkesedimenter anomalier i andre deler av verden viser at Mo anomalier i Grangfjellet er høyere enn Mo anomalier ved porphyry Mo gruver i Canada.

Om teori om rike malm soner under bekkene er bekreftet, ser det ut at Sanddøla - Nesåvatne området kan ha betydelig potensjal for økonomisk Mo forekomst. Om teori er ikke bekreftet skal malm potensjal minke mye.

- 16) Bearbeiding av disponibel data skulle hjelpe å forstå malm genesis men mye mer feltarbeid av diverse type trengs før en tilstrekkelig vurdering av malm potensjal kan lages.

Om det er riktig at molybdenglans løse seg opp fort er det helt nødvendig å bruke en bormaskin for malm leting.

- 17) Uten å bore minst ett hull må man gjette veldig mye med mutingsprøsmåler.

Oppdrag :

SANDDØLA - NESÅVATNA PROSJEKTET I GRONGFELTET.

NGU Rapport nr. 1289/3.

A review of the available geological and geochemical data on the Sanddøla - Nesåvatna Mo - Cu prospects, Grong District, (Trondhemitt - prosjektene 1974 og 1975).

November 1976

David C. Smith

Norges Geologiske Undersøkelse
Kjemisk Avdeling
Postboks 3006, 7001 Trondheim
Tlf. (075) 15860.

Bilag 10 Prosjektrapport 89

Sanddøla - Nesåvatna -
prosjektet. A review. ---

NGU nr. 1289/3

The localities of rich Cu-mineralization are widely separated and of different character. Thus the nearly pure chalcopyrite mineralization at Amblefjernet occurs at a contact between schistose trondhjemite and schistose trondhjemite - derived conglomerate. The rich magnetite-pyrite occurrence with some Cu at Kroktfjernet occurs in a dioritic rock type adjacent to a more acid unmineralized trondhjemite. Otherwise weak chalcopyrite mineralization occurs in pyritised greenstone and trondhjemite.

2.5.3 The geology and mineralization of the Nesåpiggen and Gaizervatnet areas.

The Nesåpiggen area has been described in the report of Tan (reference 1 d).

One day was spent in the Gaizervatnet area by the author in 1975.

The geology is essentially identical to that of the Fremstfjellet area - trondhjemite, greenstone and conglomerate - with rust zones rich in pyrite. New Mo- or Cu-mineralization was found within the prominent rust zone, partly mapped by Gale, which strikes north-east/south-west cutting the south-eastern-most part of Gaizervatnet. This zone is directly adjacent to the contact with the conglomerate unit and is collinear with the anomalous zone detected by the VLF survey of the district carried out by Grong Gruber A/S in 1975.

The impression was gained that the Gaizervatnet and Fremstfjellet areas are very similar in size, in geology and in mineralization and therefore probably also in ore potential. The Nesåpiggen area may also be similar.

2.5.4 Geophysical surveys.

*Have or
date 2
the
eliminate* } The electromagnetic surveys by NGU in 1974 (oppdrag 1274) do not provide much information concerning this project but the magnetic maps (1274 - 01 and - 02) are very interesting. Magnetic anomalies correspond well with the long thin outcrop of greenstone to the south passing through Langtjernet, mapped by Gale (maps 1293 - 05, - 06, - 07); the Skarfjellet

(12) A review of the ---
Mo-Cu prospects

district and the units joining Langløftvatna with Gaizervatnet and with Reinsjøen. However, the map suggests that the Gaizervatnet - Langløftvatna unit swings sharply north-westwards to Reinsjøen and does not continue to Skarfjellet which shows a closer relationship to the Langtjernet unit.

The greenstone units have been correlated with Cu anomalies in stream sediments (NGU report 1289/2). The Mo mineralization in the Fremstfjellet and Gaizervatnet areas occurs close to the contact of the magnetic anomalies and the magnetic background in accord with the observation that the Mo mineralization appears to occur mainly at the margins of trondhjemite against greenstone (NGU report 1289/2). The Gaizervatnet - Langløftvatna - Reinsjøen greenstone unit probably continues into Reinbekken and Månedalen giving rise to the Mo- or Cu- stream sediment anomalies and magnetite - chalcopyrite mineralization there (map 1368 - 08) but it might conceivably swing further north to account for the anomalies in the Nesåpiggen area.

A prominent rust zone, observed from a distance by the author, occurring on the north slope of Skarfjellet, corresponds with a prominent magnetic anomaly and is probably another magnetite - pyrite deposit like the one at the summit of Skarfjellet described by Pettersen in 1974.

2.5.5 A geomorphological/structural interpretation of the Mo mineralization.

A close examination of Nålbecken, a small stream with both anomalous Mo-values in stream sediments and molybdenite-quartz mineralization in bedrock, provided evidence for the author's hypothesis for the origin of the many anomalous stream sediment Mo-values in an area, Fremstfjellet, with apparently very little Mo mineralization.

The enclosed, idealized, sketch of a section through Nålbecken shows the following principal features observed at the surface and those inferred at depth: -

- a) round smooth weathered exposed bedrock (pyritised trondhjemite, in part schistose), essentially a relict surface since the last glaciation;
- b) a thin cover of vegetation (grass, heather, fern or moss) occurring mainly in depressions;

NGU-rapport 1721

Mo-Cu mineraliseringer i
Fremstfjellet - Nesåpiggen - Gaizervatn
området, Sanddøla distriktet, Grongfeltet
Nord-Trøndelag

En foreløpig vurdering av
situasjonen og mulighetene

mars 1979

Bilag II Prosjektrapport 89
Mo-Cu-mineraliseringer i
Fremstfjell-Nesåpiggen-Gaizer-
vatn.
Vokes/NGU nr. 1721



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eiriksons vei 39
Tlf. (075) 15860

Postboks 31006
7001 Trondheim

Postgironr. 5168232
Bankgironr. 0633.05.70014

Rapport nr. 1721		Åpen /Fortrolig het	
Tittel: Mo-Cu mineraliseringer i Fremstfjellet - Nesåpiggen - Gaizervatn-området, Sanddøla distrikt, Grongfeltet. En foreløpig vurdering av situasjonen og mulighetene.			
Oppdragsgiver: Grong Gruber A/S		Forfatter: Frank M. Vokes	
Forekomstens navn og koordinater: -		Kommune: -	
Fylke: Nord-Trøndelag		Kartbladnr. og -navn (1:50 000): - -	
Utført: 1979 Rapporten utgitt mai 1979		Sidetall: 26 Tekstbilag: 3 Kartbilag: 0	
Prosjektnummer og -navn: 1721			
Prosjektleder:			
Sammendrag: Rapporten vurderer tidligere utarbeidete rapporter (vesentlig NGU's) fra Grongfeltet, spesielt de avsnitt i rapportene som omhandler forekomster av Cu og Mo. Muligheten for at enkelte av disse er av porfyr-typen er vurdert. En har spesielt interessert seg for de kjente malmspor, og for de geokjemiske anomalier av Cu og Mo i Fremstfjell og Gaizervatn områdene, samt disses relasjon til intrusjonene av trondhemitt. En har konkludert med at de kjente mineraliseringer og tilhørende bergartsomvandlinger må undersøkes nærmere før boring kan ta til, og før man kan bruke kjente geologiske modeller i prospekteringen. Situasjonen er komplisert ved at mineraliseringene og tilhørende bergarter er blitt metamorfoserte under den kaledonske orogen.			
Nøkkelord	Grongfeltet		
	Prospektering		
	Cu, Mo		

Men når det gjelder den endelige vurdering av hva som er oppdaget på Fremstfjellet og de andre interessante områder, kan man være tilbøyelig til å foreslå at overflategeokjemien vil spille en mindre viktig rolle.

Et annet aspekt av betydning er også som Smith selv skriver i sine rapporter, at det ligger mye som kan og bør gjøres med de geokjemiske data som allerede er skaffet i de angjeldende områder. Bearbeiding av dette materiale synes å ha stoppet opp etter at Smith forlot NGU og det er ikke lett å forstå hvordan denne bearbeiding vil kunne tas opp igjen.

Desto mindre må man ha lov til å understreke at resultatene som man kunne vente fra en slik bearbeiding, ikke vil være utelukkende av "akademisk" vitenskapelig interesse, men vil ha betydning for prospekteringen og fortsettelse.

Men på dette tidspunkt vil jeg ikke, utover noen ren lokal, detaljert prøvetaking i forbindelse med de andre undersøkelser, foreslå en overflate geokjemisk komponent i undersøkelsene.

7. BEDØMMELSE AV SITUASJONEN

"Teoretiske" betraktninger.

Det synes å herske enighet blant alle som har hatt med denne saken å gjøre at man har (særlig når det gjelder Mo) med en type mineralisering å gjøre som er usedvanlig for Norge. Eller rettere sagt en type som norske malmgeologer har hatt lite å gjøre med hittil. Gale og Kvien, og Smith, nøler ikke med å betegne mineraliseringstypen som "porfyr-type" og peke på dens sjeldenhet i Norge. Uten at jeg har sett situasjonen i feltet, må jeg umiddelbart erklære meg enig i disse kollegers generelle klassifisering, hvis man holder benevnelsen så bred som mulig. ("Porfyr-type" benevnelsen dekker i grunnen en rekke morfologiske- og sammen-setningstyper).

Et av de største fremskritt i anvendt malmgeologi i den senere tid, har vært utviklingen av det som betegnes som malmforekomstmodellering ("ore deposit modelling"). Kort fortalt består denne teknikken av å bygge opp bilder (tredimensjonale) av forskjellige typer malmforekomster og deres omgivelser fra beskrivelser av, eller fra erfaring med, spesielt godt utviklete typer. Hensikten er at i en ny situasjon, hvis man erkjenner hvilken modelltype man har å gjøre med, vil man kunne lete mer intelligent og dirigere undersøkelsene mer direkte mot det som egentlig er objektivet, d. v. s. den potensielt økonomiske delen av systemet. Når det gjelder forekomster av porfyr-typen, kan man si at forekomst-modelleringskonseptet er kommet meget langt og mange berømte navn er tilknyttet modell-varieteter. Konseptet har utvilsomt ført til forbedret bedømmelse av porfyr-type forekomster, både av Cu-Mo, Cu (Au)-, Mo og andre typer. De pågående undersøkelser etter malmer av denne typen i Oslofeltet er i meget stor grad basert på modellerings-konseptet.

Det er selvfølgelig innlysende at for å kunne anvende konsept må man ha et visst minimumskjennskap til de nye funn, slik at man kan velge den riktige modell.

Smith trekker, særlig i NGU 1289/3, inn en hel rekke navn vesentlig på kanadiske og nordamerikanske Mo-Cu porfyr-forekomster til sammenligning med det som hittil er kjent fra Sanddøla-området. Dette er klart et aspekt av "deposit-modelling", selv om Smith ikke akkurat bruker dette uttrykket. Det synes hensiktsløst på det nåværende kunnskapsnivå å begi seg inn i en detaljert diskusjon om hvilken av de kjente porfyr-type forekomster de Sanddølske mineraliseringer ligner mest. En ting som slo meg under rapportlesningen, var at hvis man skulle bruke en kanadisk forekomst som type-eksempel, er det mye mer nærliggende å bruke Endako, B.C. Smiths beskrivelser av Fremstfjellmineraliseringer minner meg sterkt om Endako typen med sine parallelle, såkalte "vein sets", i motsetning til de mer tredimensjonale nettverk eller "stockwork" eller breksjetyper som mange av forekomstene, sitert av Smith, viser.

Men jeg betrakter en detaljert diskusjon av denne type både som for-
hastet og unødvendig på dette tidspunkt. Både de skriftlige opplysninger
som er tilgjengelig, og de få prøver som jeg har sett fra området, tilsier
at vi har å gjøre med den generelle porfyrtypen.

Hvis vi aksepterer dette, kan vi spørre hvilke følger det vil få for vår
bedømmelse av situasjonen. Det er selvfølgelig både positive og negative
sider ved problemet og det er ikke helt greit å sette opp punkter i den
ene eller andre kategori. Men jeg vil fremlegge følgende :

A) Den mest innlysende positive følge av en identifikasjon som porfyrtype,
er at man kan ha forhåpninger om store tonnasje. Da man har positive
indikasjoner fra hittil tatte fastfjellsprøver, kan disse tonnasje ha en
forholdsvis overflatenær beliggenhet. Betydningen av denne forekomst-
type i dagens bergverksteknologisk/økonomisk sammenheng, er innlysende.

B) Om metallgehaltene er det ikke lett å si noe med sikkerhet. Porfyr-
type forekomster er kjent som forholdsvis lavgehaltlige (sammenlignet
med de mer "tradisjonelle" typer). Gehalter rundt 0.3-0.5% Mo for
rene molybdenforekomster må betraktes som gunstige. Hvorvidt man
har disse i de konkrete tilfeller det her diskuteres, er ikke lett å si.

Et annet aspekt av dette er hvilken element-type man har å gjøre med.
Alle rapportene synes å understreke at de mest lovende mineraliseringer
forekommer i området mot eller langs grensene til det store trondhemitt-
massivet og ikke i selve massivet. Det synes tydelig å være soner hvor
det forekommer meget kompliserte bergartsforhold - f.eks. blanding
av forskjellige trondhemitt-typer og andre intrusive varianter og ikke
minst mange inneslutninger av grønnstein. Det er antydning flere steder
i rapportene at Mo stammer fra trondhemitt varianter, mens Cu kommer
fra grønnsteinskomponentene. Dette kan være så, men man må huske
at elementkombinasjonen Cu-Mo (eller Mo-Cu) kjennetegner "ren intrusive"
porfyrtype malmer, hvor det ikke er noe bevis for grønnsteins innbland-
inger. Hvis de ofte uttrykte antakelser om at vi her har å gjøre med et
såkalt øyebue (island arc) miljø, vil en blandet Mo-Cu eller Cu-Mo
mineralisering være helt i tråd med vårt kjennskap til typen, og ikke en

ren Mo-type som synes å være mer karakteristisk for riftings-situasjoner, som f. eks. i Oslofeltet.

Det er igjen både positive og negative sider ved blandete Cu-Mo typer. På den ene siden vil man ha å gjøre med to produkter og den totale metallverdi vil muligens være større. På den andre siden byr blandete malmer av denne typen på en del metallurgiske (oppredningsmessige) problemer, f. eks. at gjenvinningsprosenten, særlig for Mo, er mye lavere enn med "rene" Mo forekomster.

C) Et annet aspekt som til en viss grad diskuteres i rapportene, er det som har å gjøre med den antatte alderen av de eventuelle forekomster: om den er en positiv eller negativ faktor. Så vidt vi vet er vi i et undre Paleozoisk miljø i Grongfeltet, og vi har alltid antatt at trondhemittene er intrudert i denne tidsepoken. Det skjer imidlertid for tiden store omveltninger når det gjelder alderen for mange deler av kaledonidene, hvor man tidligere antok en helt sikker Undre Paleozoisk alder. Hittil har ingenting antydnet at vi kan ha med yngre alder enn undre Paleozoisk å gjøre, og man må inntil videre gå ut fra at Sanddøla trondhemitten, som den omtalte moderbergart til mineralisering, ligger omkring Undre Paleozoikum i alder.

Nå er det en kjennsgjerning at det overveiende flertall av produktive porfyrtype forekomster er av en betydelig yngre alder enn Undre Paleozoisk - de er stort sett Mesozoiske eller Tertiære. Dette gjelder f. eks. for de berømte forekomster i den vestlige fjellkjede i Nord-Amerika, selv om det må nevnes at én av forekomstene som Smith har brukt som sammenligningsgrunnlag : Gibraltar, B. C., sannsynligvis er av Paleozoisk alder.

Det er kanskje mer nærliggende å sammenligne Sanddøla situasjonen med hva som finnes i andre områder av mer eller mindre samme alder. Særlig er situasjonen i andre deler av den nå oppbrudte Caledonian-Appalachian fjellkjeden (orogene sone), på begge sider av Nord-Atlanteren, mest relevant. I den senere tid er det faktisk oppdaget økonomisk interessante forekomster av Cu-Mo typen flere steder langs denne fjellkjeden og det er til og med utarbeidet en spesiell modell for porfyrforekomster

av paleozoisk alder, av Hollister og medarbeidere. En slik modell må derfor tas i betraktning i forbindelse med bedømmelsen av Sanddøla situasjonen. Det må allikevel innrømmes at med ett unntak er ingen av disse kaledonske-appalachiske forekomster satt i drift ennå, men de fleste er blitt viet meget alvorlig oppmerksomhet, med mye større utlegg enn det hittil er blitt spandert i Sanddøla-området. I noen tilfeller har selskapene gått bort fra prosjektene på grunn av miljøvernproblemer (f. eks. Coed y Brenin i Wales).

Den ene produsenten av denne generelle typen er Gaspé Copper i Quebec som er genetisk forbundet med kvarts-feltskap porfyrer intrudert i Devon tiden (390-350 m. å. siden). Riktignok er en viktig del av forekomstene ved Gaspé Copper, skarn kopper i kalkrike sidesteiner, men det er ingen tvil om at mineraliseringen hører til denne generelle typen.

I lys av slike betraktninger vil jeg konkludere med at alderen av eventuelle porfyrtype Mo-Cu forekomster i Sanddøla området bør ikke i seg selv utelukke en videre nøktern undersøkelse av mulighetene for malm, men i like grad bør den heller ikke oppmuntre til noen overdrevet optimisme.

Den aktuelle situasjon

Undersøkelsene som er diskutert i denne rapporten har utvilsomt ført til definisjon av flere områder med meget positive tegn til mineralisering av den såkalte porfyr-typen, med potensielle verdier i Mo og Cu. Særlig synes områdene Fremstfjell og Gaizervatn å være interessante i denne henseende.

Områdene skiller seg ut både geokjemiske og geologisk fra de omgivende områder i denne delen av Grongfeltet. Regionale geokjemiske undersøkelser av bekkesedimenter har gitt tildels kraftige anomalier, selv når man tar hensyn til innflytelse av andre parametre som Fe, Mn og humusinnhold. Disse regionale indikasjoner er senere bekreftet i oppfølgingsstadiet hvor både bekkesedimenter og jordartsprøver er blitt benyttet.

Geologisk synes området å være interessant både m.h.t. til dels generelle geologiske beliggenhet i forhold til det store intrusive massivet betegnet som Sanddøla trondhjemitten. Særlig synes det SØ-lige kontaktområdet til dette massivet, samt noen mulige utløpere, å være interessante. Indikasjoner er at man har med flere intrusjonsaldre å gjøre, og at de oppdagete mineraliseringer kan muligens settes i forbindelse med en av de senere fasene blant disse.

Direkte indikasjoner til mineralisering finnes i form av MoS_2 , CuFeS_2 og FeS_2 i forskjellige forekomstmåter :

Disseminerte korn i bergartene : MoS_2 fortrinnsvis i de intrusive varietet, CuFeS_2 i de intruderte grunnsteiner.

MoS_2 på "stikk" eller sprekker i bergartene - såkalte "tørr" MoS_2 avsetninger.

MoS_2 og CuFeS_2 i kvartsganger og årer av ganske varierende dimensjoner, fra mm til m i tykkelse. Innsamlete prøver viser "ekte" stockwork-type årenettverk og store stykker av ren gangkvarts. Karakteristisk for funnene synes å være større (dm-m) kvartsganger og eventuelle gangsvermer (vein-sets) uten at man er helt sikker på hyppigheten til disse, eller deres innbyrdes avstander.

Det er foretatt en del fastfjells prøvetaking som bekrefter innholdet av Cu og Mo. En del av de enkelte gangkvartsganger er meget rike i disse elementer, men det er få data angående gehaltene i større bergartsvolumer.

Bergartene i de mineraliserte områder ser ut fra beskrivelsene og håndstykkene å være omvandlete, uten at arten av omvandling er blitt fastlagt. Makroskopisk observasjoner synes å vise at det har foregått en god del serisittisering og en del generell silisifisering. Rødlig feltspat kan tyde på en form for K-feltspat dannelse, men det er ikke sikkert om dette hører til den egentlige mineraliseringen eller om den er et regionalt fenomen.

En pålitelig bedømmelse av omvandlingstypene uten inngående mikroskopiske studier er vanskeliggjort p. g. a. at alle bergartene, muligens også mineraliseringen er blitt metamorfosert under den kaledonske orogenese. Betydning av denne metamorfosen for mineraliseringens beskaffenhet er ikke lett å vurdere, men må tas i betraktning i eventuelle nye undersøkelser.

Rm Vokes.

Trondheim, 6. april 1979

Fremstjell Mo-Cu forekomst

Analysen foretatt på barkjernene av
elementer andre enn Mo, Cu.

Fem ~~to~~ analyser av "bulk" jerner tilsendt
Mercury Analytical Ltd Ireland, januar 1982

A1/82 fra DBH 5/81 72-82m.

A2/82 " DBH 5/81 62-70m

A3/82 " DBH 3/81 0-10m.

A4/82 " DBH 4/81 26-36m

A5/82 DBH 6/81 178-188m

Kjernene var opprinnelig analysert i 2m
lengder hvor Mo og Cu.
Resultater

	A1/82	A2/82	A3/82	A4/82	A5/82
Cu %	0.04	0.09	0.21	0.12	0.03
Pb %	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01
Zn %	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01
Ag ppm	<0.1	<0.1	0.2	0.4	0.1
Mo ppm	1028	1026	176	230	527
Ba ppm	590	530	520	1040	975
W ppm	8	8	8	15	4
F ppm	350	1155	385	660	470
As ppm	1	1	4	1	1
Bi ppm	2	1	4	6	3
Sn ppm	1.3	0.2	0.5	0.1	0.3
Al ppm	0.05	0.04	<0.02	0.02	<0.02.

Rapport over befaring av Mo - Cu mineraliseringer i området omkring Fremstfjellet (Fremsttjern - Smaltjern - Kroktjern - Amøbetjern) i Sanddøla området, Grong-feltet, den 27. august 1979.

Innledning.

Den 27. august 1978⁹ foretok jeg en befaring av et felt i øvre Sanddøla-området, Grong-feltet, hvor Mo- og Cu-mineraliseringer var blitt oppdaget av, bl.a., medarbeidere fra NGU i årene 1972-75. Befaringen ble foretatt som en oppfølging av de rapportstudier jeg utførte omkring disse mineraliseringer tidligere i år og som dannet bakgrunn for NGU Rapport 1721 som jeg forfattet på oppfordring av NGU/Grong Gruber. Hensikten med befaringen var å forsøke å få et personlig inntrykk av mineraliseringene i feltet for bedre å kunne bedømme mine tidligere konklusjoner angående mineraliseringenes karakter.

Konklusjoner og anbefalinger - resymé.

Befaringen bekreftet konklusjonene fra tidligere rapporter at man her har med mineralisering av "porfyr-typen" å gjøre.

Det eneste synlige mineral av økonomisk interesse i denne mineralisering er MoS_2 . (Amøbetjernets Cu-mineralisering synes å være av en helt annen type og å være rommessig meget begrenset.)

Meget finkorning MoS_2 mineralisering opptrer i et tildels 3-dimensjonell nettverk av sprekker i en forskifret "trondhemitt" variant; som "tørr" MoS_2 -fyllinger og i tynne kvartsganger. Bergartsomvandlingene omfatter kvarts-serisitt, og senere K-feltspat-typer.

Befaringen ga ingen videre grunnlag for bedømmelse av gehalter og størrelser. Anbefalingene i en tidligere rapport opprettholdes; detaljert geologisk kartlegging av de mineraliserte soner og deres omgivelser, samt begrenset prøvetaking (helst borhull) for å undersøke ev. gehalter og tykkelser.

Befaringen: observasjoner og kommentarer.

Bilag 12, Prosjektrapport 89
Befaring Mo-Cu-min.
Vokes/NTT

Befaringen ble foretatt sammen med berging. Arve Haugen, Grong Gruber A/S, som også kjørte meg til og fra Berg Gård. Turen fra gården og tilbake varte i ca. 10 timer og ruten var Berg - Fremsttjern - Smaltjern - Kroktjern - Smaltjern - Nedrebekken - Heimdalshaugen - Amøbetjern - Fremsttjern - Berg. (Se kartskisse, Fig. 1.)

Mineraliseringer av forskjellige typer ble innsisert ved følgende steder: Nordvest, nord og nordøst av Smaltjern, i nærheten av Kroktjern; i området mellom Nedrebekken og Heimdalshaugen, samt ved østenden av Amøbetjern.

- 1) Rustne, sulfid-førende bergarter danner en relativ smal sone som løper Ø-V like nord for Smaltjern. Sonen ble innsperret nordvest, nord og nordøst for tjernet. Bergartene i sonen består i en forskifret kvarts-serisitt-omvandlet versjon av den såkalte trondhemitt (egentlig granodioritt?) som danner mesteparten av berggrunnen her. Skiffrigheten hadde ca Ø-V strøk, med steilt fall mot nord. Den rustne, mineraliserte, sonen syntes å stryke parallell med skiffrigheten.

Mineraliseringer av interesse her besto i tynne årer og sprekkefyllinger av hovedsaklig MoS_2 , dels alene som "tørr molybdenprekker" mindre enn 1 mm tykk, og dels som impregnasjoner i kvarts ganger med tykkelsene i størrelsesorden 1-2 cm. MoS_2 var meget finkornig (se herunder) og ga seg ofte til kjenne som tynne, mørke linjer i den lyse kvarts-serisitt skifer. De MoS_2 -fylte sprekker og ganger syntes tydelig å krysse bergartens skiffrighet og å danne et virkelig tre-dimensjonelt mønster - noe som kunne indikere en post-metamorfose dannelses tid. (Det planlegges å utføre mikroskopiske undersøkelser på prøver fra området for, bl.a., å bekrefte dette punkt.)

P.g.a. blotnings-forhold og tidsnød var det ikke mulig å bestemme tykkelsen (bredden) av den mineraliserte sonen her. Bergartene var rustne over noen få titalls meter rettvinklet på strøket, men dette betyr ikke nødvendigvis at MoS_2 også var tilstede over den bredden. Sonen kunne følges fra et sted NV for den vestlige enden av Smaltjern til et stykke forbi dets østlige ende, muligens noe sånt som 2 - 300 meter.

Det er mulig at det oppskutte sted (skjerp) på østenden av tjernet også hører til denne sonen, eller til en nærliggende, parallell sone.

- 2) I området syd og sydøst fra Smaltjernet, mellom Nedrebekken og Heimdalshaugen, er det en meget bred sone med rustne, forskifrete bergarter av samme typen som i sonen nord for Smaltjern. Disse bergarter ble undersøkt i blottninger langs Nedrebekken. Her finnes tynne MoS_2 -fylte sprekker av samme typen som ved Smaltjern og med noenlunde den samme hyppighet.

I tillegg til disse ble det observert tydelig rødlig K-feltspat omvandling i forbindelse med tynne MoS_2 - FeS_2 sprekke-fyllinger som viste et klart tre-dimensjonelt rom-mønster - d.v.s. at også disse syntes å skjære bergartens skiffrighet og dermed å være postorogen (post-metamorfose). Videre arbeid planlegges også på prøver av dette materiell fra Nedrebekken.

- 3) I den nordligste delen av det befarte område, syd for Kroktjern, ble det innsperret små, isolerte pyritt-magnetitt mineraliseringer som syntes ikke å ha noen potensiell økonomisk interesse. Disse ligger i et område med hovedsaklig grønnstens-litologi, men med hyppige gjenomskjærende "trondhemitt" ganger og, av og til, intrusjons-breksjer mellom trondhemitt og grønnsten.
- 4) Ved østende av Amøbetjern innsperret jeg det tidligere funnet kopper-skjerp, som igjen syntes å være av en annen karakter enn de MoS_2 -mineraliserte soner. Selv om kopper-mineraliseringen syntes å være stedvis nokså rik, var dens omfang meget begrenset, på overflaten ihvertfall. Det ble ikke tatt noen stilling til Amøbetjerns minerali-

Konklusjonene:

Befaringen tjente sitt formål, idet jeg fikk et mye klarere bilde av arten av de MoS_2 -førende mineraliseringer i Fremstfjell området. Det tjente til å bekrefte de opplysninger jeg fikk fra de tidligere rapportene om området, som dannet grunnlaget for min rapport av mars 1979 (NGU Rapport 1721).

Mineraliseringen er tydeligvis å betegne som av "porfyr-typen". Selv om vertsbergarten er en metamorfitt (metamorfosert, forskifret og foldet) er de MoS_2 -førende strukturer typiske for "porfyr-type" mineraliseringen. MoS_2 er av den typiske, meget finkornige typen, den forekommer både som "tørre" sprekkefyllinger og sammen med kvarts årer og ganger; sprekkenes og gangene overskjærer vertsbergartenes skifrichet og stedvis viser et klart 3-dimensjonelt, udeformert mønster i rommet; sidesten-omvandlinger er også karakteristiske for "porfyr-type" forekomster, med kvarts-serisitt omvandlinger som den hovedgjennomgripende type og med K-feltspat som en senere, sprekke-bundet omvandling visse steder. Denne siste må sies å være en meget positiv oppdagelse i denne sammenheng, idet det kan muligens eventuelt peke mot et mineraliserings-sentrum i området. I tillegg, hvis de MoS_2 -fylte sprekker er post-orogene kan det antageligvis være lettere å definere mineraliseringens morfologi, enn om den var blitt deformert under fjellkjedefoldningen.

Det er for tidlig å kunne danne noen mening om den eventuelle art, form eller beliggenhet, av moderbergarten(e) til MoS_2 -mineraliseringen. Ingenting tyder på at en mulig moderbergart er blottet i området. Vertsbergarten er en grensefasies av det store Sanddøla "trondhemitt" massivet, muligens av granodiorittisk sammensetning her. De før omtalte intrusjonsbreksjer av "trondhemitt" i grønnsten omkring Kroktjern ligger langs massivets grense, muligens også kan de tyde på at vi her befinner oss i et forholdsvis grundt snitt i trondhemitten (i nærheten av taket).

Det må understrekes imidlertid at, selv om befaringen tjente til å bekrefte den antatte "porfyr-modell" for MoS_2 mineraliseringen i Fremstfjell-området, ga den ingen tilleggsopplysninger om eventuelle gehalter i den mineraliserte sonen. Tiden var for knapp til å få mer enn et rent visuelt, kvalitativt inntrykk av MoS_2 -føringen. Systematisk prøvetaking, helst i form av borhull, må til for å gi et pålitelig grunnlag for bedømmelse av metallgehaltene.

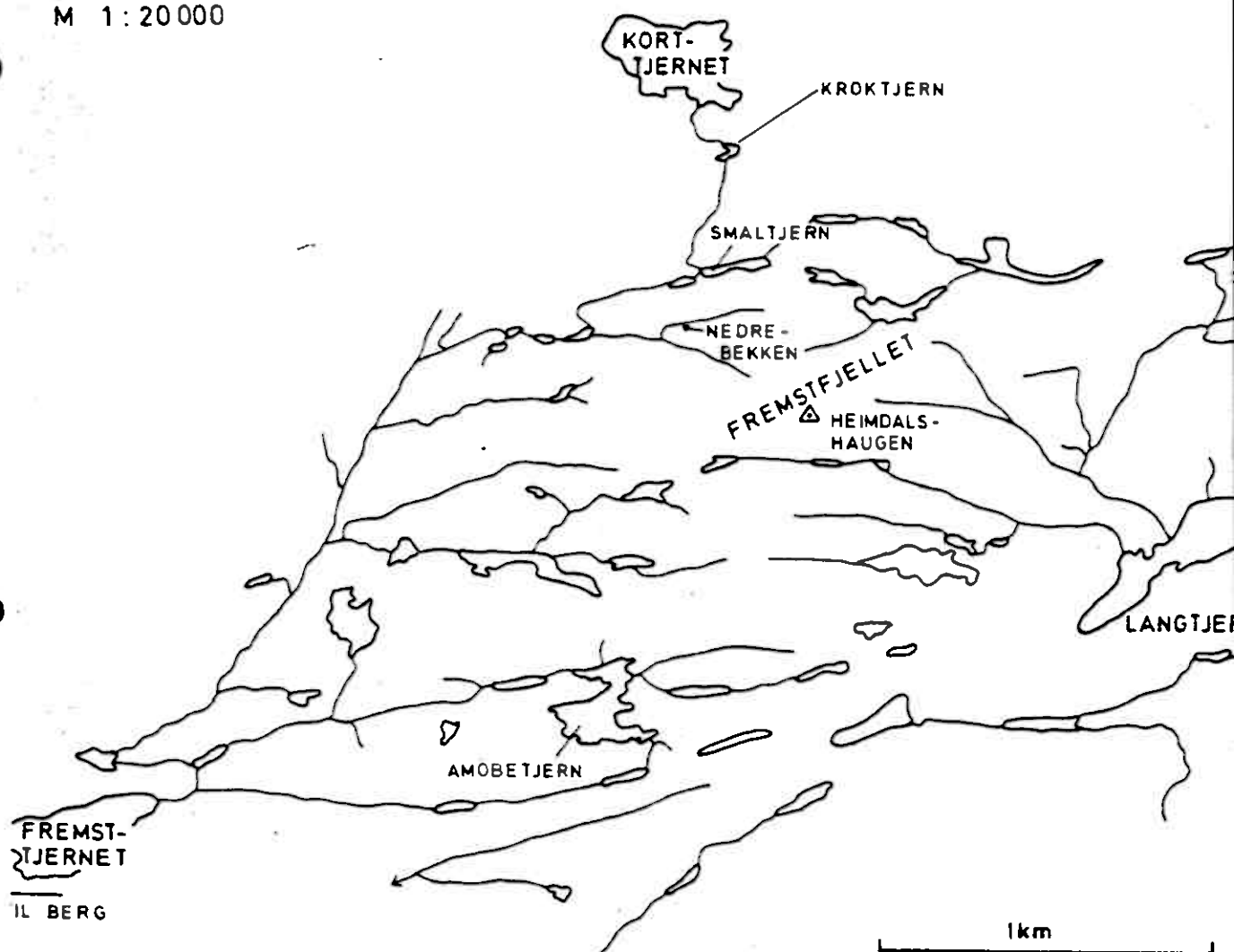
Når det gjelder størrelses-parameteren, syntes det at området sydenfor Nedrebekken muligens vil være mer favorabel enn den nokså begrensede sone nord for Smaltjern, dog er det altfor tidlig å avskrive den.

Etter befaringen tør jeg fremdeles opprettholde mine tidligere anbefalinger om en videre innsats i området, i form av detaljert geologisk kartlegging og noen begrensede, velplasserte prøver, helst i form av borhull.

Trondheim, 20.10.1979.

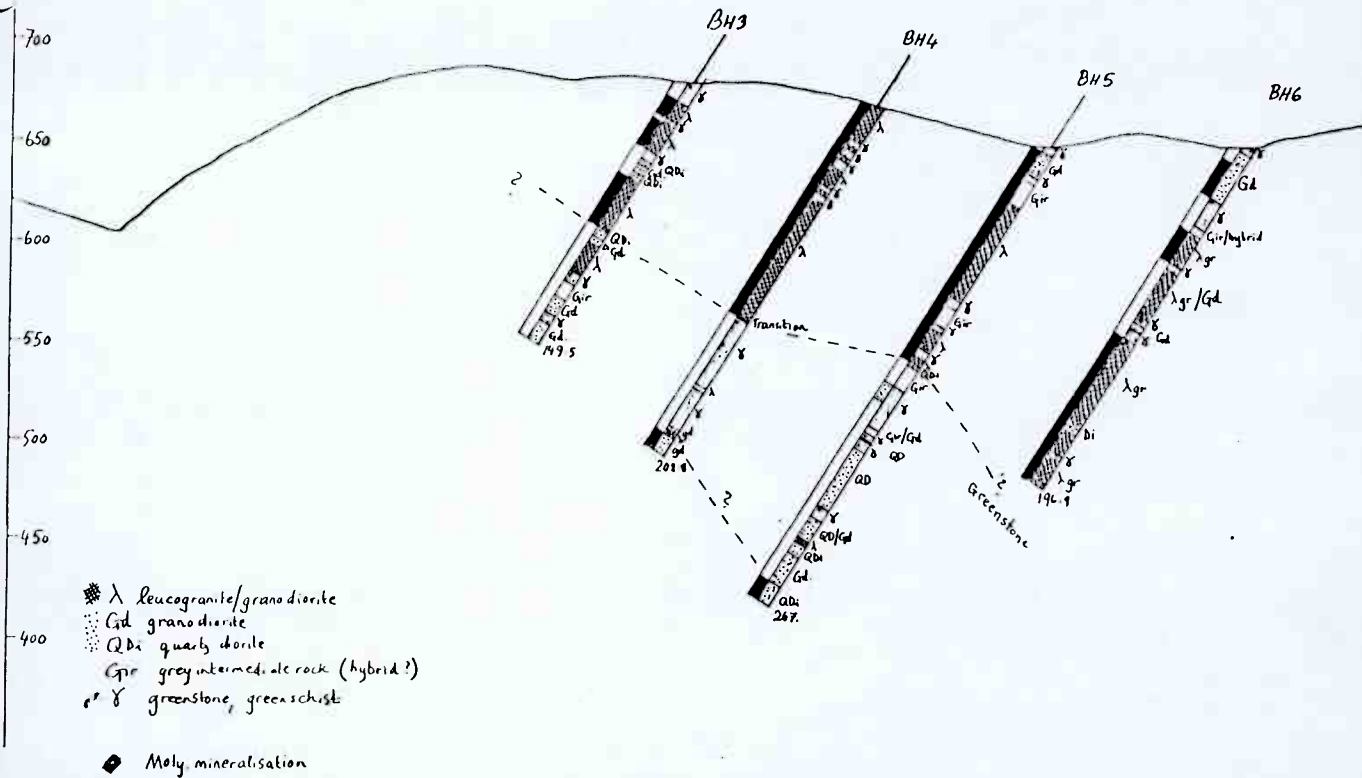
F. M. Vokes
F. M. Vokes.

OVERSIKTSKART
ÖVRE SANDDÖLA - FREMSTFJELL
M 1:20 000



— Fig. 1 —

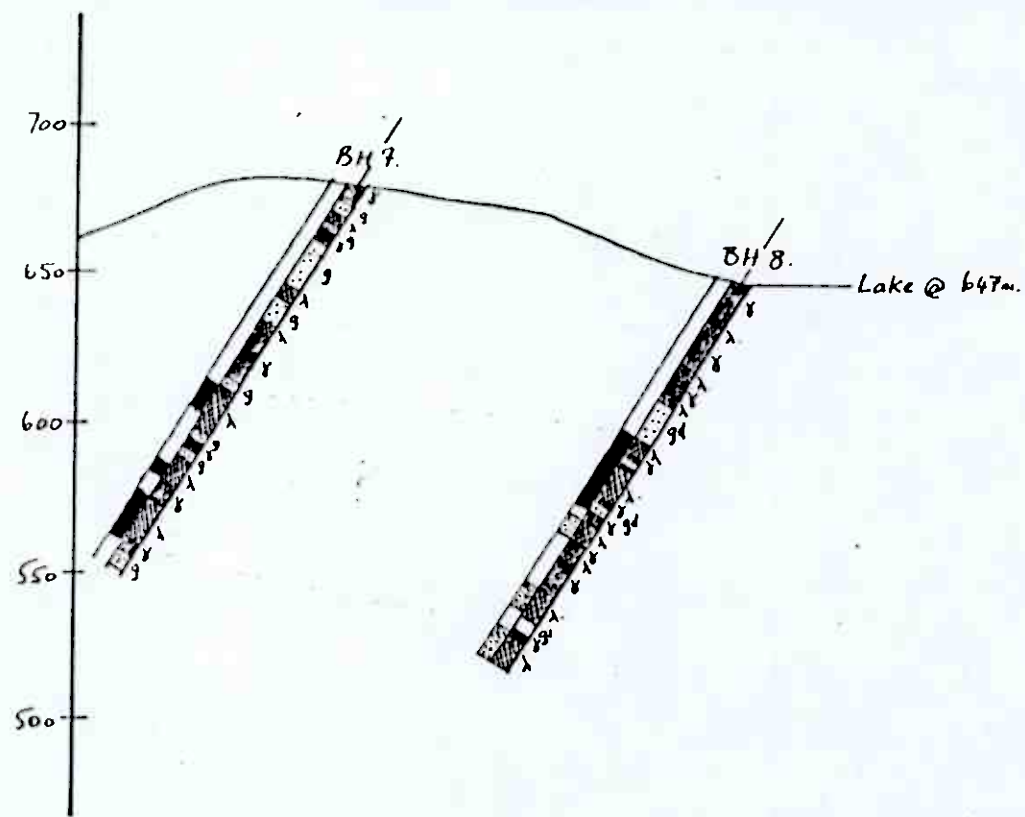
SCALE 1 : 2500



GRONG GRUBER 2/3
FREMSTFJELL
PROFIL 51000
Tegn. (M. Ryan) okt-81

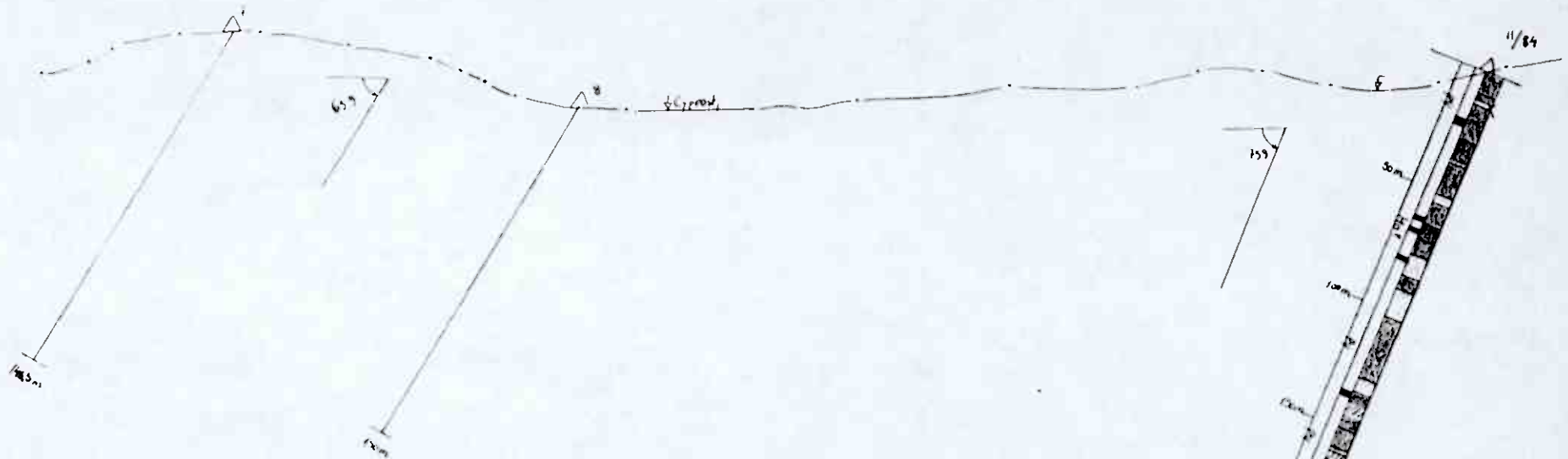
~~Bilag 123~~

SCALE 1:2500



Bling 13
Trospektang 59
Dinaga 126

Grong Gruber 9s
FREMSTFJELL
profil 53008
Tegn M. Ryan okt



Tegnforklaring som for p. 5/100 p.

Grong Gruber AS

FREMSTFJELL

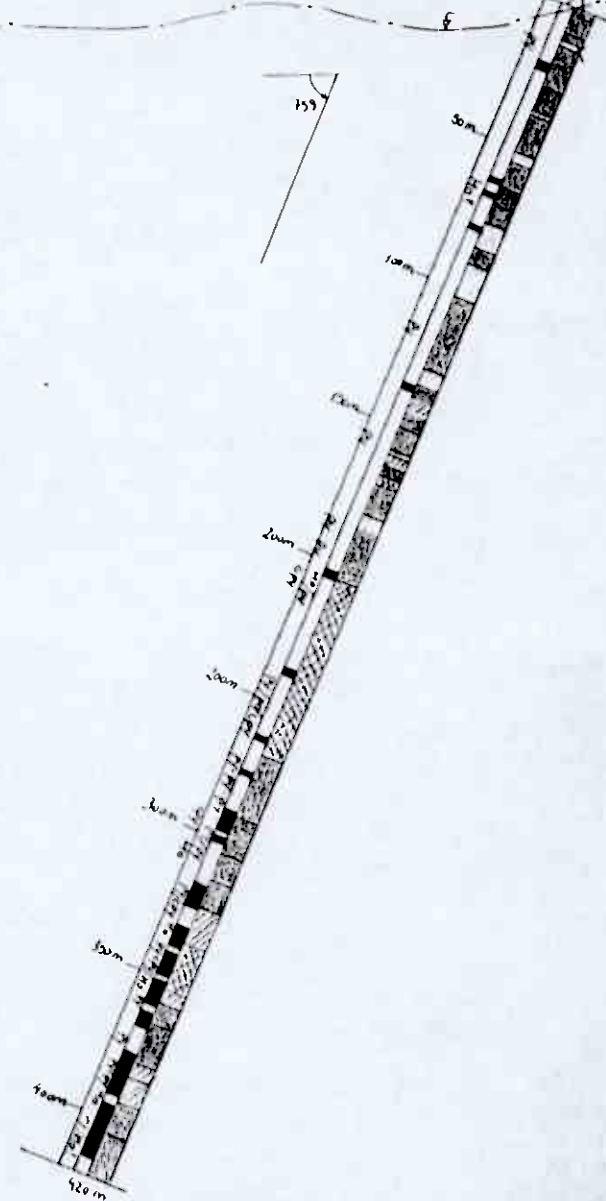
Boringsp. 6300 p.

Detaljeret boring 1984 - bh 1/84

M 1:2500

Tegn. Jan-85 - AH

Tek. feb-85 - AR



Bilag 13
Prosjektmappe 89

4-85



Bh- nr.	Analyse- nr.	Kjernelokalisering m.	Kjerne- lengden	Analyse, ppm		
				Mo	Cu	
10/84	1	8,00 - 10,00	2,0	5	42	
	2	10,00 - 12,00	"	5	8	
	3	12,00 - 14,00	"	< 1	10	
	4	14,00 - 16,00	"	1	10	
	5	16,00 - 18,00	"	16	7	
	6	18,00 - 20,00	"	8	111	
	7	20,00 - 22,00	"	55	365	
	8	22,00 - 24,00	"	5	124	
	9	24,00 - 26,00	"	23	275	
	10	26,00 - 28,00	"	8	181	
	11	28,00 - 30,00	"	27	282	
	12	30,00 - 32,00	"	19	200	
	13	32,00 - 34,00	"	1	137	
	14	34,00 - 36,00	"	64	32	
	15	36,00 - 38,00	"	38	217	
	16	38,00 - 40,00	"	4	183	
	17	40,00 - 42,00	"	5	212	
	18	42,00 - 44,00	"	21	614	
	19	44,00 - 46,00	"	6	215	
	20	46,00 - 48,00	"	11	705	
	21	48,00 - 50,00	"	13	328	
	22	50,00 - 52,00	"	4	588	
	23	52,00 - 54,00	"	13	330	
	24	54,00 - 56,00	"	14	224	
	25	56,00 - 58,00	"	16	66	
	26	58,00 - 60,00	"	14	232	
	27	60,00 - 62,00	"	5	253	
	28	62,00 - 64,00	"	22	335	
	29	64,00 - 66,00	"	2	300	
	30	66,00 - 68,00	"	4	76	
	31	68,00 - 70,00	"	360	101	
	32	70,00 - 72,00	"	683	211	
	33	72,00 - 74,00	"	70	143	
	34	74,00 - 76,00	"	48	67	
	35	76,00 - 78,00	"	19	36	
	36	78,00 - 80,00	"	3	69	
	37	80,00 - 82,00	"	3	485	
	38	82,00 - 84,00	"	7	322	
	39	84,00 - 86,00	"	7	620	
	40	86,00 - 88,00	"	43	460	
	41	88,00 - 90,00	"	173	340	
	42	90,00 - 92,00	"	39	394	
	43	92,00 - 94,00	"	6	593	
	44	94,00 - 96,00	"	7	383	
	45	96,00 - 98,00	"	58	466	
	46	98,00 - 100,00	"	18	273	
	47	100,00 - 102,00	"	43	513	
	48	102,00 - 104,00	"	46	1229	
	49	104,00 - 106,00	"	16	762	
	50	106,00 - 108,00	"	15	147	

Bilag 13
Prospekteringsavd 89

GRÖNG GRUBER A/S
Prospekteringsavd.

LOKALITET: FREMSTFJ.

LAB: MERCURY ANALYT.

side: 2
År: 1984

Bh- nr.	Analyse- nr.	Kjerne-lokalisering m.	Kjerne- lengden	Analyse, ppm		
				Mo	Cu	
0/84	51	108,00 - 110,00	2,0	14	310	
	52	110,00 - 112,00	"	16	95	
	53	112,00 - 114,00	"	10	170	
	54	132,00 - 134,00	"	8	1371	
	55	134,00 - 136,00	"	8	232	
	56	136,00 - 138,00	"	25	135	
	57	138,00 - 140,00	"	70	180	
	58	158,00 - 160,00	"	4	2343	
	59	160,00 - 162,00	"	75	651	
	60	162,00 - 164,00	"	369	786	
	61	164,00 - 166,00	"	142	944	
	62	170,00 - 172,00	"	46	353	
	63	172,00 - 174,00	"	140	213	
	64	174,00 - 176,00	"	51	232	
	65	184,00 - 186,00	"	14	1720	
	66	186,00 - 188,00	"	61	634	
	67	188,00 - 190,00	"	13	132	
	68	200,00 - 202,00	"	24	99	
	69	202,00 - 204,00	"	12	605	
	70	204,00 - 206,00	"	38	1379	
	71	206,00 - 208,00	"	9	1971	
	72	214,00 - 216,00	"	1	58	
	73	216,00 - 218,00	"	18	658	
	74	218,00 - 220,00	"	5	362	
	75	220,00 - 222,00	"	2	37	
	76	228,00 - 230,00	"	1	35	
	77	230,00 - 232,00	"	20	379	
	78	232,00 - 234,00	"	13	619	
	79	234,00 - 236,00	"	13	177	
	80	238,00 - 240,00	"	17	278	
	81	240,00 - 242,00	"	10	241	
	82	242,00 - 244,00	"	7	218	
	83	244,00 - 246,00	"	3	476	
	84	248,00 - 250,00	"	6	344	
	85	262,00 - 264,00	"	1	70	
	86	264,00 - 266,00	"	4	231	
	87	266,00 - 268,00	"	6	532	
	88	268,00 - 270,00	"	3	75	
	89	280,00 - 282,00	"	77	151	
	90	342,00 - 344,00	"	13	1354	
	91	344,00 - 346,00	"	175	546	
	92	346,00 - 348,00	"	226	598	
	93	348,00 - 350,00	"	196	464	
	94	350,00 - 352,00	"	86	491	
	95	352,00 - 354,00	"	46	236	
	96	354,00 - 356,00	"	16	1156	
	97	356,00 - 358,00	"	45	1454	
	98	358,00 - 360,00	"	20	218	
	99	360,00 - 362,00	"	64	277	
	100	362,00 - 364,00	"	24	254	

GRONG GRUBER A/S
Prospekteringsavd.

LOKALITET: FREMSTFJELL LAB: MERCURY ANAL.

side: 3
Ar: 1984

Bh- nr.	Analyse- nr.	Kjernelokalisering m.	Kjeme- lengde, m	Analyse, ppm		
				Mo	Cu	
10/84	101	364,00 - 366,00	2,0	29	194	
	102	366,00 - 368,00	"	72	383	
	103	372,00 - 374,00	"	17	284	
	104	374,00 - 376,00	"	20	305	
	105	376,00 - 378,00	"	9	261	
	106	382,00 - 384,00	2,0	22	139	
	107	384,00 - 386,00	"	9	61	
	108	386,00 - 388,00	"	8	199	
	109	388,00 - 390,00	"	32	97	
	110	390,00 - 392,00	"	16	177	
	111	392,00 - 394,00	"	33	79	
	112	394,00 - 396,00	"	35	154	
	113	396,00 - 398,00	"	54	83	
	114	398,00 - 400,00	"	35	78	
	115	400,00 - 402,00	"	62	143	
	116	402,00 - 404,00	"	67	170	
	117	404,00 - 406,00	"	74	184	
	118	406,00 - 408,00	"	30	120	
	119	408,00 - 410,00	"	90	88	
	120	410,00 - 412,00	"	54	72	
	121	412,00 - 414,00	"	49	1340	
	122	414,00 - 416,00	"	31	148	
	123	416,00 - 418,00	"	214	432	
	124	418,00 - 420,00	"	67	328	
	125	420,00 - 422,00	"	97	365	
	126	422,00 - 424,00	"	69	532	
	127	424,00 - 426,00	"	153	433	
	128	426,00 - 428,00	"	143	647	
	129	428,00 - 430,00	"	169	490	
	130	430,00 - 432,00	"	144	692	
	131	432,00 - 434,00	"	219	621	
	132	434,00 - 436,00	"	158	533	
	133	436,00 - 438,00	"	146	511	
	134	438,00 - 440,00	"	268	144	
	135	440,00 - 442,00	"	63	193	
	136	442,00 - 444,00	"	62	207	
	137	444,00 - 446,00	"	75	110	
	138	446,00 - 448,00	"	109	203	
	139	448,00 - 450,00	"	53	146	
	140	450,00 - 452,00	"	59	252	

Bh- nr.	Analyse- nr.	Kjernelokalisering m.	Kjerne- lengde m	Analyse, ppm		
				Mo	Cu	
7/84	1	18,00 - 20,00	2	5	17	
	2	20,00 - 22,00	"	9	32	
	3	61,00 - 63,00	"	12	27	
	4	66,50 - 68,50	"	4	8	
	5	77,50 - 79,50	"	6	7	
	6	134,50 - 136,50	"	11	65	
	7	201,00 - 203,00	"	11	111	
	8	237,00 - 239,00	"	6	343	
	9	267,50 - 269,50	"	13	176	
	10	274,00 - 276,00	"	3	160	
	11	289,00 - 291,00	"	6	283	
	12	291,00 - 293,00	"	7	154	
	13	293,00 - 295,00	"	12	1597	
	14	295,00 - 297,00	"	5	570	
	15	298,00 - 300,00	"	6	47	
	16	315,00 - 317,00	"	2	77	
	17	317,00 - 319,00	"	4	159	
	18	319,00 - 321,00	"	7	43	
	19	321,00 - 323,00	"	2	20	
	20	330,00 - 332,00	"	6	51	
	21	332,00 - 334,00	"	6	87	
	22	334,00 - 336,00	"	8	132	
	23	336,00 - 338,00	"	5	22	
	24	340,00 - 342,00	"	6	39	
	25	342,00 - 344,00	"	3	18	
	26	344,00 - 346,00	"	2	102	
	27	346,00 - 348,00	"	3	189	
	28	350,00 - 352,00	"	10	227	
	29	352,00 - 354,00	"	5	299	
	30	354,00 - 356,00	"	4	741	
	31	356,00 - 358,00	"	6	265	
	32	361,00 - 363,00	"	9	166	
	33	363,00 - 365,00	"	4	294	
	34	365,00 - 367,00	"	6	41	
	35	376,00 - 378,00	"	62	84	
	36	378,00 - 380,00	"	53	115	
	37	380,00 - 382,00	"	10	76	
	38	382,00 - 384,00	"	37	101	
	39	384,00 - 386,00	"	7	112	
	40	386,00 - 388,00	"	24	311	
	41	388,00 - 390,00	"	3	96	
	41B	390,00 - 392,00	"	15	106	
	42	394,00 - 396,00	"	90	856	
	43	396,00 - 398,00	"	8	581	
	44	398,00 - 400,00	"	24	455	
	45	400,00 - 402,00	"	11	463	
	46	402,00 - 404,00	"	12	1027	
	47	404,00 - 406,00	"	24	616	
	48	406,00 - 408,00	"	43	348	
	49	408,00 - 410,00	"	39	399	
	50	410,00 - 412,00	"	21	296	
	51	412,00 - 414,00	"	22	587	

NGU Rapport nr. 1815

IP- og magnetiske målinger i
SØNDRE DEL AV GRONGFELTET
GRONG, NORD-TRØNDELAG

1981



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eiriksons vei 39
Tlf. (075) 15 860

Postboks 3006
7001 Trondheim

Postgironr. 5168232
Bankgironr. 0633.05.70014

2.

Rapport nr. 1815		Fortrolig inntil videre	
Tittel: IP- og magnetiske målinger i søndre del av Grongfeltet			
Oppdragsgiver: Grong Gruber A/S		Forfatter: Jan S. Rønning, geofysiker	
Forekomstens navn og koordinater: Heimdalhaugen VM 020535		Kommune: Grong	
Fylke: Nord-Trøndelag		Kartbladnr. og -navn (1:50 000): 1823 I Andorsjøen	
Utført: Feltarbeid: August 1980 Rapport : Februar 1981		Sidetall: 10 Tekstbilag: Kartbilag: 7	
Prosjektnummer og -navn: Prosjektleder: Per Eidsvig, forsker			
Sammendrag: Rapporten meddeler resultater fra IP, ledningsevne, SP og magnetiske målinger ved Heimdalhaugen i søndre del av Grongfeltet. Målingene ble utført i tiden 4. til 12. august 1980. Hensikten var å kartlegge størrelsen av en mineralisert sone bestående av svovelkis og molybdenglans. Sonen synes å ha en bredde på ca. 300 m og et dyptgående på 2-400 m. Den kan følges i ca. 1400 m, ^{~ 340 mill tonn} men den fortsetter ut av måleområdet. Videre undersøkelser anbefales.			
Nøkkelord	Geofysikk	Malm	
	IP-målinger	Molybdenglans	
	Magnetiske målinger	Svovelkis	

Ved referanse til rapporten oppgis forfatter, tittel og rapportnr.

<u>INNHold:</u>	<u>Side:</u>
INNLEDNING	4
TIDLIGERE UNDERSØKELSER	4
MÅLEMETODER	4
MÅLINGENES UTFØRELSE	5
MÅLERESULTATER	6
TOLKNING	7
KONKLUSJON	10

Kartbilag:

1815-01:	Oversiktskart
1815-02:	IP -gradientmålinger
1815-03:	σ -gradientmålinger
1815-04:	SP-gradientmålinger
1815-05:	Magnetisk residual totalfelt
1815-06:	IP- og σ dybdesonderinger
1815-07:	IP dybdesonderinger - Tolkningsresultater

INNLEDNING

På oppdrag fra Grong Gruber A/S utførte NGU i perioden 4. - 12. august 1980 geofysiske målinger i et ca. 1 km² stort område i søndre del av Grongfeltet (se oversiktskart, pl. 1815-01). Målingene ble utført av forsker Per Eidsvig (ansvarlig) og geofysiker Jan Steinar Rønning. Som medhjelpere fra Grong Gruber A/S deltok stud.techn. Erling Vikan og Geir Ove Hjorthaug.

Hensikten med målingene var å kartlegge størrelsen av en mineralisert sone i Trondhjemitt bestående hovedsakelig av svovelkis og molybdenglans. Gehalten av molybdenglans er her relativt liten, og resultatene i denne rapporten gir derfor et bilde av hvordan svovelkisen (eventuelt andre mineraler) opptrer.

TIDLIGERE UNDERSØKELSER

NGU har ikke tidligere vært engasjert med geofysiske målinger i området. Grong Gruber A/S har selv foretatt enkelte geofysiske sonderinger uten at resultatene fra disse er kjent for forfatteren av denne rapport.

Sommeren 1980 ble det også foretatt malmgeologiske detaljstudier i feltet. Et foreløpig kart fra denne undersøkelsen var tilgjengelig for forfatteren under utarbeidelsen av denne rapport.

MÅLEMETODER

Følgende geofysiske målinger ble utført ved undersøkelsene: Indusert polarisasjon (IP), ledningsevne (σ), selvpotensial (SP) og magnetisk totalfelt (γ).

IP-målinger gir som regel opplysninger om berggrunnens innhold av elektronledende mineraler, uansett om dette gir økt elektrisk ledningsevne eller ikke. Metoden er således spesielt godt egnet for påvisning av impregnasjonsmalm,

men også kompakte ledere gir sterke IP-anomalier. Enkelte leirmineraler gir også IP-anomalier, men dette er vanligvis ikke noe problem ved malm-
leting.

Ledningsevne målinger gir opplysninger om de reaktive ledningsevneforhold i et område. Tallverdien kan i mange tilfeller være av riktig størrelsesorden, men dette er sterkt avhengig av målegeometrien og ledernes geometri.

Under dette oppdraget ble IP og σ for det meste målt med gradientmålinger, men også pol/pol-, pol/dipol- og Wenner-målinger ble benyttet (se skisser, pl.1815-06). Ved gradientmålinger kan en bestemme den laterale utstrekning av en mineralisert sone, mens de andre metodene kan gi opplysninger om dybdeforhold.

SP-målinger gir som regel anomalier for relativt gode ledere nært dagen, men kan også gi anomalier for impregnasjonsforekomster. Når SP-målingene blir utført som gradientmålinger, må en summere de enkelte målinger for å få SP-potensialet. Dette medfører som regel en viss usikkerhet i potensialnivået, mens de lokale variasjoner blir relativt nøyaktig angitt.

Ved de magnetiske målingene bestemmes det magnetiske totalfelt. Disse målingene gir stort sett opplysninger om berggrunnens magnetittinnhold. Ofte kan dypet til magnetittanrikninger angis.

MÅLINGENES UTFØRELSE

Målingene foregikk i et stikningsnett anlagt etter de geologiske forhold i feltet. Basis (2000 N) ble stukket ut fra punktet 2000 N - 5000 Ø, 900 m i retning 103^g og 600 m i retning 303^g (i forhold til geografisk nord). Stikningen av tverrprofilene foregikk samtidig med målingene, og profilene ble derfor noe uregelmessige. Disse ble imidlertid plottet riktig inn på kartene, slik at de enkelte anomalier har riktig posisjon. Profilavstanden var 100 m og målepunktavstanden 25 m.

IP, σ og SP ble målt ved gradientmålinger. Strømelektrodeplasseringene er

vist på de forskjellige kartene (pl. 1815-02 og pl. 1815-03).

Ved pol/pol- og pol/dipol målingene (profil 5100) ble E_2 benyttet som fjern strømelektrode, mens fjern potensialelektrode var plassert ved 5700 Ø - 2175 N.

Ved IP-målingene var både strøm- og dødtid 2 sek, mens den induuerte spenningen ble målt som summen av spenningene 0.21 og 1.8 sek etter strømbrudd.

Magnetisk totalfelt ble målt med 2 stk. Unimag protonmagnetometre. Først ble hvert enkelt profil målt, og til slutt basis. På denne måten fikk en kontrollert alle kryssninger mellom basis og profilene.

I alt ble det målt 11.2 profilkm IP, σ og SP gradientmålinger, 10.9 profilkm magnetisk totalfelt, 0.6 profilkm IP/ σ , pol/pol- (pol/dipol-) målinger og 0.2 profilkm IP/ σ Wenner-målinger.

Totalt ble det utført 28 dagsverk inklusive reisetid.

MÅLERESULTATER

Resultatet av IP-gradientmålinger er vist som kotekart i pl. 1815-02.

Resultatet av σ -gradientmålinger er vist som kotekart i pl. 1815-03.

Resultatet av SP-gradientmålinger er vist som kotekart i pl. 1815-04.

Korrigerte resultater av målingene av magnetisk totalfelt er vist som residualkart i pl. 1815-05. Ved kryssjekking av disse målingene viste det seg at det ene magnetometret hadde en drift i måleverdiene. Årsaken til denne er noe uviss, men en kan ikke se bort fra fuktproblemer. Måleverdiene på basis, som ble målt med magnetometer uten den nevnte drift, ble derfor brukt som utgangspunkt, og verdiene langs de enkelte profilene ble korrigert.

Resultatene av IP/ σ , pol/pol- og pol/dipol- samt IP/ σ Wenner-målinger er vist i pl. 1815-06.

TOLKING

Resultatene fra de geofysiske målingene viser klare anomalier. IP-, σ - og SP-gradientmålinger gir grovt sett et sammenfallende bilde av den mineraliserte sonen. En har her imidlertid enkelte avvik i detaljer. Måling av magnetisk totalfelt gir et bilde som er helt forskjellig fra de tre ovenfor nevnte metodene.

IP-målingene (pl. 1815-02) viser en ca. 300 m bred mineralisert sone som strekker seg fra 4800 Ø og østover. Mot vest kiler denne sonen ut og avsluttes ved profil 4500 Ø. Mellom 5000 Ø - 2300 N og 5300 Ø - 2300 N finnes en svak anomali som synes å være en utløper av sonen. Denne avskjæres av et lokalt minimum ved 5100 Ø - 2200 N. Mot øst svekkes anomalien, men dens nivå indikerer at sonen fortsetter ut av måleområdet. En sammenligning med det geologiske kartet fra sommeren 1980 viser at en har interessant mineralisering i dagen bare i de sentrale deler av sonen.

De relativt små avvik en finner mellom IP-, σ - og SP-målingene kan dels forklares ved metodiske avvik og dels variasjoner i de geologiske forhold. Avviket mellom IP, σ og SP på den ene siden og magnetiske målinger på den annen, må skyldes geologiske forhold. De magnetiske anomaliene finnes i øst og imot nord, og alle de største anomaliene ligger i grønnstein eller gabbrobreksje uten tegn til mineralisering i dagen (se geologisk kart fra 1980).

Forklaringen på uoverensstemmelsen blir da at de magnetiske anomalier skyldes lokale variasjoner i magnetittinnholdet nær dagen og at den mineraliserte sonen stikker under grønnsteinen. Dette er i overensstemmelse med at ledningsevnen er svakere mot øst og at en ikke har SP-anomali her.

Detaljerte studier viser at SP-målingene gir det beste samsvar med det geologiske kartet. Dette skyldes at SP gir anomalier bare på relativt sterke mineraliseringer nær dagen. Det geologiske kartet viser at mineraliseringen avsluttes mot en gabbrobreksje i vest. IP og ledningsevneanomaliene fortsetter imidlertid, og det kan tyde på at den mineraliserte sonen her fortsetter under et tynt dekke av granodioritt.

Innenfor de sentrale deler av anomalisonen finnes en rekke lokale anomali-topper både på IP-, σ - og SP-kartet. Disse skyldes trolig variasjoner i

TOLKING

Resultatene fra de geofysiske målingene viser klare anomalier. IP-, σ - og SP-gradientmålinger gir grovt sett et sammenfallende bilde av den mineraliserte sonen. En har her imidlertid enkelte avvik i detaljer. Måling av magnetisk totalfelt gir et bilde som er helt forskjellig fra de tre ovenfor nevnte metodene.

IP-målingene (pl. 1815-02) viser en ca. 300 m bred mineralisert sone som strekker seg fra 4800 Ø og østover. Mot vest kiler denne sonen ut og avsluttes ved profil 4500 Ø. Mellom 5000 Ø - 2300 N og 5300 Ø - 2300 N finnes en svak anomali som synes å være en utløper av sonen. Denne avskjæres av et lokalt minimum ved 5100 Ø - 2200 N. Mot øst svekkes anomalien, men dens nivå indikerer at sonen fortsetter ut av måleområdet. En sammenligning med det geologiske kartet fra sommeren 1980 viser at en har interessant mineralisering i dagen bare i de sentrale deler av sonen.

De relativt små avvik en finner mellom IP-, σ - og SP-målingene kan dels forklares ved metodiske avvik og dels variasjoner i de geologiske forhold. Avviket mellom IP, σ og SP på den ene siden og magnetiske målinger på den annen, må skyldes geologiske forhold. De magnetiske anomaliene finnes i øst og imot nord, og alle de største anomaliene ligger i grønnstein eller gabbrobreksje uten tegn til mineralisering i dagen (se geologisk kart fra 1980).

Forklaringen på uoverensstemmelsen blir da at de magnetiske anomalier skyldes lokale variasjoner i magnetittinnholdet nær dagen og at den mineraliserte sonen stikker under grønnsteinen. Dette er i overensstemmelse med at ledningsevnen er svakere mot øst og at en ikke har SP-anomali her.

Detaljerte studier viser at SP-målingene gir det beste samsvar med det geologiske kartet. Dette skyldes at SP gir anomalier bare på relativt sterke mineraliseringer nær dagen. Det geologiske kartet viser at mineraliseringen avsluttes mot en gabbrobreksje i vest. IP og ledningsevneanomaliene fortsetter imidlertid, og det kan tyde på at den mineraliserte sonen her fortsetter under et tynt dekke av granodioritt.

Innenfor de sentrale deler av anomalisonen finnes en rekke lokale anomali-topper både på IP-, σ - og SP-kartet. Disse skyldes trolig variasjoner i

mineraliseringen nært dagen. En lokal IP-anomali ved 5000 Ø - 2130 N har en form som indikerer at årsaken ligger nært dagen, men en finner ikke tilsvarende anomali ved σ - og SP-målingene. Denne anomalien kan forklares ved anisotrope geologiske forhold. Steiltstående tynne mineralske plater kan gi IP-anomali, men ikke σ - og SP-anomali. Den store variasjonen i ledningsevnen ved spesielt pol/dipol-målingene på profil 5100 (se pl. 1815-06) er med på å underbygge dette.

Den lokale minimumsverdi på IP ved 5100 Ø - 2200 N finner en også på ledningsevнемålingene. Pol/pol- og pol/dipol IP-målingene (pl. 1815-06) indikerer at en har relativt god mineralisering nært dagen, hvilket bekreftes av det geologiske kartet. De reduserte anomaliene ved gradientmålingene må derfor skyldes at mineraliseringen avtar mot dypet.

Foruten det generelt høge IP-nivået en har mot øst kan en langs profil 5800 påvise tre lokale IP-anomalitopper. Den nordligste av disse synes å være en forlengelse av selve hovedsonen, og funn av svovelkis ved profil 5900 forteller at anomaliårsaken ligger nært dagen. Den sydligste av anomalitoppene er ikke kartlagt geologisk. Det ble imidlertid under målingen observert en rustsone i grønnsteinen, og denne antas å være årsak til anomalien. Denne anomalien ligger forøvrig slik plassert i forhold til elektrode E1 at målingene kan være forstyrret. Den midterste av disse tre anomaliene har en form som indikerer at årsaken ligger nært dagen.

Utenfor selve hovedsonen finner en lokale IP-anomalier ved 4600 Ø - 2230 N, 5000 Ø - 2475 N og 5400 Ø - 1675 N. Ved den første av disse er det påvist økonomisk interessant mineralisering i dagen, men ikke ved de to andre.

Den andre ligger midt i et sprekkesystem, og en mineralisering på sprekkenene kan være årsaken. Anomaliens form indikerer en dagnær mineralisering. Den siste av disse tre har en flatere form, og årsaken kan derfor ligge i dypet.

Ledningsevнемålingene viser svake anomalier i målefeltets sydlige deler, uten at en har tilsvarende anomali ved IP-målingene. En kan anta at dette skyldes en øket ledningsevne i et noe beskjedent overdekke.

På det magnetiske kotekartet (pl. 1815-05) finner vi en markert anomali ved

4800 Ø - 2500 N. Denne ligger i utkanten av en gabbrobreksje og kan skyldes en lokal heving av magnetittinnholdet. Imidlertid kommer denne anomalien frem bare ved ett målepunkt, og en kan ikke se bort fra målefeil.

Dybdesonderingene på profil 5100 Ø (pl. 1815-06) indikerer at den mineraliserte sonen ligger nært dagen. På IP-gradientkurven finner en igjen den 300 m brede sonen med relativt høy IP-prosent, det lokale minimum og en ny sone nord for denne med lavere IP-prosent. I 300-meters sonen øker også ledningsevnen, mens den i den nordlige sonen ikke viser vesentlige variasjoner. Ut fra dette kan en slutte at den nordlige sonen er en svakere impregnasjon enn selv hovedsonen. For å få et mer kvantifiserbart bilde av dette ble de aktuelle IP-målingene tolket ved hjelp av datamaskin. Resultatene er vist på pl. 1815-07.

Forutsetningen for disse tolkningene er en geologisk modell med horisontal lagdeling, uendelig utstrekning og ingen ledningsevnekontrast. Det er klart at allerede i utgangspunktet svikter modellen, men resultatene gir likevel en viss pekepinn.

Tolkningene ble foretatt ved 5100 Ø.- 2050 N og 5100 Ø - 2300 N, da forholdene synes å være stabile her. Resultatene indikerer at mineraliseringen er rikest nært dagen på begge plassene og at den er noe svakere ved 2300 N enn ved 2050 N. Den vertikale tykkelse med interessant mineralisering er angitt til henholdsvis 350 og 150 meter. På grunn av sviktende forutsetninger er disse tallene noe usikre.

På profil 5700 var det planlagt å foreta dybdesonderinger med Wenner elektrodekonfigurasjon. Ved et uhell ble måleutstyret ødelagt og målingene måtte avbrytes etter 8 målepunkter. Det opptegnede profil (pl. 1815-06) viser betydelig større IP-effekt på gradientmålingene enn ved Wenner-målingene. Wenner-målingene har ikke så stor dybderekkevidde som gradientmålingene, og dette bekrefter antakelsen om at den mineraliserte sonen stikker under grønnsteinen. En har ikke tilstrekkelige data til å bestemme dypet til sonen, men dette er trolig større enn 20 meter.

Det har vært antydnet at et skyveplan ca. 150 meter syd for sonen med fall 35° mot nord har markert avslutningen av den mineraliserte sonen mot dypet. Denne begrensningen ville i så fall gi et dyptgående av størrelsesorden 300m

i de sentrale deler, hvilket, usikkerhetene tatt i betraktning, er i overensstemmelse med IP-dybdesonderingene.

Som nevnt innledningsvis viser de geofysiske målingene stort sett et bilde av svovelkisfordelingen. Det geologiske kartet viser hvordan svovelkis og molybdenglans fordeler seg i dagen, men for å få kjennskap til disse forholdene i dypet bør det diamantbores. En vifteboring i sentrale deler av sonen vil også kunne bestemme dyptgående.

KONKLUSJON

De utførte målingene har påvist en mineralisert sone som i sentrale deler har en bredde på 300 m og dyptgående av størrelsesorden 2-400 m. Sonen kan følges i ca. 1400 m, men den fortsetter ut av måleområdet mot øst, hvor den stikker under grønnsteinsområdet. Også i vest har en visse indikasjoner på at sonen fortsetter et stykke under et tynt dekke av granodioritt.

Volummessig er dette en stor sone, og ved den rette mineralisering vil den ha økonomisk interesse. Diamantboring anbefales for i første omgang å bestemme molybdengehalten. En borhullsvifte ved 5200 Ø - 2250 N vil i tillegg gi et bilde av dyptgående. Videre vil et borhull i sonens østlige deler kunne bestemme dypet ned til sonen. En kan også få verdifull informasjon ved å sammenligne eventuelle geokjemiske anomalier med IP-anomaliene. Hvis disse undersøkelser er oppløftende, vil det være naturlig å supplere med geofysiske målinger for å bestemme den laterale utstrekning mot øst. Uansett hva utfallet av eventuelle boringer blir, vil det være av interesse å foreta geofysiske målinger i borhullene. Dette for å se om det eventuelt er noen sammenheng mellom molybdenglansgehalt og IP-effekt.

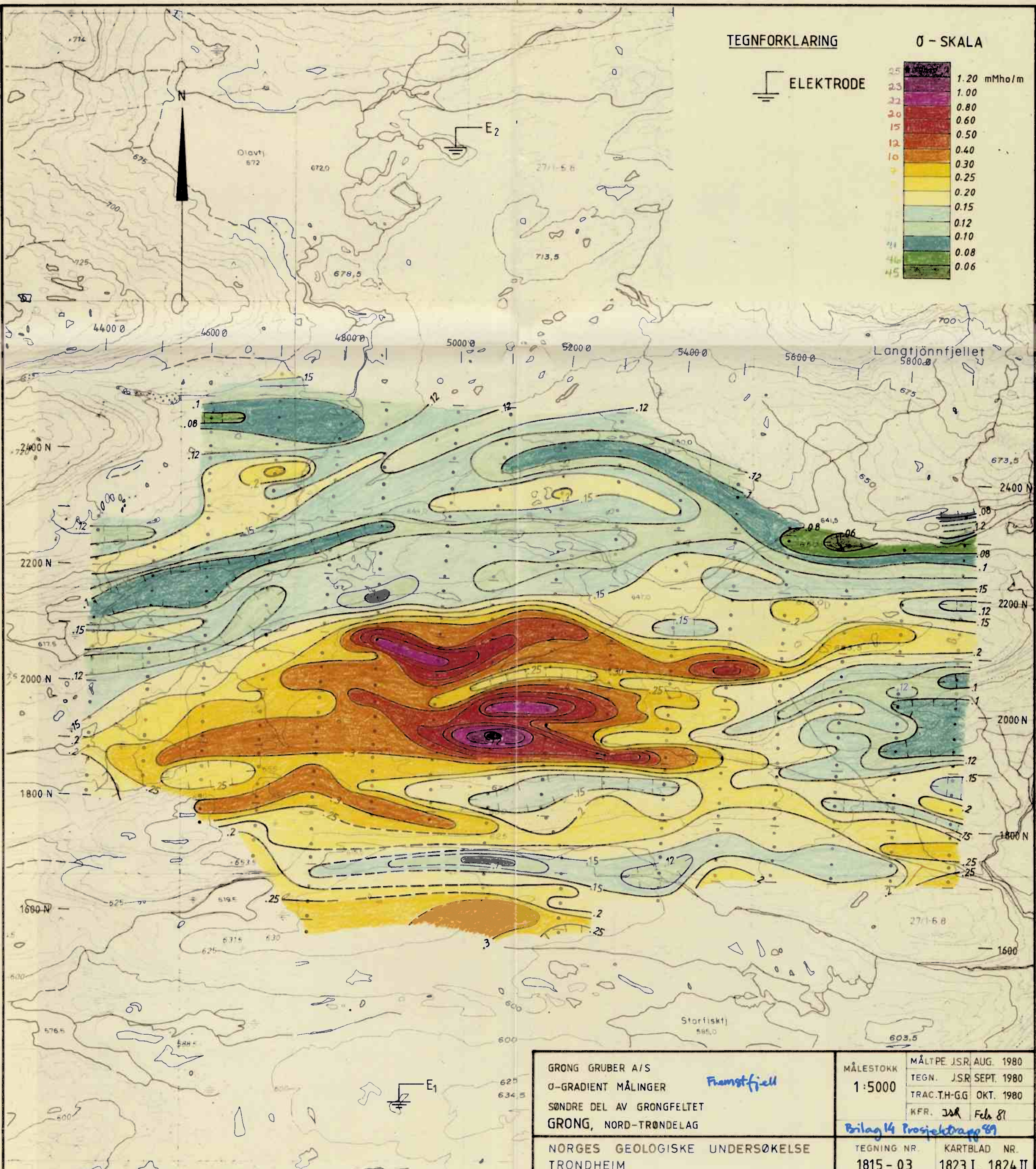
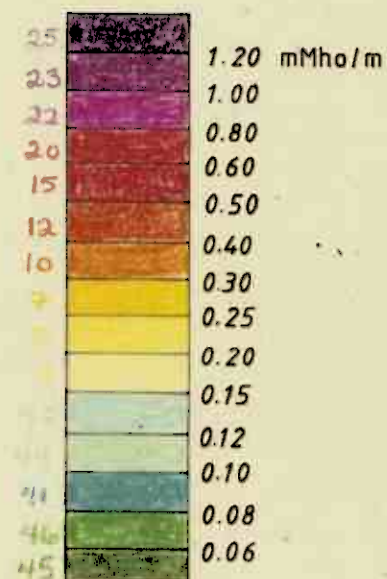
Trondheim 10. februar 1981.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
Geofysisk avdeling

Jan S. Rønning.
Jan Steinar Rønning
geofysiker

TEGNFORKLARING

Ø - SKALA



GRONG GRUBER A/S
 Ø-GRADIENT MÅLINGER
 SØNDRE DEL AV GRONGFELTET
 GRONG, NORD-TRØNDELAG

Framstfjell

MÅLESTOKK
 1:5000

MÅLTPE. JSR. AUG. 1980
 TEGN. JSR. SEPT. 1980
 TRAC.T.H-G.G. OKT. 1980
 KFR. JAR Feb 81

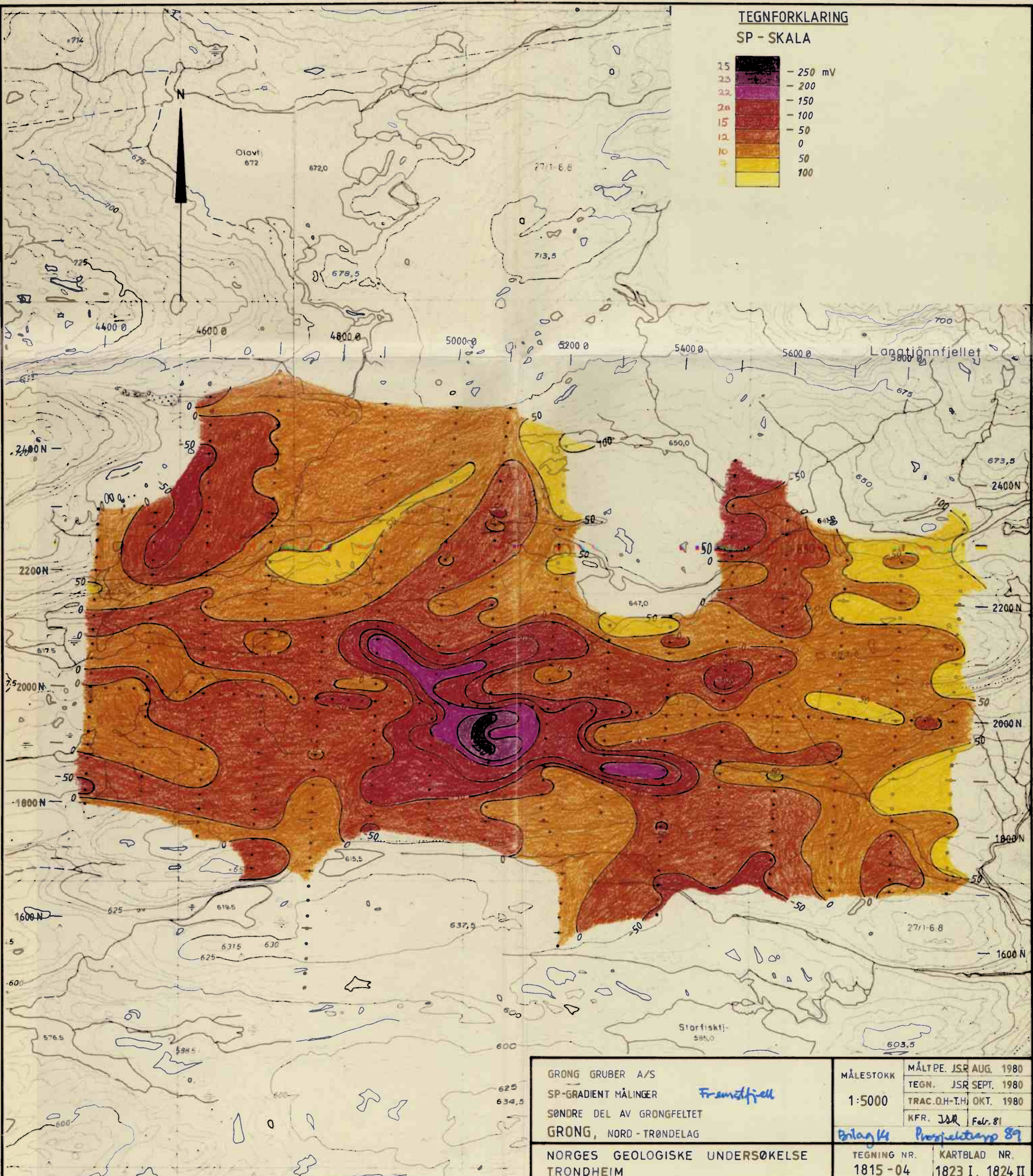
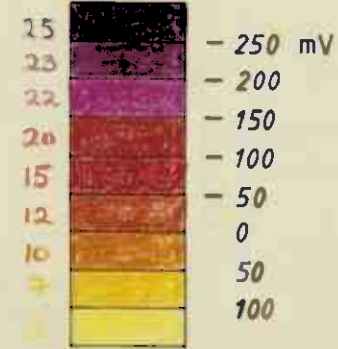
Bilag 14 Prosjekttrapp 89

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

TEGNING NR. 1815 - 03
 KARTBLAD NR. 1823 I, 1824 II

TEGNFORKLARING

SP - SKALA



GRONG GRUBER A/S
 SP-GRADIENT MÅLINGER
 SØNDRE DEL AV GRONGFELTET
 GRONG, NORD - TRØNDELAG

Franseliv

MÅLESTOKK
 1:5000

MÅLTRE. JSR AUG. 1980
 TEGN. JSR SEPT. 1980
 TRAC.O.H-T.H. OKT. 1980
 KFR. JSR Febr. 81

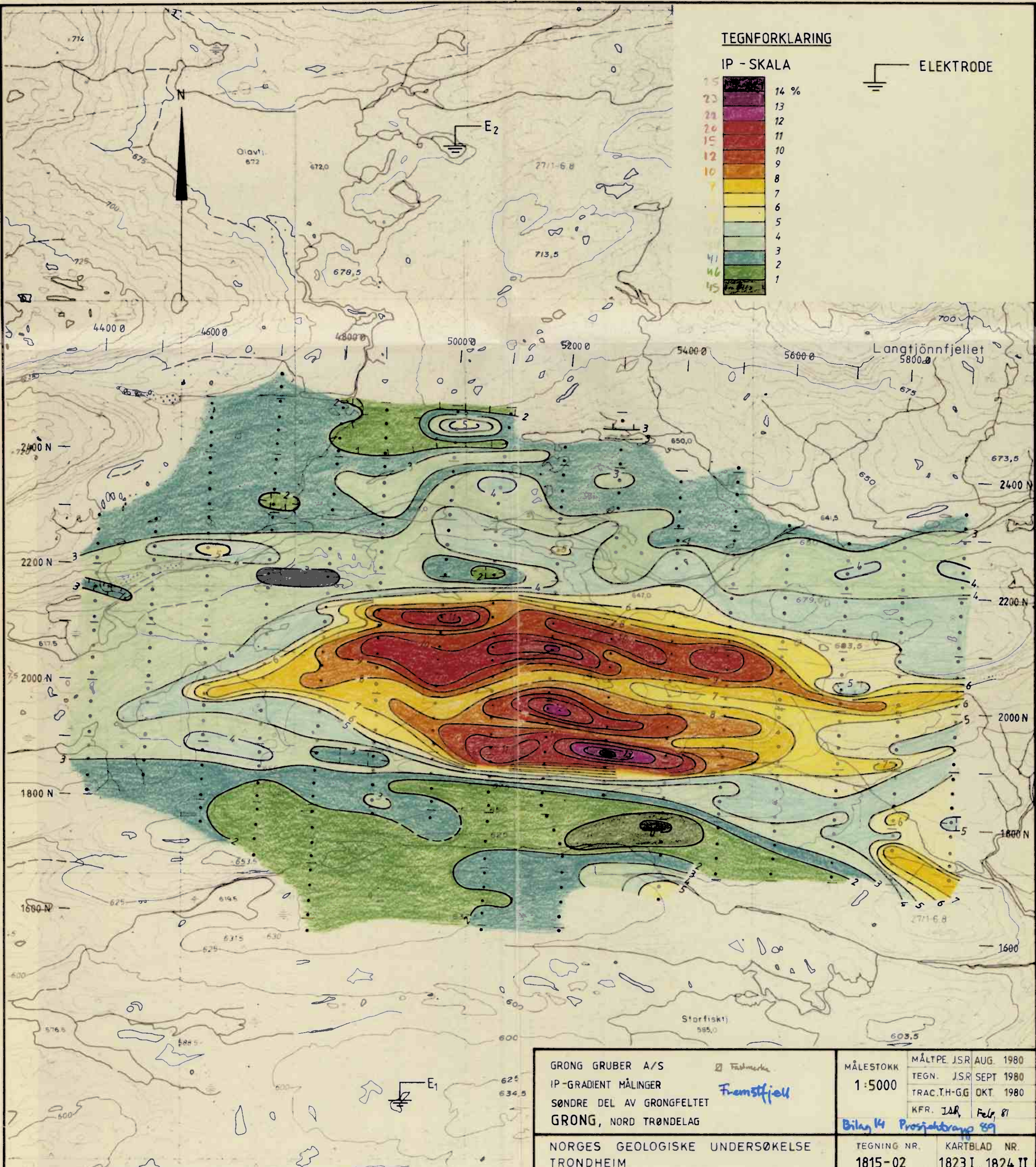
Bilag K4

Prosjekttype 89

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

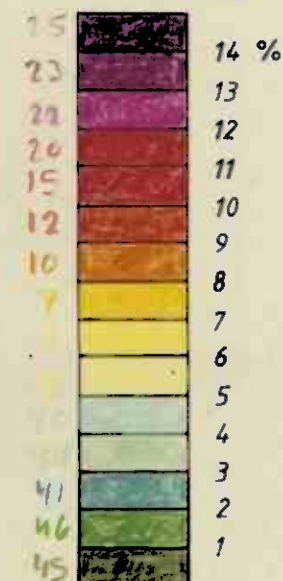
TEGNING NR.
 1815 - 04

KARTBLAD NR.
 1823 I, 1824 II



TEGNFORKLARING

IP - SKALA



ELEKTRODE

GRONG GRUBER A/S
IP-GRADIENT MÅLINGER
SØNDRE DEL AV GRONGFELTET
GRONG, NORD TRØNDELAG

Fiskerik
Fremstfjell

MÅLESTOKK	MÅLTPE JSR	AUG. 1980
1:5000	TEGN. JSR	SEPT 1980
	TRAC.T.H-GG	OKT 1980
	KFR. JAR	Febr. 81

Bilag 14 Prosjektbragg 89

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
1815-02	1823 I, 1824 II

NGU Rapport nr. 84.002

IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske
målinger ved
FREMSTFJELL
Grong, Nord-Trøndelag

Bilag 15
Prospekteringsplan



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11
Oslokontor. Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 55 31 65

Rapport nr. 84.002	ISSN 0800-3416	Apotek Kontrollig xx inntil videre	
Titel: IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske målinger ved Fremstfjell			
Forfatter: Jan Steinar Rønning		Oppdragsgiver: Grong Gruber A/S	
Fylke: Nord-Trøndelag		Kommune: Grong	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Grong		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1823 I Andorsjøen	
Forekomstens navn og koordinater: Fremstfjell UTM 020 535		Sidetall: 38	Pris:
		Kartbilag: 12	
Feltarbeid utført: Aug. 1983	Rapportdato: 07.02.1984	Prosjektnr.: 2093	Prosjektleder: Jan S. Rønning
Sammendrag: Rapporten meddeler resultater fra IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske målinger på bakken og i borhull ved Fremstfjell. Hensikten med målingene var å kartlegge mulighetene for funn av nye Mo-Cu-mineraliseringer, samt kartlegge den kjente mineraliseringens forløp mot øst. Målinger i borhull ble utført for å undersøke om det er noen korrelasjon mellom IP- og ledningsevne-anomalier og gehalt av Mo og Cu. Målingene har ikke påvist noen nye mineraliseringer av den type som allerede var kjent. Svake anomalier ved Olavstjern anbefales undersøkt. Den kjente mineraliseringen synes å fortsette mot øst og det anbefales diamantboring. Det er påvist lave positive korrelasjonskoeffisienter mellom geofysiske anomalier og gehalt av Mo og Cu. IP-målinger anses fremdeles som en verdifull metode i kartleggingen av mulige Mo-Cu-mineraliseringer.			
Emneord	Geofysikk	Elektriske målinger	
	Malmgeologi	Magnetometri	

Korrelasjonsanalysene for hvert av borhullene (se avsnitt 5.2) viser større spredning enn når dataene behandles samlet. Årsaken til dette er færre prøver i hver gruppe og derved dårligere statistikk. Dette gir størst utslag for borhullene 1,7 og 8, hvor antall prøver er henholdsvis 6,8 og 8. Borhullene 3 og 4 gir relativt gode positive korrelasjoner, mens borhullene 5 og 6 som ligger langs det samme profilet, gir sterkt varierende og delvis negative korrelasjoner. Noen spesiell årsak til dette kan ikke påvises.

Korrelasjonsanalyser mellom IP og S, og ledningsevne og S for ialt 12 prøver fra borhullene 3,4,5 og 8 (bilag 1 sidene 6 og 7) viser relativt høye korrelasjonskoeffisienter (henholdsvis 0,44 og 0,56). Sett på bakgrunn av de lave korrelasjonene mellom de geofysiske anomaliene og gehalten av Mo og Cu, indikerer dette at IP- og ledningsevneanomaliene hovedsakelig skyldes uinteressante sulfider (svovelkis).

Korrelasjonsanalysene mellom IP og ledningsevne (bilag 1 side 8) viser godt samsvar mellom disse to målemetodene. Korrelasjonskoeffisient på 0,17 mellom Mo- og Cu-gehalt (bilag 1 side 9) viser at sammenhengen mellom de to elementenes opptreden er relativt liten.

7. KONKLUSJONER

IP-, ledningsevne-, SP- og magnetiske målinger ved Fremstfjell sommeren 1983 har ikke påvist nye mineraliseringer av samme type som hovedmineraliseringen som ble kartlagt ved målingen i 1980.

Nord-øst for Olavstjern er det kartlagt svake IP- og ledningsevne-anomalier. Geologien her har visse felles trekk med geologien i hovedmineraliseringen, og anomaliene anbefales fulgt opp med detaljerte geologiske undersøkelser og eventuelt diamantboring.

Utvidelsen av målefeltet fra 1980 mot øst indikerer at hoved-mineraliseringen fortsetter østover, men at den ligger dypere. IP-effekten er jevnt over svakere, og dette indikerer en annen type mineralisering. Flere steder i feltet er det funnet kis-impregnasjoner i grønnstein, og disse kan utgjøre anomaliårsaken. Kjemiske analyser har påvist anrikning av både Mo og Cu i disse impregnasjonene og feltet synes derfor interessant. Dybdesonderinger langs profil 65000 indikerer at dypet ned til den anomali-givende sone varierer, og er på det meste større enn 100 meter. *Er dette en anriking?* For å klarlegge geologien samt undersøke om det finnes interessante gehalter av Mo og Cu, anbefales diamantboringer langs profil 65000 fra koordinat 2100N og nordover. Borhullenes fall og innbyrdes avstand må bestemmes ut fra geologiske vurderinger. Ved eventuelle positive funn, vil det være aktuelt å diamantbore på de andre IP/ledningsevne-anomaliene i østfeltet, samt utvide IP-målingene videre mot øst.

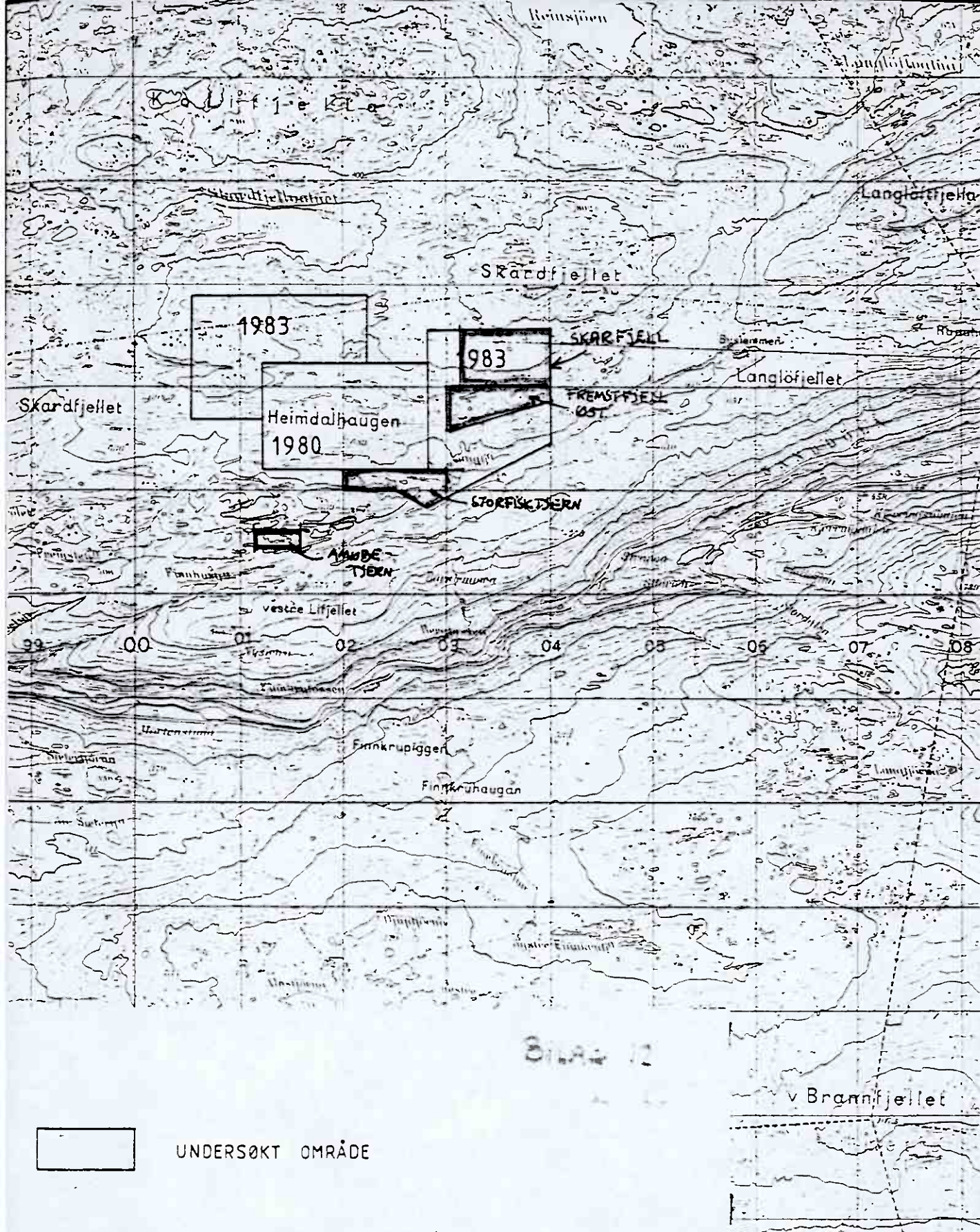
IP- og ledningsevнемålinger i borhullene 1,3,4,5,6,7 og 8 viser anomalier som hovedsakelig er i samsvar med bakkemålingene. Flere av borhullene er avsluttet før mineraliseringen er skåret igjennom, og borhullene 4,5 og 6 anbefales forlenget. I tillegg bør det bores et hull som skjærer hovedmineraliseringen på dypet. Det bør måles IP- og ledningsevne i alle nye borhull.

Sammenligning av de geofysiske anomaliene med Mo- og Cu-analyser fra kjerneprøver har påvist positive korrelasjoner, men disse må betegnes som svake. Plotting i spredningsdiagram har vist at høye IP- og ledningsevneanomalier ikke er noen garanti for høye gehalter av Mo og Cu. Lave ledningsevneanomalier utelukker ikke høye gehalter av de to elementene. Analysene indikerer at lav IP-effekt også gir lave verdier for Mo- og Cu-gehalt. Det synes derfor som om IP-målinger kan være verdifulle til å påvise mulige områder for Mo- og Cu-mineraliseringer. Relativt gode korrelasjoner mellom IP og S-innhold og ledningsevne og S-innhold indi-

kerer at de geofysiske anomaliene hovedsakelig skyldes uinteressante sulfider, trolig svovelkis.

Trondheim, 7. februar 1984
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
Geofysisk avdeling

Jan S. Rønning
Jan Steinar Rønning
geofysiker



GRONG GRUBER A/S
 GEOFYSISKE MÅLINGER, OVERSIKTSKART
 FREMSTFJELL
 GRONG, NORD-TRØNDELAGE

MÅLESTOKK 095 TL JSR AUG. 1983
 1:50 000 TEGN. JSR SEPT. 1983
 TRAC.
 KFR. *ml*

Bilag 15 Prosjekttrapp 89

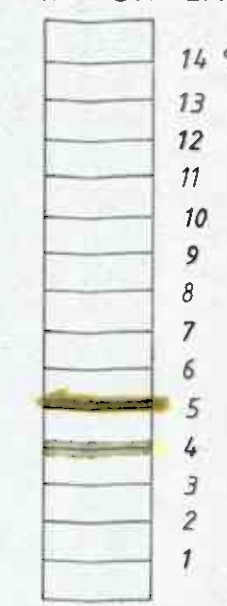
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

TEGNING NR. 84.002-01
 KARTBLAD NR. 1823 I

E₄

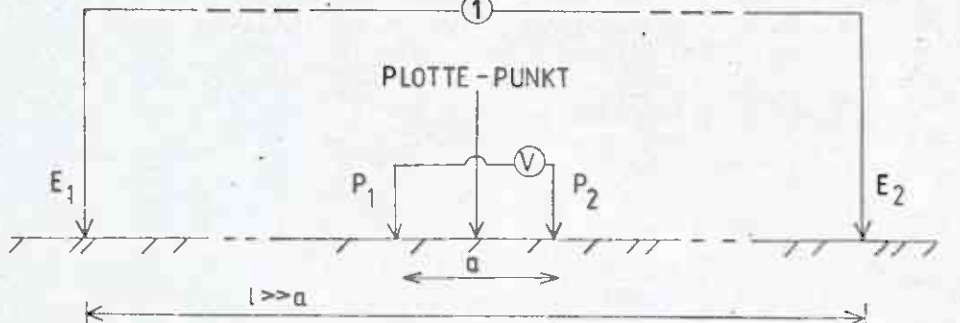
TEGNFORKLARING

IP - SKALA

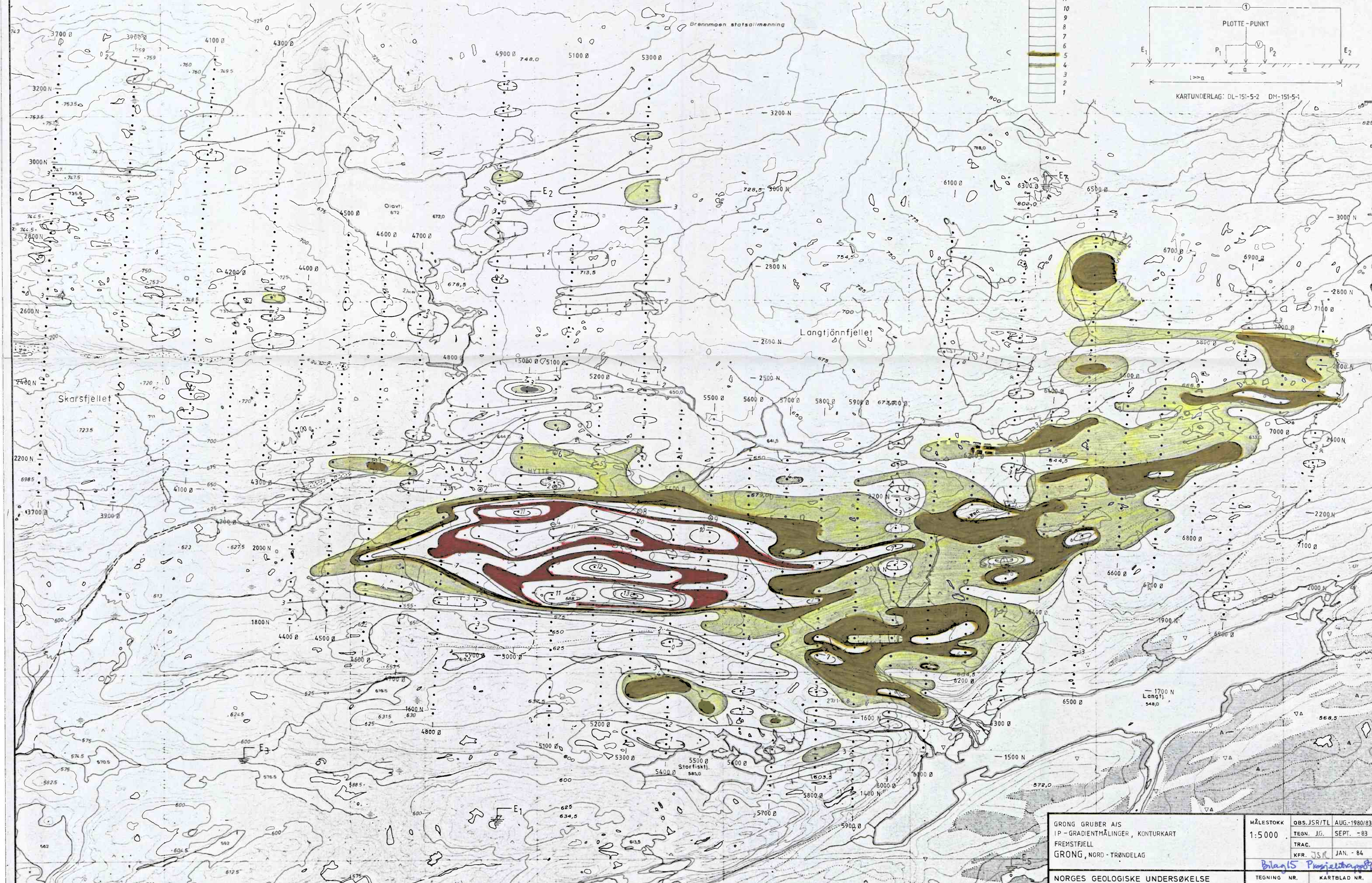


E₁ ELEKTRODE
Ø 1 DIAMANTBORHULL

GRADIENT-MÅLINGER



KARTUNDERLAG: DL-151-5-2 DM-151-5-1



GRONG GRUBER A/S
IP - GRADIENTMÅLINGER, KONTURKART
FREMSTFJELL
GRONG, NORD - TRØNDELAG

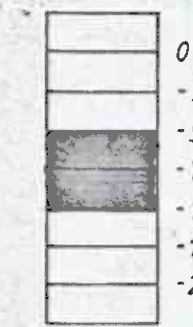
MÅLESTOKK
1:5000
OBS. JSR/TL AUG. 1980/83
TEGN. J.G. SEPT. - 83
TRAC.
KFR. JSR JAN. - 84
Bilag 15 Prosjektmappe

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

TEGNING NR.
84.002-02
KARTBLAD NR.
1823 I

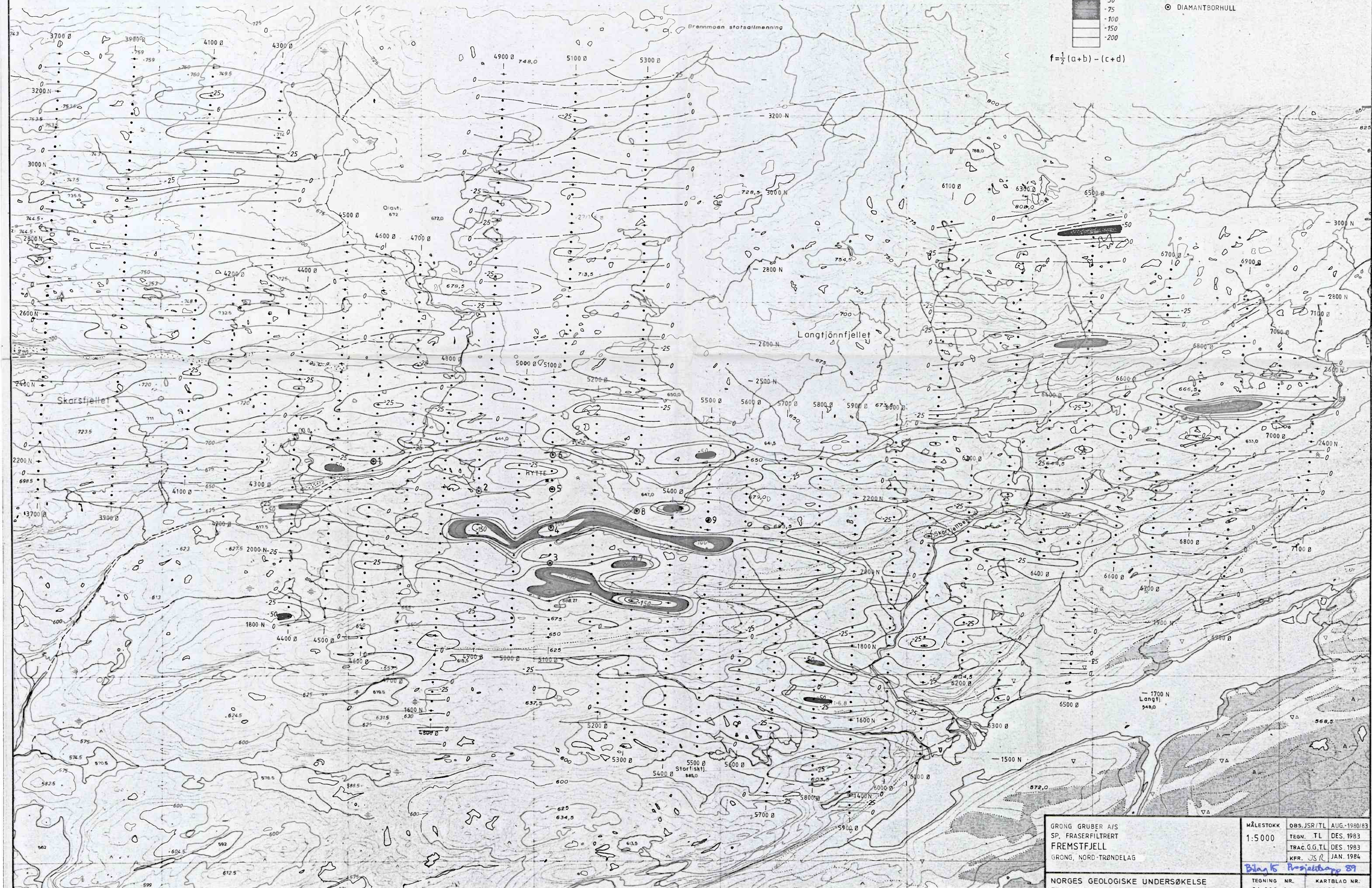
TEGNFORKLARING :

FRASER-SKALA



⊙ DIAMANTBORHULL

$$f = \frac{1}{2}(a+b) - (c+d)$$



GRONG GRUBER A/S
SP. FRASERFILTRERT
FREMSTFJELL
GRONG, NORD-TRØNDELAG

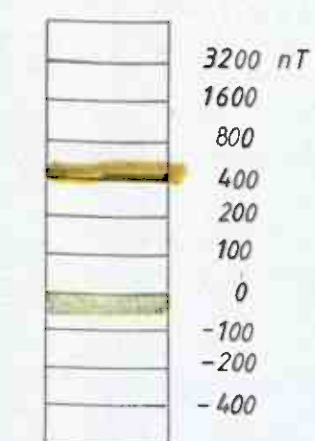
MÅLESTOKK	OBS. JSR/TL	AUG. 1980/83
1:5000	TEGN. TL	DES. 1983
	TRAC. G.G. TL	DES. 1983
	KFR. JSR	JAN. 1984

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Bilag 15 Prosjekt 89
TEGNING NR. 84.002-04
KARTBLAD NR. 1823 I

TEGNFORKLARING:

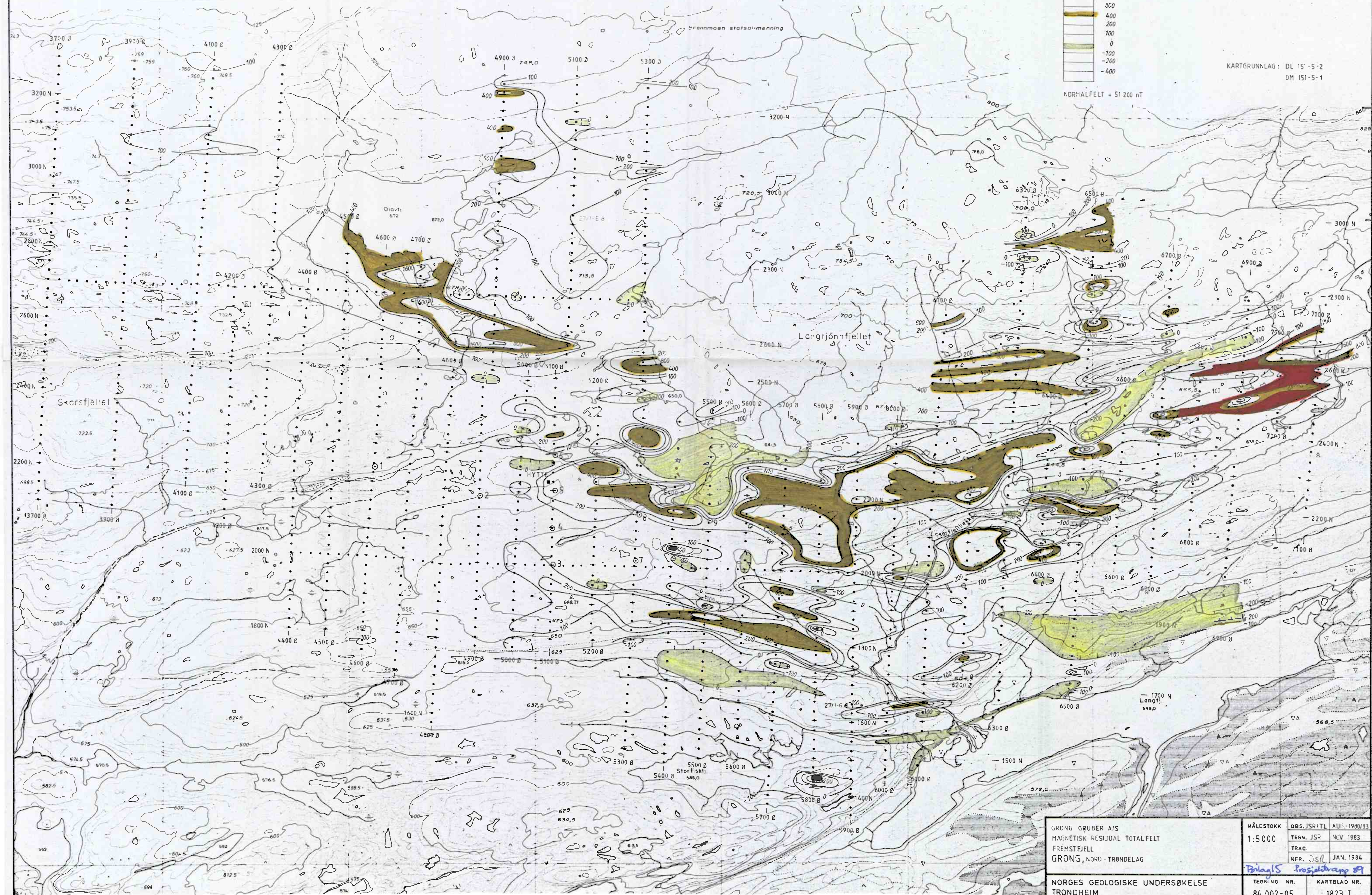
MAGNETISK SKALA



○ DIAMANTBORHULL

KARTGRUNNLAG: DL 151-5-2
DM 151-5-1

NORMALFELT = 51 200 nT

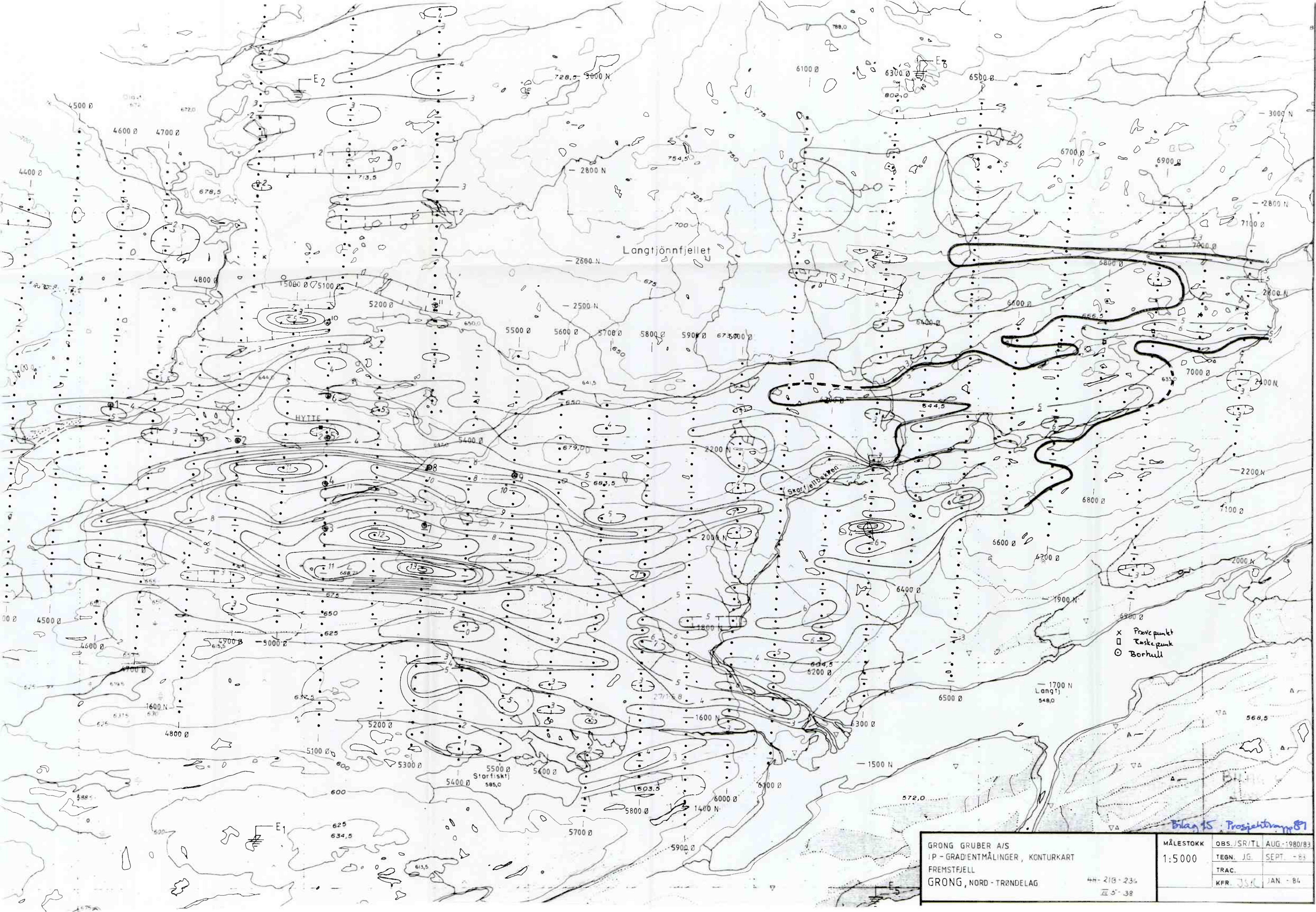


GRONG GRUBER A/S
MAGNETISK RESIDUAL TOTALFELT
FREMSTJELL
GRONG, NORD-TRØNDELAG

MÅLESTOKK 1:5000
OBS. JSR/TL AUG-1980/83
TEGN. JSR NOV 1983
TRAC.
KFR. JSR JAN. 1984
Pålag/S Prospektørapp 89

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

TEGNING NR. 84.002-05
KARTBLAD NR. 1823 I

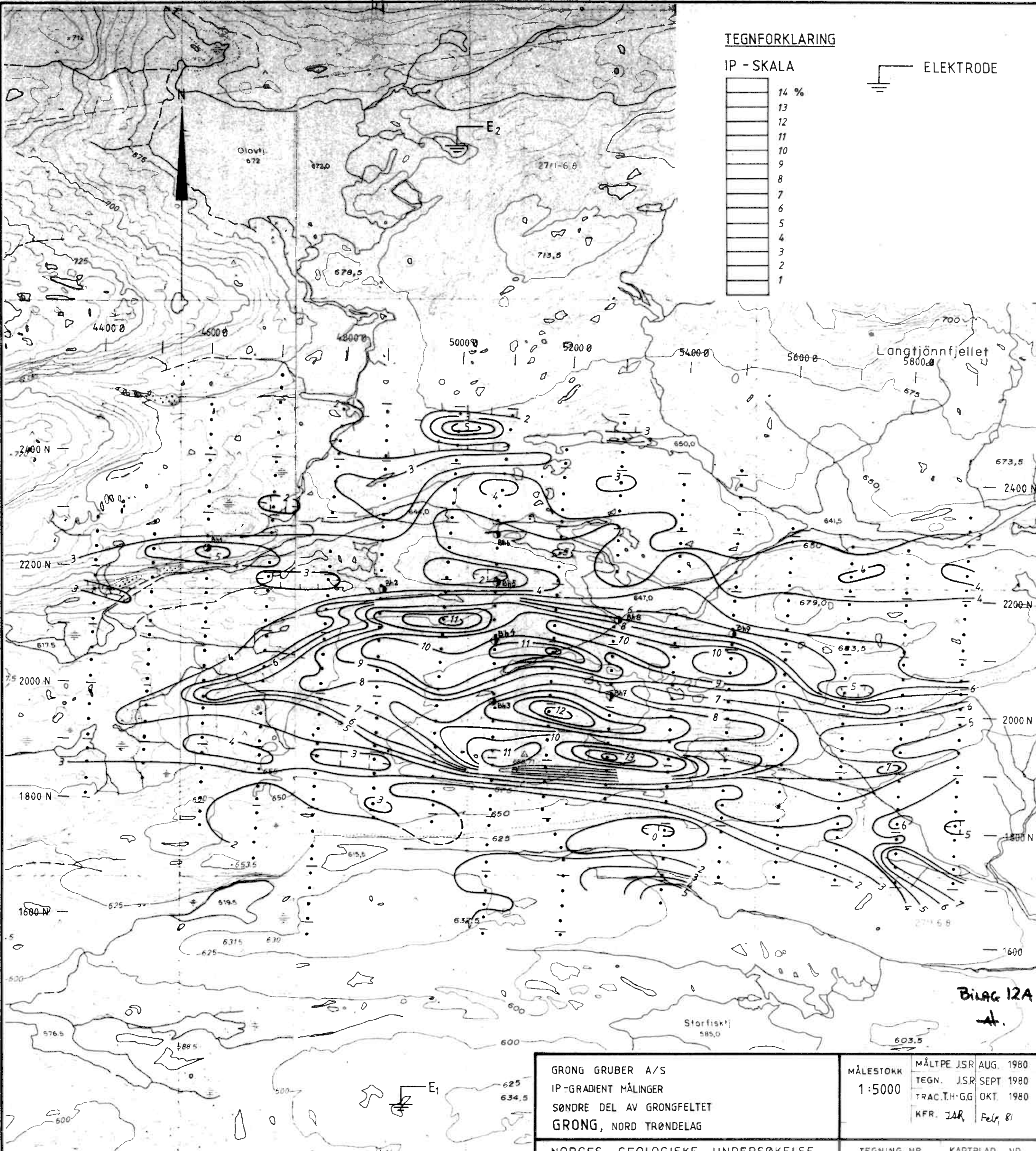


GRONG GRUBER A/S
IP - GRADIENTMÅLINGER, KONTURKART
FREMSTJELL
GRONG, NORD-TRØNDELAG

44-213-236
45-38

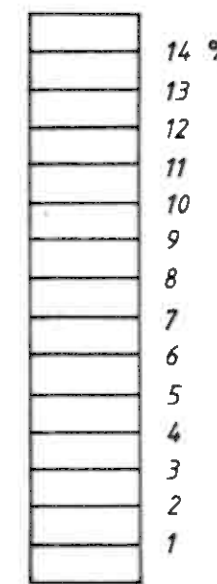
MÅLESTOKK	OBS. JSR/TL	AUG-1980/83
1:5000	TEGN. JG.	SEPT. -83
	TRAC.	
	KFR. JSK	JAN. -84

Bilag 15. Prosjektdrøyt



TEGNFORKLARING

IP - SKALA



ELEKTRODE

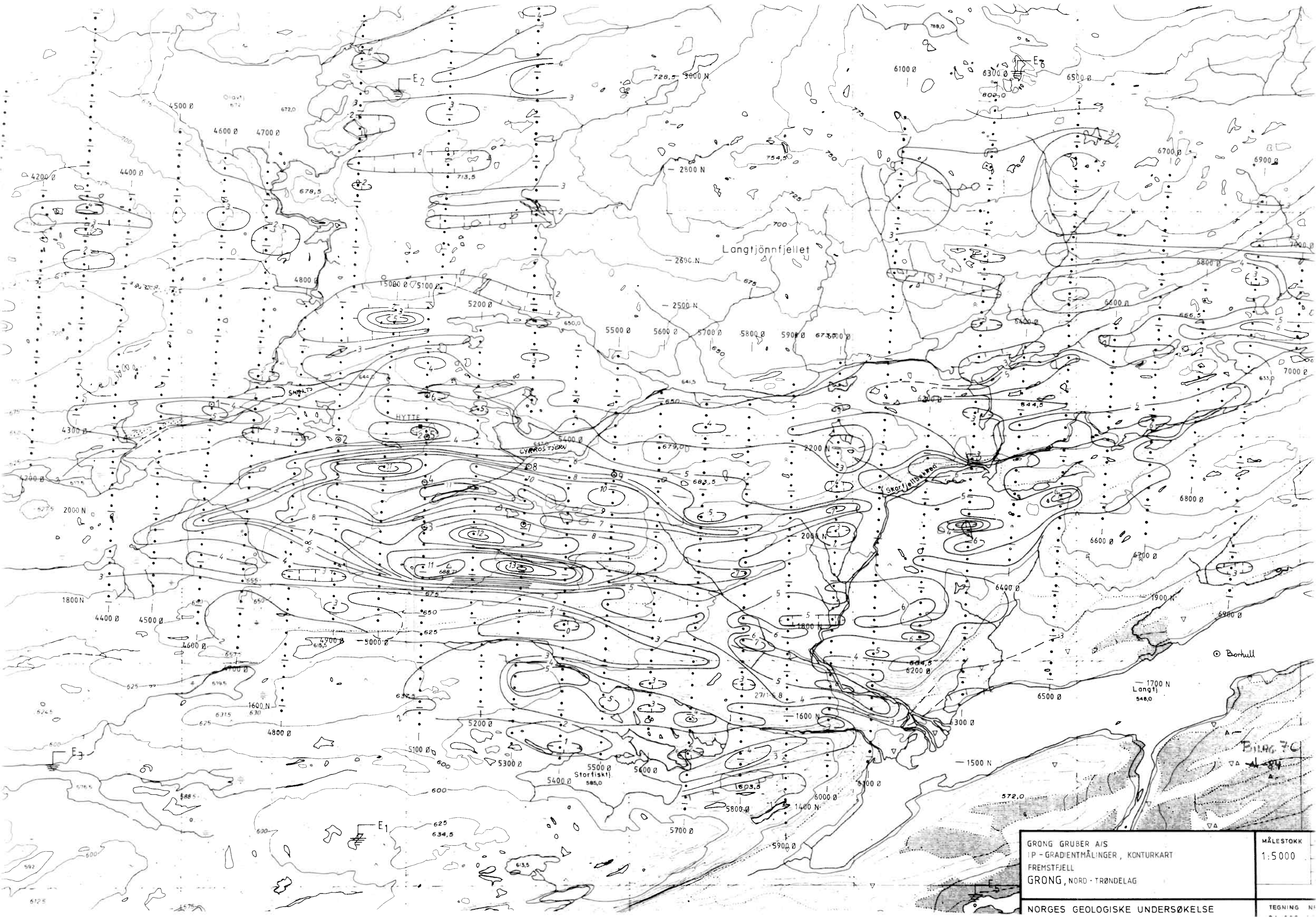
Bilag 12A

GRONG GRUBER A/S
IP-GRADIENT MÅLINGER
SØNDRE DEL AV GRONGFELTET
GRONG, NORD TRØNDELAG

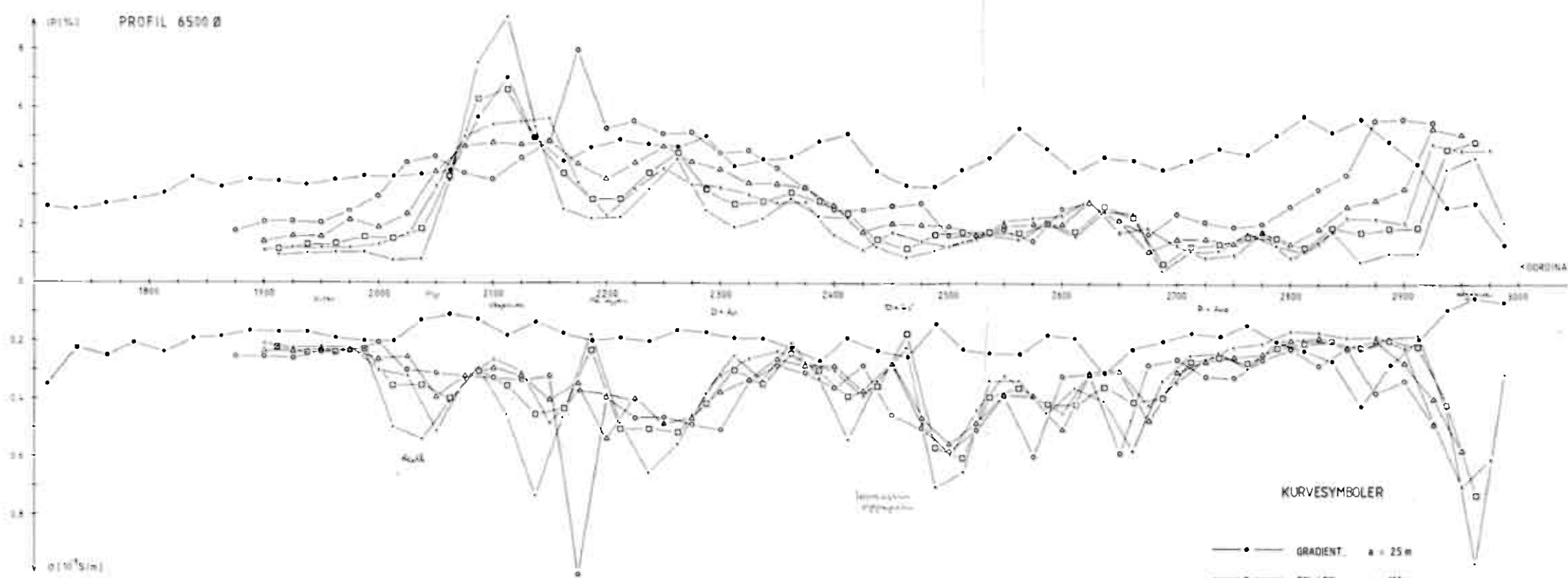
MÅLESTOKK
1:5000
MÅLTPE JSR AUG. 1980
TEGN. JSR SEPT 1980
TRAC.T.H-GG OKT. 1980
KFR. JAR, Febr. 81

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

TEGNING NR. KARTBLAD NR.

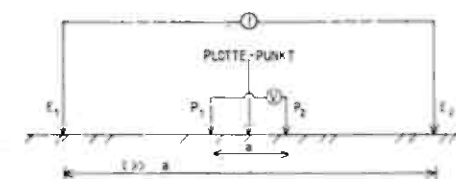


GRONG GRUBER A/S IP - GRADIENTMÅLINGER, KONTURKART FREMSTFJELL GRONG, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK 1:5000
	TEGNING NR.
	NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

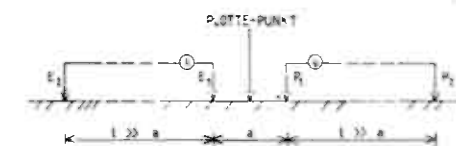


TEGNFORKLARING

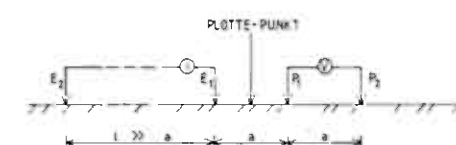
GRADIENT - MÅLINGER



POL / POL - MÅLINGER



POL / DIPOL - MÅLINGER



GRØNØ GRUNER A/S
 (P) Ø. DYBDESONDERING PROFIL 6500 Ø
 FREMSTFJELL
 GRØNØ, NORD-TRØNDELAG

MÅLSTYKKE
 1:2500
 OBS. JSR/TL AUG - 83
 TEGN. JSR SEPT - 83
 TRAC. J. L. DES - 83
 KFR. J. L. JAN - 84

NORØES GEOLØGISKE UNDERSØKELSE
 TRØNDEHEIM

TEGNING NR.
 84.002-06
 KARTBLAD NR.
 1823 I

Sketch of the area south-west
of Lievkjesåejtjonne.

Nesåpiggen. $\triangle$
989



M 1:10.000

M. Rønne - 83

Bilag 16
Prosjekttrapp 89

Mineralisation

Pyrite occurs in the Gaizervann area in a disseminated deposit and in veins associated with quartz and molybdenum, often with minor chalcopyrite. Lenses of silicified greenstone contain up to 50% pyrite in small subparallel veins, associated with minor chalcopyrite. No molybdenite was found in these lenses. The ground around the silicic lenses is also highly pyritised, and the area is considered to be an early intrusive phase of the granodiorite containing drafts of greenstone, which was later intruded by post-mineralisation granodiorite. The silicic pyritised lenses themselves are presumed to be of a sea floor exhalative origin.

Molybdenite bearing quartz and quartz pyrite veins were first discovered in the pyritised area in 1973. Close study of the area revealed that molybdenite was present in quartz veins as random to subparallel tiny (< 0.1 mm) hexagonal plates embedded in the vein-filling quartz. It was also found as a "dry paint" along joint planes and fractures. As many as nine individual quartz/pyrite/chalcopyrite/molybdenite veins were located, often with visible molybdenite. The strike of the quartz molybdenum was found to be approximately 080° . The most spectacular example of a quartz molybdenum vein was found adjacent to Gaizervann in the pyritised area. This was a large grey quartz vein, up to 2 metres wide and 50 metres long, containing large amounts of coarse-grained molybdenum. Small amounts of pyrite and chalcopyrite were present along the vein margins. Chalcopyrite itself was found in minor amounts throughout the pyritised area.

The mineralisation, therefore, occurs within the trondjemites and granodiorites, associated with the middle "greenstones of the Gjersvik Group. It occurs as molybdenite in a number of individual veins of quartz/quartz-pyrite and as a "dry paint along joint planes and fractures

Bilag 16
Prosjekttrapp 89

of the host rock. Two probable phases of molybdenisation were produced by hydrothermal solutions intruding the igneous rocks of the greenstone belt. It is of the calc alkaline porphyritic type, associated with subduction zones.

In view of the mineralisation found in the Heimdaals-
haugen area (8 km SW). These initial findings are encouraging. It is possible that as in the Heimdaalshaugen area, drilling will reveal mineralisation at depth, putting the surface molybdenum showings into perspective.

SOME ASPECTS OF THE GEOLOGY OF AN AREA
TO THE SOUTH-EAST OF FREMSTFJELL, IN THE
GRONG DISTRICT, NORWAY.

P.J.F. DAVIS

B.Sc and B.Sc. (Hons) Degree in Geology (CNAA)
Department of Geology
Portsmouth Polytechnic, 1983

Bilag 6
Prosjektavrap 89

Abstract

The Fremstfjell area is set within the Scandinavian Caledonides, in the southern part of the Nordland province.

Rocks of the Gjersvik Eruptive Complex dominate the area, comprising Lower and Middle Ordovician greenstones, intruded by rocks of the granite and trondhjemite suite. An oligomict conglomerate, and calcareous sediments have developed, lying unconformably upon the eruptives.

The greenstones comprise metavolcanics which may be basic, intermediate, or acidic in character, and have a spilitic tendency. Hydrothermal metamorphism has produced mineral assemblages of lower greenschist facies. Ancient flow structures have mainly been destroyed by the metamorphism, but evidence for pillows has been observed. Rafts of greenstone occur within the intrusives as xenolithic material. Pyrite and chalcopyrite mineralization is commonplace, occurring in fine networks, associated notably without quartz veining.

The intrusives comprise a body of granodiorite containing gabbroic xenoliths and an altered, more leucocratic body within it. The gabbro is very basic in character and is highly altered. The granodiorite body has an intrusive contact on the eastern margin, and a thrust contact on the southern margin. The leucocratic zone contains molybdenum mineralization which is suggested to have been emplaced according to the Lowell-Guilbert model. Mineralization occurs in a northward dipping cylinder and is only economically viable within this zone of the project area.

The oligomict conglomerate lies unconformably upon the eruptives and comprises unmineralized granodiorite boulders set in a matrix of weathered material. Two phases of deformation are recorded in this lithology.

The calcareous metasediments are thrust-bounded on either side.

The structural aspects of the area are dominated by a strong ENE/WSW trend. Thrusting, faulting, foliation and jointing are highly influenced in this direction, Dextral movements is also characteristic of the style of deformation.

The relationships of the eruptives and sedimentary suite are interpreted in terms of the evolution of an ensimatic arc of Lower to Middle Ordovician age, which underwent uplift and erosion prior to emplacement of the Fennoscandian basement during the climactic stages of collision tectonism of the Caledonian Orogeny in Caledonian times.

Jointing in the area follows the main ENE/WSW trend (as does thrusting) with less well-developed sets at right angles and also with a NW/SE trend. These fractures, along with quartz, epidote and plagioclase veining are representative of dextral shear.

The plutonic/cover relationships suggest a thrust boundary to the south of the body, and an intrusive one to the east.

The relationships of the eruptive and sedimentary suites are interpreted in terms of the evolution of an ensimatic arc of Lower to Middle Ordovician age which underwent uplift and erosion prior to emplacement of the Fennoscandian basement during the climactic stages of collision tectonism of the Caledonian Orogeny in Caledonian times.

3.2 CONCLUSION

The objectives of this project were to undertake an exploration programme, to map and sample the field area, paying particular attention to mineralization and the contact between the granodiorite and the greenstone cover, and to analyse these samples in the laboratory.

The exploration, mapping, sampling and analyzing has led to the conclusion that mineralization in the area only reaches economically viable levels within the "Leucotondhjemite", in the form of molybdenite. Occasional outcrops, rich in pyrite and chalcopyrite occur, but not on a large enough scale to be of interest to Grong Gruber A/S.

Since the zone of molybdenite mineralization occurs in a northward plunging direction within the granodiorite pluton, further work should be directed to the granodiorite body towards the north. Because the Fremstfjell mineralization occurs comparatively near the greenstone boundary, it would seem logical to prospect within the granodiorite lying within 1Km of the contact.

Reconnaissance exploration geology in an area
southwest of Fremstfjell, Grong District, Norway.

Garry Wilcock BSc and BSc (Hons) Degree in Geology.
Department of Geology 1983.

Bilag 16
Prosjektapp 89

0.1 General geological summary

So far all the various aspects of the geology have been considered and described separately. The object of this chapter is to bring them all together and produce a model of this area's development. The basis of this model is a palaeoenvironmental reconstruction based on an understanding of the lithologies.

Initially the Laurasian and Scandinavian plates were apart but closing, and subduction was occurring along a line parallel with Norway's western seaboard, the subducting plate moving northwest to southeast. A back arc then developed above the subduction zone. The forward landmass was probably just west of where the Grong District is today, the rear landmass would be off to the east. In the basin formed were deposits producing such rocks as: grewackes, mudstones, shales, intraformational polymict conglomerates, carbonate rocks and some limestones. Also into the basin occurred outpourings of subaqueous basalts, and where more silicious, keratophyric units. Before and soon after their extrusion, metasomatic fluids were altering their mineralogy. Where these outpourings were more explosive agglomerates were formed. Locally volcanic cones may have broken the seas surface producing volcanoclastic sediments. The dominance of a westerly source for the conglomerates, by grading, suggests a proximity to that land mass, (P Davis. Pers. Comm.)

During the early Silurian, this back arc basin began to close, pressure at first was from a northward direction. The sediments were buckled, overfolded and thrust, producing large scale nappe sequences. There was localised isoclinal folding, on an east-west trend. Into this a large body of granodioritic-trondhjemitic material was intruded, originating from the Benioff zone, some kilometres below. As it intruded it triggered faults perpendicular to maximum pressure, which run east-west for great distances. continued pressure and presumably temperature metamorphosed the rocks to greenschist and greenschist-amphibolite grades. It also impressed upon the rocks a foliation, striking at about 080° . Either now or during the middle Silurian, several doleritic dykes were intruded, striking 045° , they were presumably metamorphosed soon after intrusion due to continuing pressures and temperatures.

During the middle Silurian events were beginning to climax. Pressure now was dominantly from a westerly direction, producing the F_2 folds visible within the schistosity. Either at that time or marginally earlier, a felsic stock had been intruded within the granodiorite possibly below a since removed basaltic volcano. The stock and its fluids interacted with meteoric and connate waters producing the porphyry style mineralisation, possibly including the Amoeb Tjern deposit. In places transitory shearzones developed to reduce the pressures, it was presumably at this time that the metadolerite became segmented. There was further faulting. A north-northeast-south-southwest trending thrust also developed or was reactivated, causing noticeable displacement of the greenstone and granodiorite.

There has been little geological activity in this area in post Silurian times, since the final closing of the basin. Retrograde metamorphism is occurring at a slow rate, represented by decomposed feldspars and garnet pseudomorphs. There has been a continuation of geomorphological degradation and in some cases deep weathering shown by the oxidation of ferric iron within the rocks.

etc. - also

PORTSMOUTH POLYTECHNIC

DEPARTMENT OF GEOLOGY

SOME ASPECTS OF THE GEOLOGY OF AN AREA TO
THE NORTH OF FREMSTFJELL IN THE GRONG
DISTRICT, NORWAY.

S.P. SWATTON

B.Sc. & B.Sc.(Hons) CNAA DEGREE IN GEOLOGY

1983

Bilag 16
Prosjektapp 89

ABSTRACT

The rocks of the north Fremstfjell district comprise metasediments, metavolcanics and intrusives of lower Ordovician to middle Silurian age. The intrusives constitute an almost complete calc-alkaline/calcic-trondhjemitic suite of rocks which are intruded into metasedimentary and metavolcanic supracrustals. The chemical analysis of the calc-alkaline/calcic-trondhjemitic suite shows an element continuity of sodium enrichment and relative potassium depletion when compared with a "typical" calc-alkaline andesite-bearing suite, but the relatively high calcium content of the Fremstfjell trend causes the suite to plot towards the calcic end of the calc-alkaline field, hence it is called a calc-alkaline/calcic-trondhjemitic suite. It is proposed that tholeiitic magmas were generated at sites of continental/oceanic plate boundaries and that the porphyritic intrusives are products of fractional crystallization of tholeiite with the probable partial melting of some of the lower continental crust to produce the more silicic members of the suite.

The mineralization of the rocks is characterised by porphyry copper/molybdenum type mineralization associated with the plutonic trondhjemitic and in particular a potassium-rich variety termed leucogranite.

The entire igneous and sedimentary assemblage has been regionally metamorphosed to amphibolite/greenschist facies and associated with this phase is the development of extensive folding and faulting. Three phases of folding and two principal directions of faulting (E-W and NE-SW) can be ascertained from field observations.

7. Conclusions and Suggestions for Further Work

The field work confirmed that there was no significant mineralization north of the molybdenum/copper around Nedrebekken and Small tjern. The most important discovery was the outcrop of gabbro to the north of Olav tjern which confirmed the suspicion that the igneous rocks almost definitely belong to a calc-alkaline suite. Unfortunately because of the lack of REE and K:Rb data the genesis of the rocks cannot be proved conclusively, therefore the author suggests that one aspect of further work in the area should be concentrated on rare earth element analysis and potassium: rubidium ratios. Although the whole rock data of the diorite and the recognition of large diorite bodies in neighbouring districts (e.g. Nesåpiggen) infers the probability of the diorite having an igneous origin, the field relations of the Fremstfjell diorite suggest the possibility that it is a hybrid rock formed by the contamination of plutonic and supracrustal rocks. This view is also held by British Antarctic Survey workers investigating a similar suite of rocks on the Antarctic peninsula. The supracrustal metasediments and metavolcanics were difficult to classify due to the lack of field evidence and whole rock analysis. It may therefore be advisable to undertake some whole rock analyses of the supracrustals so that:

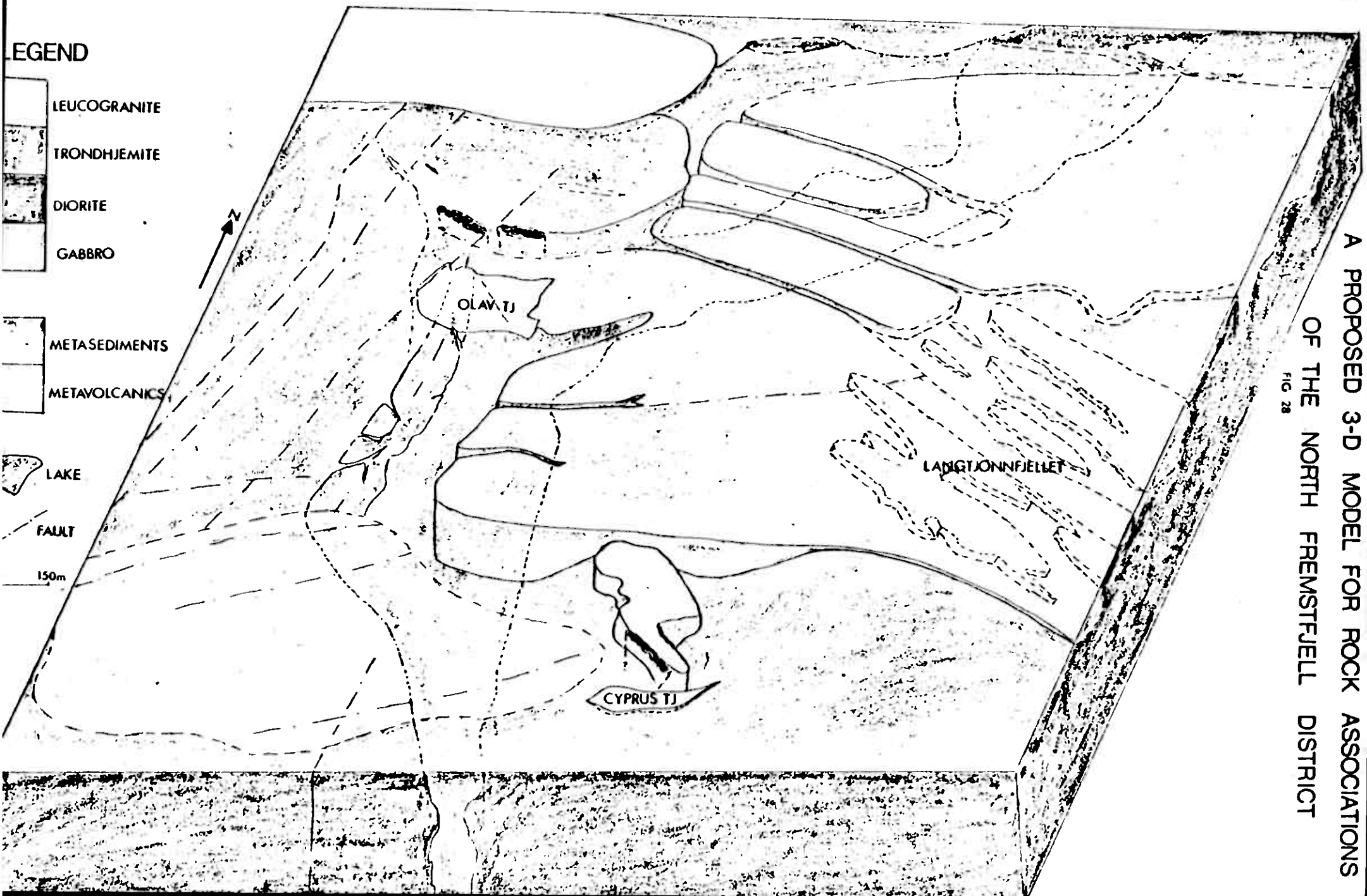
- (1) The metavolcanics of Fremstfjell can be compared with those of the Skorovas district. A characteristic feature of the Skorovas volcanics is the high Na₂O enrichment (Halls et al 1976) which could be used as a basis for comparing and contrasting the rocks of the two areas.
- (2) The difference between the metavolcanics and metasediments can be found out by chemical analysis rather than crude field work observations.

Unfortunately the low grade amphibolite/greenschist metamorphism has destroyed many of the primary structures that were present in the supracrustals but a paleoreconstruction of the north Fremstfjell district can be drawn with a certain degree of confidence from outcrop patterns and the probable associations between different rock types (Fig 28). This 3-D diagram shows the overwhelming importance of the trondhjemite body as compared with other intrusives and it is probable that a deep drilling programme would reveal the extent of this trondhjemite. In a regional context the trondhjemite is part of the trondhjemite intrusives of the Heimdaulshaugen district to the north, and the whole sequence of rocks is probably comparable to the Uusikaupunaki-Kalanti area of southwest Finland. Major element variations show continuity from gabbro through trondhjemite with the prominent chemical feature of the suite being the increase in Na₂O and depletion of CaO with a

relatively small increase of K_2O as compared with a typical calc-alkaline suite (Fig 19). The two models that have been put forward to explain the origin of the suite cannot be determined by the techniques used in this report but it is probable on account of field data and theoretical models that the Fremstfjell suite originated by a dominantly fractional crystallization procedure but contamination by partial melting probably helped in the production of the more evolved members of the suite.

A PROPOSED 3-D MODEL FOR ROCK ASSOCIATIONS
OF THE NORTH FREMSTFJELL DISTRICT

FIG 28



THE GEOLOGY OF THE MOLYBDENUM MINERALIZED AREA
AT FREMSTFJELL, GRONG DISTRICT, CENTRAL NORWAY

Abdel Rahman Ibrahim Mohamed Elamin

B.Sc. (Honours) Khartoum

Thesis submitted for the Degree of
Master of Philosophy

Council for National Academic Awards

Portsmouth Polytechnic
Department of Geology

October 1984

Brilag 16
Projektstrapp 89

The geology of the molybdenum mineralized area
at Fremstfjell, Grong District, Central Norway

Abdel R.I. Mohamed

ABSTRACT

The Fremstfjell area contains rocks of Middle Ordovician age thrust onto Precambrian gneisses of the Grong Culmination of the Baltic Shield. The Palaeozoic rocks comprise volcanics (basalt-rhyolite) with associated sediments, intruded by a trondhjemite complex that consists of gabbro, diorite and trondhjemite with minor granite. A zone of Mo-Cu stockwork mineralization surrounded by propylitic alteration is associated with the granite in the centre of the area. This complex is intruded by a set of post-mineralization dolerite dykes.

The present work is based on a field and laboratory study of these rocks. Two hundred rock samples including drill core were collected, sixty five samples were analysed for major and trace elements by XRF techniques. 24 polished sections were studied by reflected light microscopy and 8 sections were stained for feldspar discrimination at the Department of Geology, Portsmouth Polytechnic. A representative suite of 9 samples was selected for electron microprobe analysis which was carried out at the Department of Earth Sciences, Cambridge University.

The petrography and major and trace element geochemistry suggest that these rocks are part of a tholeiitic sequence with a distinct tendency towards calc-alkaline affinities and that they were generated in an island-arc. A model for the genesis of the trondhjemite magma is proposed in which mantle derived rocks such as island-arc basalts or ocean-floor low K tholeiites are partially melted to give the gabbro-trondhjemite suite.

The presence of indistinct mineral zoning, poorly defined alteration patterns and the Mo-Cu ore mineral assemblages suggest that porphyry-type mineralization occurs in the Fremstfjell area. A tentative model involving the derivation of ore-bearing fluids from a descending lithospheric slab and subsequent addition of material in a crustal circulating hydrothermal environment is proposed.

CHAPTER 6Summary and Conclusions

The Fremstfjell area comprises a thrust sheet of Lower Palaeozoic rocks (greenstones) thrust onto Precambrian gneisses of the Grong Culmination of the Baltic Shield. The greenstones consist of metavolcanic (basalt-rhyolite) and metasedimentary rocks. These rocks are intruded by a trondhjemite complex with which Mo-Cu mineralization is associated. The intrusive rocks comprise mainly trondhjemite (a leucocratic rock composed of oligoclase, quartz and sparse biotite), minor gabbro (which, in the field area occurs as xenolithic blocks and screens enclosed in and veined by trondhjemite), diorite and granitic rocks which have K-feldspar as an important constituent and which host the mineralization. A sharp, intrusive or chilled contact between granite and trondhjemite has not been observed even in fresh drill cores and trondhjemite may pass gradationally into granite. The latest phase of magmatic activity was the intrusion of a set of dolerite dykes, now schistose metagreenstones. These dykes are never Mo-Cu mineralized, even when the immediately adjacent rocks are riddled with molybdenite veins. Thus it seems that molybdenum mineralization pre-dates the dykes and their subsequent metamorphism.

The gabbro-trondhjemite association which hosts the Mo-Cu mineralization at Fremstfjell occurs commonly elsewhere in the Norwegian Caledonides. Goldschmidt (1916) suggested that similar rocks in the Trondheim region are derived from basaltic magma by fractional crystallization. However, this

model is difficult to apply in the Trondheim region as well as in the Fremstfjell area, because there are significant compositional gaps in the magmatic rock series and anomalously small volumes of basic and intermediate rocks (Size, 1979).

Several other models have been proposed for the origin of trondhjemites:-

- i) Trondhjemites are integral parts of ophiolite complexes similar to the oceanic plagiogranites of Coleman and Peterman (1975). The chemistry of the trondhjemites considered in the current work suggests a continuum from true trondhjemitic plagiogranite through to more typical continental potassic granite. However, the Fremstfjell rocks show higher values of K_2O than the ophiolite associated rocks and are not pre-tectonic, as would be the case with ophiolites, so this model is unlikely to be valid for the study area.
- ii) Partial melting of greywackes could provide the source of trondhjemite magma. Flysch-type greywackes and associated volcaniclastic rocks are common in the Norwegian Caledonides where they show differing effects of metamorphism and recrystallization (Size, 1979). Trondhjemitic magma has been produced experimentally by partial fusion of greywacke (buquerque, 1977). However, as the average greywacke contains about 67% SiO_2 and 2% K_2O , initial minimum partial melts would inevitably be granitic in composition and the liquid would become trondhjemitic as partial melting proceeded. Large quantities of granitic rocks in the map area and elsewhere in the region are not evident.

iii) A third model could involve partial fusion of gneisses and granites of the continental crustal margin. However, the minimum melt of such source rocks would be enriched in K_2O and even with progressive melting of these rocks at higher temperatures, the K_2O content would probably not be diluted enough for the liquid to resemble trondhjemite.

The Follestad trondhjemite of the Trondheim region has an initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.7039, which is indicative of a less radiogenic source than continental gneisses and granite (Peterman and Barker, 1976). The high Al_2O_3 and low K_2O contents of Fremstfjell trondhjemites and those from elsewhere in the Norwegian Caledonides equally requires a primitive source. The volume relations and compositional gaps preclude a simple mantle partial melt-fractional crystallization model for the origin of the suite and therefore the only acceptable alternative appears to be a two stage model in which mantle derived rocks such as island-arc basalts or ocean-floor low-K tholeiites with low $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios are themselves partially melted, probably in a continental accretionary environment (Size, 1979). Discriminant diagrams, such as Ti/Cr v Ni , Ti v Zr , Zr/Y v Zr and Nb v SiO_2 (Figs. 15,17,18,22) strongly support this interpretation and suggest that these rocks were generated in an island-arc showing both tholeiitic and oceanic characters.

The volcanic association of basalt-basaltic andesite-andesite-rhyolite in the Fremstfjell area suggests that such an arc would have been a relatively mature one.

In the Fremstfjell area the igneous association and the economic mineralogy with indistinct mineral zoning and poorly defined alteration patterns are all suggestive of a porphyry type occurrence. The ore mineral assemblage and the chemistry of its host rocks are comparable with the calc-alkaline molybdenum deposits described by Westra and Keith (1981) associated with volcano-plutonic arcs in plate collision zones. The initial cylindrical form of such deposits could have been distorted by tectonism to give the present lensoid shape of the occurrence at Fremstfjell.

The close relationship between plate subduction, arc magmatism and the genesis of porphyry ore deposits (porphyry copper and stockwork molybdenum) is well documented (Sillitoe, 1972; Westra and Keith, 1981). There are two fundamentally different models for the genesis of porphyry ore deposits, one involving concentrations of metals from partial melts derived from descending lithospheric slabs at destructive plate margins (Sillitoe, *op.cit.*) and a second involving the concentration of metals from crustal rocks by circulating hydrothermal solutions generated by the emplacement of large, sufficiently wet, intrusive bodies (Aprohmanian, 1976). However, these models are not mutually exclusive and the present author considers that a combination of these processes is most likely to have occurred.

The metals contained in porphyry deposits may have been largely derived from lithospheric oceanic crust or upper mantle and extracted by partial melting of the lithosphere

during subduction (Sillitoe, 1972). According to this model the metals were initially abstracted from the mantle at constructive plate margins and were carried to the destructive plate margins as components of layers 1, 2 and 3 of the oceanic crust (Sillitoe, op. cit.). The metals released during partial melting would concentrate in chloride-rich fluid phases associated with the roof-zone of certain intrusions. The fluid phases would be released upwards during consolidation of the magma to give rise to the typical upright cylindrical forms of porphyry copper and molybdenum mineralization.

Fluid inclusion and isotope studies in porphyry systems suggest that early mineralization and alteration are carried out by hot saline fluid mostly of magmatic origin. The structural controls for fluid migration are provided by stock-work fractures caused by hydraulic fracturing of the host rocks and by inter-grain permeability. Later mineralization and alteration are produced by fluids involving progressively greater amounts of meteoric waters becoming involved in circulating convective cells generated by the magmatic heat source. The majority of the Cu, Mo and perhaps also S, is probably derived from the magma, but one cannot tell whether the ultimate source was deep continental crust, mantle or subducted oceanic crust.

Table 8: Mo and Cu analyses of the borehole cores

B.H. number	Number of samples *	Mo ppm	Cu ppm
1(0-30 m)	15	224	252
2(0-70 m)	35	248	664
3(0-40, 56-90)	32	110	325
4(0-123, 190-202)	69	161	383
5(0-130, 250-268)	84	374	854
6(10-30, 50-70, 110-197)	64	209	228
7(80-90, 106-116, 120-140)	20	60	299
8(60-90, 120-130)	20	148	110
9(20-90)	35	61	642
Average B.H.1-9	...	177	417

*2 metre core samples averaged to give the analysed values

Table 9: Mo and Cu analyses of trench samples

Trench number	Number of samples *	Mo ppm	Cu ppm
1/80	11	300	258
2/80	24	152	486
3/80	25	698	277
4/80	3	2072	772
5/80	10	209	362
6/80	3	268	228
2/83 ^x	50	403	866
7/83 ^x	70	122	331
Average Trenches		<u>528</u>	<u>448</u>
Overall average Boreholes + Trenches		353	433

* 1 metre sample

x blasted in 1983

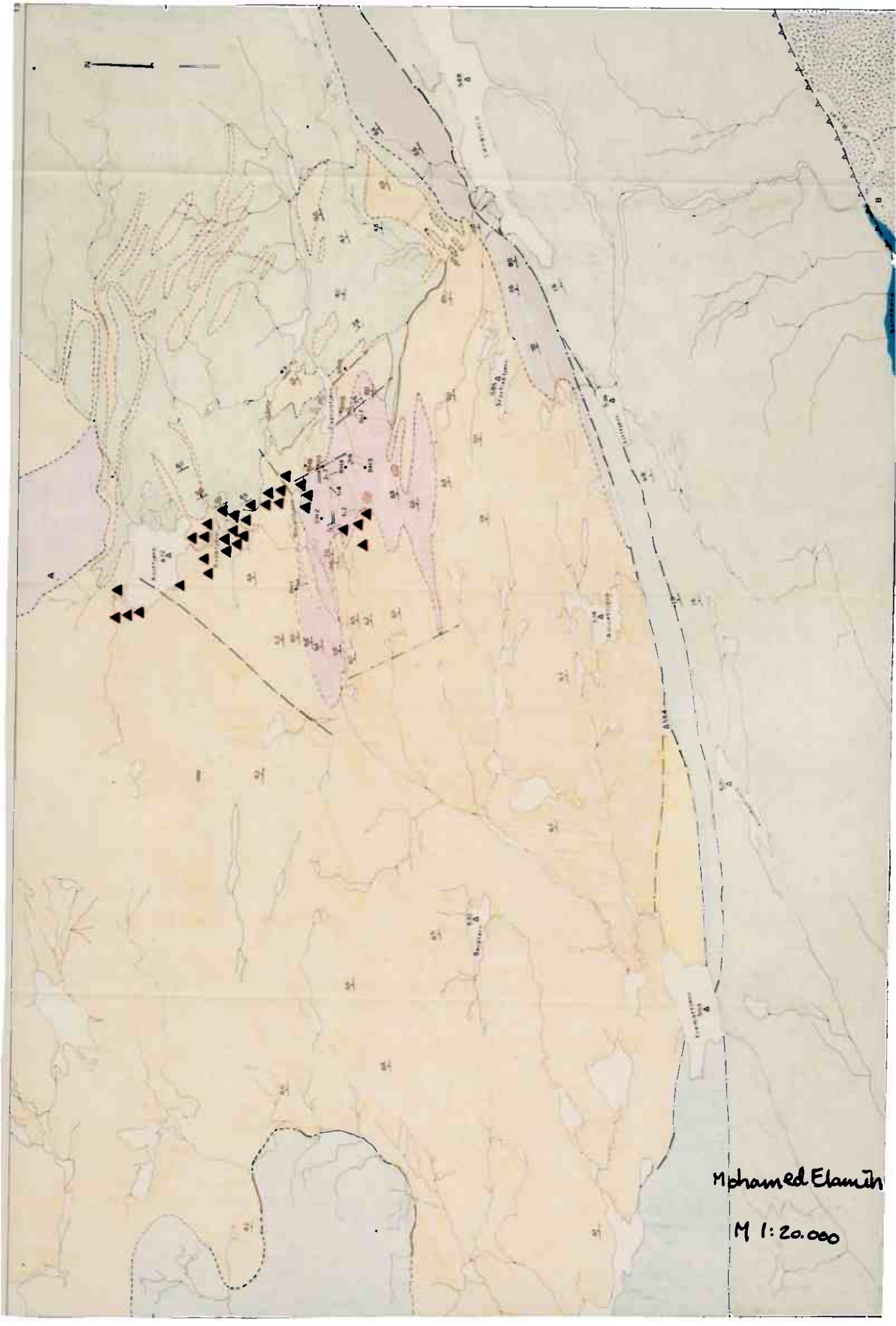
Table 7 ctd.

Sample No.	Mo ppm	Cu ppm
B5	11	15
B6/a	10	4
D6	67	98
B4	1	142
Ao	129	139
A4	121	15
A5	41	6
B2/d	48	4
D3	25	8
Granite		
T5/j	467	1017
T1/a	154	229
B/5	53	170

Sample No.	Mo ppm	Cu ppm
T1/d	35	248
T5/c	136	602
T5/b	512	628
T5/f	44	301
T6/e	35	70
T2/g	75	292
T5/o	825	121
T3/b	148	7
Dolerite		
N20	2	5
Md	15	22
N3	13	10

Table 7: Mo and Cu concentrations of all analysed samples referred to in Chapter 4.

Sample No.	Mo ppm	Cu ppm	Sample No.	Mo ppm	Cu ppm
Basalt-rhyolite			4/8/10	6	11
N5	10	7	4/8/15	13	21
N16	8	3	C5	12	340
N17	8	5	N2	8	11
N1	8	14	N8	10	16
N15	8	11	CYP	5	110
Y3	7	39	Trondhjemite		
Y4	1	9	A1	625	15
Y1	5	10	H1	72	56
Y2	12	7	J1/b	33	8
Gabbro and diorite			F1	13	130
B7	15	101	D4	37	114
N6	23	36	N13	10	8
B7/c	7	114	J1/a	15	10
N7	13	7	D5	15	42
B7/d	6	3	J2	5	18
B7/a	21	2	B3	1	72
B7/b	7	3	H2	8	11
4/8/8	1	7	B1/b	1	16
4/8/9	1	35	D2	10	11
E2	10	11	A2	27	29
4/8/14	3	9	A3	1	5
N4	8	6			



Mohamed Elamin

M 1:20.000

Legend



Conglomerate



Dolerite Dyke Trend



Granite



Trondhjemite



Diorite



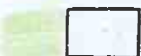
Gabbro/Gabbroic Blob



Calcareous Metasediment



Rhyolite



Basalt and basaltic andesite



Basement (granitic gneiss of Baltic Shield)



Thrust Fault



Normal or high angle reverse fault



Geological boundary (certain and uncertain)



Dip and strike of foliation



Borehole



Trench



Spot height in metres

GEOLOGY AND MINERALISATION OF FREMSTFJELL AND A
COMPARISON WITH GAIZERVATN AND SKARDFJELL
(GRONG DISTRICT, NORWAY).

By

Jane Louise Enderby

B.Sc. and B.Sc. (Hons) Degree in Geology (CNAA),
Portsmouth Polytechnic,
Geology Department.

1983

Bilag 16
Prospektlogg 89

ABSTRACT

Three areas of known mineralisation, and/or high molybdenum-copper geochemical anomalies, within the Grong District of the Norwegian Caledonides have been investigated.

These were at Fremstfjell, Skardfjell and Gaizervatn, and it is thought they represent three different erosion levels in a single batholith - thus resulting in three different patterns of mineralisation.

At Skardfjell, despite the high molybdenum anomalies, no mineralisation was seen except for the occasional thin pyrite vein. The leucotrandhjemite showed strong epidotisation and/or K-feldspathisation, caused by the high temperature hydrothermal fluids.

Skardfjell is probably the lowest of the three levels, high temperature hydrothermal fluids altering the rock, and mineralisation lacking due to pressure and temperature being too great. Micrographic textures may indicate the ore did not lie too far above.

Fremstfjell shows typical stockwork mineralisation of molybdenite, pyrite and chalcopyrite. Four types of alteration can be seen (sericitic, silicic, propylitic and K-feldspathic), caused by both high temperature and low temperature hydrothermal fluids.

It is thought Fremstfjell lies near the top of the batholith, containing a high number of xenoliths, showing high and low temperature alteration, and stockwork mineralisation.

Gaizervatn has undergone the least amount of erosion, and shows large, solitary quartz/molybdenum veins of regular orientation. They occur in fingers of trondhjemite/leucotrandhjemite which have stopped up into the overlying greenstones.

Mineralisation is seen only to occur in areas which are well fractured and faulted, with pyrite/chalcopyrite in the greenstones and molybdenum/pyrite/chalcopyrite in the leucotrondhjemite.

The intrusives have a calc-alkalic nature, their high plagioclase content giving them the name trondhjemite.

The calc-alkalic magmas result from partial melting of subducted oceanic crust, at depths around 100-200 km, and of the overlying mantle. The metals (such as molybdenum, iron and copper) most likely come from the lower layer of the oceanic lithosphere, which is gabbroic in composition.

DISCUSSION

THEORETICAL MODEL WHICH MIGHT APPLY TO FREMSTFJELL, SKARDEFJELL AND GAIZERVATN

Calc-alkalic batholiths of granodiorite and related granitic rocks often have smaller constituent plutons, emplaced into the crust by diapiric intrusion - the plutons commonly containing fragments of crustal rock (Condie, 1976).

As the plutonic bodies start to crystallise, water-rich fluids, with a high content of elements incompatible with rock-forming minerals, including molybdenum, rise upwards. In doing so, the fluids cause alteration of the surrounding rocks. Mineralisation does not occur until a higher level, when temperature and pressure are sufficiently low.

In the idealised model, zoning from the centre, outwards follows this pattern:

1. K-silicate alteration: plagioclase feldspar is altered to potassic feldspar.
2. Propylitic alteration: plagioclase and mafic minerals are altered to chlorite and epidote.
3. Sericitic alteration: feldspar and mafic minerals are altered to sericite.
4. Argillic alteration: feldspar and mafic minerals are altered to clay minerals. (Drury et al., 1976).

This sequence though, is often clouded due to repeated passage of fluids.

Titley and Beane (1981) showed that from oxygen isotope data, potassic alteration occurs early on due to magmatic fluids, and that silicification and sericitisation occur later on (possibly due to meteoric waters).

According to Neilson (1968), the pluton initially consists of a solidified shell surrounding a partially crystallised centre. This shell may then become fractured/brecciated due to later movements, possibly caused by gases expanding as they near the surface. The most intense fracturing would occur in the vicinity of the last magmatic fraction, where liquids and volatiles tend to concentrate. Intrusion of granodiorite into these fractures gives rise to porphyry dykes.

Water-rich volatiles also migrate into the fractured and brecciated zone, forming aplitic quartz/orthoclase veins, quartz/molybdenum veins and quartz veins. Finally, there are the chalcopyrite/pyrite/molybdenum veins, which occur in hair-thin fractures at the top of the pluton.

Pyritisation of the country rocks occurs as the fluids pass through the margin of the stock, into them.

Sillitoe (1973) believes that a typical ore-bearing pluton grades down into a non-porphyritic, phaneritic intrusive with stockwork mineralisation, then further down, a non-mineralised phaneritic pluton of larger dimensions.

White (1981), wrote about the intense micrographic development which occurred at the Henderson mine (in the United States) just below the line defined by 0.5 wt% of molybdenum. These textures form where chloride-rich aqueous phases accumulate before overpressure relief.

APPLICATION OF MODEL TO THE THREE AREAS

It is thought that Fremstfjell, Skardfjell and Gaizervatn represent three different levels of a single batholith. Fragments of country rock are seen within the intrusives, particularly at Fremstfjell.

Four types of alteration can be seen (silicic, sericitic, potassic and propylitic), but no zoning could be picked out in any of the areas. This may indicate the passage of several fluid phases.

The whole district has been affected by a NNW/SSE compression which has given rise to an 080° foliation. This foliation (Ryan 1981) is not as well developed in the leucotrandhjemite at Fremstfjell, as it is in the trondhjemite. This is possibly due to the magma not having been totally solidified, therefore, not so susceptible to foliation.

Associated with the leucotrandhjemite at Fremstfjell is a series of NNW fractures. NNW/NW fractures can also be seen near the high anomaly area at Skardfjell and the mineralisation at Gaizervatn. These fractures may have formed to allow the escape of volatiles. Their north-westerly orientation would be necessary, so that the regional compressive force would open them (thus allowing the volatiles to escape), not close them. It is possible that the wavy fractures seen at Gaizervatn are formed due to buckling under the compressive force.

The veins at Gaizervatn have a similar orientation to the foliation, possibly forming before fracturing occurred.

At Skardfjell, micrographic textures were found in the leucotrandhjemite, possibly indicating that mineralisation lay above, but has since been eroded away.

The three differing types of mineralisation seen in the areas could be explained by separate plutons being eroded to different levels (refer to figure 4), i.e. at Skardfjell, the main body of mineralisation has been totally eroded away (the micrographic textures possibly indicating the ore body was not far above). The alteration would have been caused by the passage of fluids early on.

Fremstfjell probably represent the top of the pluton, its high density of greenstone xenoliths indicating proximity to the stoping front. This area also contains all the four types of alteration, as might be expected where the hydrothermal fluids concentrate. Typical stockwork mineralisation is present, probably utilising random fractures caused by the passage of volatiles and fluids.

Finally, Gaizervatn represents the area which has undergone the least erosion. The coarse, sparsely occurring veins probably formed above the stockwork mineralisation. The mixed outcrop pattern may be due to fingers of trondhjemitic stoping into the greenstone, the quartz/molybdenum veins occurring either in the pluton rim, or in the stoping trondhjemitic fingers.

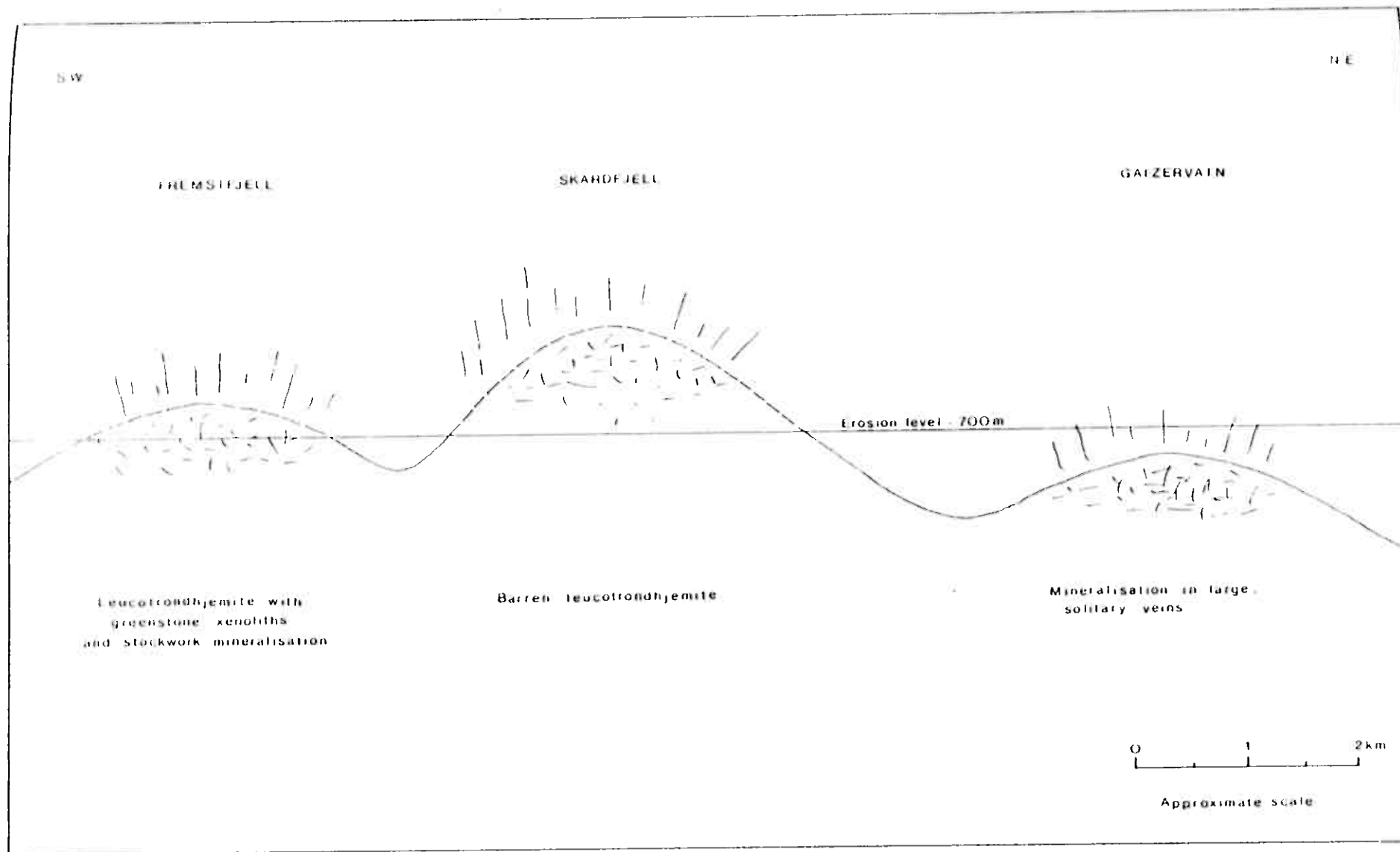


Figure 4: Three Different Levels of Erosion Resulting in the Three Different Types of Mineralisation seen in the Areas.

ORIGIN OF THE CALC-ALKALIC MAGMAS AND OF THE METALS

According to many people (Condie 1976, Gales and Roberts 1974, Ringwood, Sawkins 1976, Sillitoe 1972/1980, Titley and Beane 1981, Vokes and Gale 1976, Westra and Keith 1981), calc-alkalic volcanics are associated with subduction zones and back arc rifting.

The magmas, with their associated metal content, occur due to partial melting of the subducted crust, and the above mantle.

Subduction of the water saturated oceanic lithosphere (originally generated at ocean rises), partially melts at depth, due to frictional heating, and the release of water due to dehydration reactions lowering the solidus of surrounding minerals (Sillitoe, 1972).

The water is carried into the mantle by amphibolites and serpentinites. At depths of < 100 km, amphibolites give eclogite and water, resulting in partial melting and production of hydrous, low-K, tholeiitic magmas (Ringwood, 1977).

Serpentinites are capable of carrying water to depths up to 200 km. From 100-200 km, low-K, then high-K, calc alkaline magmas form, from the partial melting of quartz eclogite.

The metals are thought to originate from the lithospheric plate, particularly the lower part which is thought to be gabbroic in composition, with the higher copper/molybdenum values (Sillitoe 1972, Westra and Keith 1981).

According to Sillitoe (refer to Figure 5, on page 104) molybdenum is one of the minerals to occur furthest from the subduction zone, along with tin.

SUBDUCTION MODEL IN RELATION TO SOUTHERN NORWAY

On the basis of tectono-stratigraphical information, and the age of deformations, the Lower Palaeozoic suture and trench must have lain off the present-day Norwegian coastline. The Benioff Zone would have been dipping in a south-easterly direction, and resulted in Upper Cambrian and Lower Ordovician rocks of a calc-alkalic nature (Gale and Roberts, 1972).

Sediments would have accumulated in a Cambro/Silurian basin of back arc or Japan Sea type.

A tectonic geological history of southern Norway during Cambro/Silurian times is given by Vokes and Gale (1976) and Gale and Roberts (1972).

- 1) Oceanic expansion during the Upper Precambrian and the Lower Cambrian.
- 2) Contraction of the ocean during the Upper Cambrian and Lower Ordovician along a south-easterly dipping Benioff zone. Partial melting giving firstly tholeiitic magmas, then calc-alkali magmas further east. Occurrence of deformation and metamorphism.
- 3) Sedimentation and vulcanism in the Ordovician and Lower Silurian. Incipient nappe emplacement in western Norway during the Middle Ordovician.
- 4) Final ocean contraction in the Middle and Upper Silurian, with obduction of the island arc. Polyphase metamorphism, deformation, and migmatization. Also intrusion of trondhjemites and emplacement of major nappes.

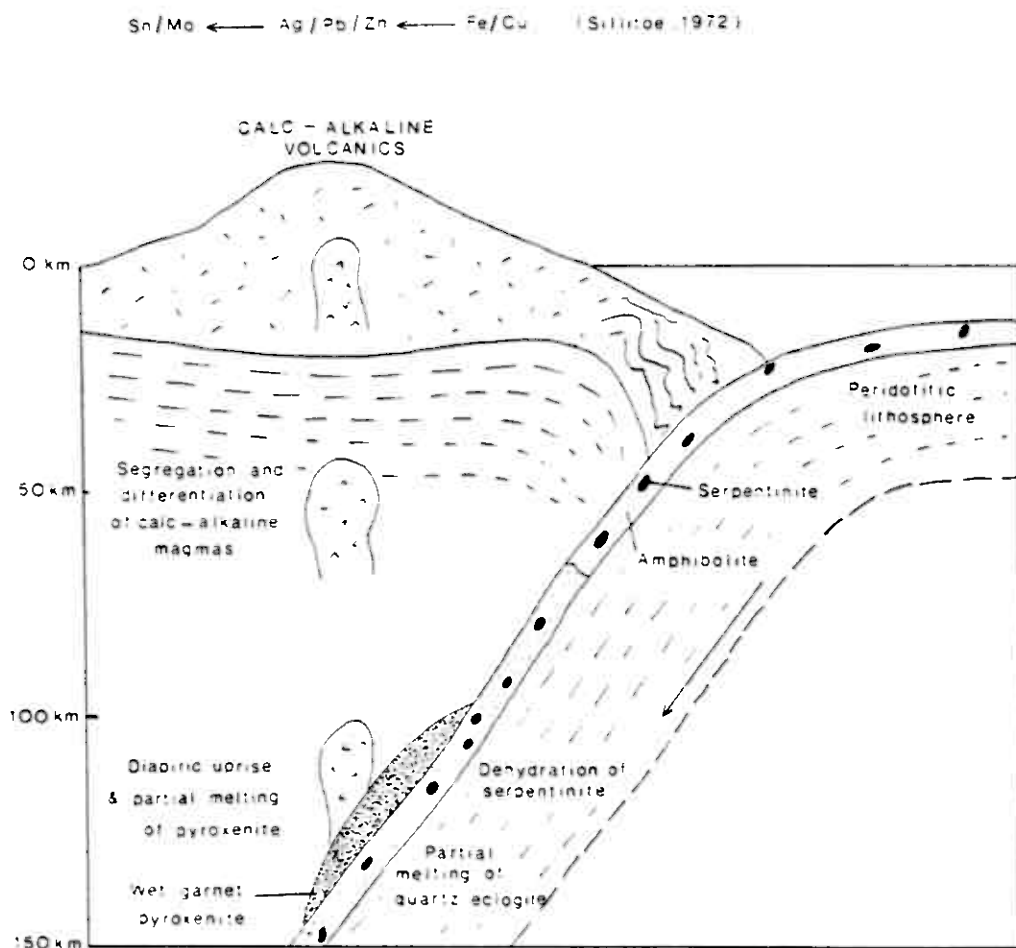


Figure 5: Subduction of Oceanic Crust Resulting in Calc-alkalic Magmas (Based on Ringwood, 1977).

VOLUME AND GRADE OF ORE AT FREMSTFJELL AND GAIZERVATN

Fremstfjell

As mentioned previously, the mineralised area at Fremstfjell covers an area of $160,000 \text{ m}^2$ ($\approx 400 \text{ m} \times 400 \text{ m}$).

The ore grades at the surface were obtained from samples, taken from the six trenches blasted in 1980. Information, about the ore at depth, came from results obtained after nine boreholes (a total length of 1500 m) were drilled in 1981. They were angled at 58.5° , and dipped to the south in order to pass through the ore body at right angles to the cleavage. (The position of both the trenches and boreholes can be seen on the map of Fremstfjell in the back pocket).

Data from boreholes 3, 4, 5 and 6 show that the leucotrandhemite body dips to the north, thickness varying from 75 m in the south to 180 m between boreholes 5 and 6.

In BH5, a greenstone body is encountered from 130-250 m, before passing into leucotrandhemite again. BH4 also shows this pattern, but BH6 runs short before reaching any greenstone. It is possible that a second mineralised body lies beneath the known one (Ryan, 1981).

Leucotrandhemite and molybdenum are encountered at 70 m down BH7 and BH8, occurring as sporadic units with greenstone inbetween. This indicates that the body thins to the east, and also to the west, where the depth of leucotrandhemite in BH1 is 30 m.

The average depth of mineralisation (taking into account the extent of the boreholes) is 84 m, giving an estimated volume to the known ore body of $13,440,000 \text{ m}^3$. More ore may be present to the north, the direction in

which the body is dipping, and also at greater depths than those examined by the boreholes.

The average grades for the ore were:

	Cu/ppm	Mo/ppm
Trenches	395	617
Boreholes	515	180

This gives an overall grade of 456 ppm for copper and 399 ppm for molybdenum.

Gaizervatn

The seven quartz/molybdenum veins occurred over an area of 480,000 m² (800 m x 600 m). No information is known about mineralisation at depth, or the grade of the ore, but, if Gaizervatn is at a high level of the intrusion, drilling might show porphyry type mineralisation below.

Travaux de reconnaissance exploration
of the area north-east of
Gaizervann
D.M. Cauthera / M. Ryan 1983

GEOLOGICAL HISTORY AND ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION

The oldest rocks of the area are those of the greenstones which probably originated as basaltic pillow lavas and tuffs, though no primary volcanic structures were observed. The presence of epidote clasts, taken to represent deformed pillow structures, suggests that the greenstones were erupted into a sub-marine environment. There is no evidence of an ophiolite sequence and it is therefore unlikely that these represent an ancient oceanic floor. It is more likely that these greenstones originated from basalts injected into/onto the crust in a back arc environment. The presence of acid intrusive bodies may be taken to substantiate this theory, in that subsidence, thinning and assimilation of the sialic crust would give a ready supply of granitic magmas.

As the granitic rocks occur as batholithic type intrusions within the greenstones, then they must post-date the latter. However, it is evident that there was more than one episode of granitic injection resulting in the formation of Granodiorites and leucogranites. It is likely that the first phase resulted in the intrusion of the granodioritic masses and was followed closely by the intrusion of the leucogranites which in most areas probably remobilized the granodiorite bodies.

The spotted greenstone, thought to represent a diorite intrusive body, may have been emplaced between the two granitic injection phases, as this itself has been intruded by the leucogranite, and therefore pre-dates it. However, the relationship between the spotted greenstone and the granodiorite was not seen.

The contact between the rocks of the greenstone belt and the metasediments is mainly faulted, there being only one locality where the sediments clearly overstep the contacts between the greenstones and the intrusives (GR 11006). The exact relationship between the two belts is therefore difficult

Bitag 16
Proshchapp 89

to determine. However it is clear that the conglomerate must be younger than the greenstone belt rocks as they contain clasts of their lithologies and physically overlie them. The sedimentary sequence must therefore represent deposition of material derived from an adjacent area where the greenstone belt rocks had been uplifted and were actively undergoing erosion.

The energy conditions in the environment of deposition must initially have been very high in order for the transportation of the large clasts of the conglomerate to occur. However, the distance over which transportation took place was probably fairly short as the clasts are generally angular in shape.

The conglomerates pass upwards into finer arkoses, some of which are cross-bedded and others which seem to have vague parallel laminations. This suggests deposition in an aqueous environment and possibly represents the formation of a beach, against an uplifted land mass.

During the period of uplift, the greenstone belt rocks probably underwent a certain degree of deformation. This, however, has been obliterated by a later phase which effected both the greenstone belt and the sediments.

The later phases of deformation resulted in the NE to SW anticlinal and synclinal folds which are evident both from the photographs on a large scale, and from the outcrops on a smaller scale, although these only seem to occur in the sediments. These folds represent a compressive phase of ductile deformation with forces acting towards the NW and SE and may suggest deep burial.

Rather than any folding being evident in the greenstone belt rocks, extensive tectonic interleaving of the different lithologies, on near horizontal thrust planes is apparent and from rodding directions it seems that movements occurred in a

NE → SW direction. This would therefore suggest compressive forces acting towards the NE and SW and the interfingering may be thus related to an earlier phase of deformation.

The last phase of deformation is represented by the NE to SW trending faults which originate from a more brittle type of deformation resulting in the fracturing of the rocks. This may therefore have occurred at higher levels in the crust.

The cleavages in the greenstone belt rocks and the sediments trend in a NE → SW direction and are likely to be associated with the ductile period of deformation. In the South East of the area (GR 085040) kink bands were observed in the conglomerates and in the acid intrusive. These trended in a NW → SE direction and show that further deformation did take place after the cleavage had developed.

MINERALIZATION AND ALTERATION

Many of the rocks in the greenstone belt show varying degrees of alteration. The most widespread alteration products consist of the minerals epidote, sericite, quartz and chlorite.

Epidote occurs as clots, veins and disseminated grains in the greenstones and also as veins and disseminated grains in the granodiorites. A possible origin for the epidote could be from the breakdown of augite and hornblende through the process of epidotization. This process is favoured in areas where there are shear stresses acting on rocks which are in an environment of fairly low temperature, though it can crystallize in the absence of shear stresses through hydrothermal alteration (saussuritization). The primary minerals, from which the epidote is derived, are likely to have been present in the basic greenstones, and after the segregation of the epidote rich fluids, crystallization would have been likely to occur in any amygdaloides or vugs, or along fractures within the rock mass. This process may therefore be taken to explain the way in which the

epidote clots formed at the vesicular centre of pillow structures, and how the veins were produced. As these fluids migrated through the rocks crystallization also continued within the granodiorites and disseminated grains would have been formed. The absence of epidote in the leucogranite suggests that the latter post-dates the period of epidotization.

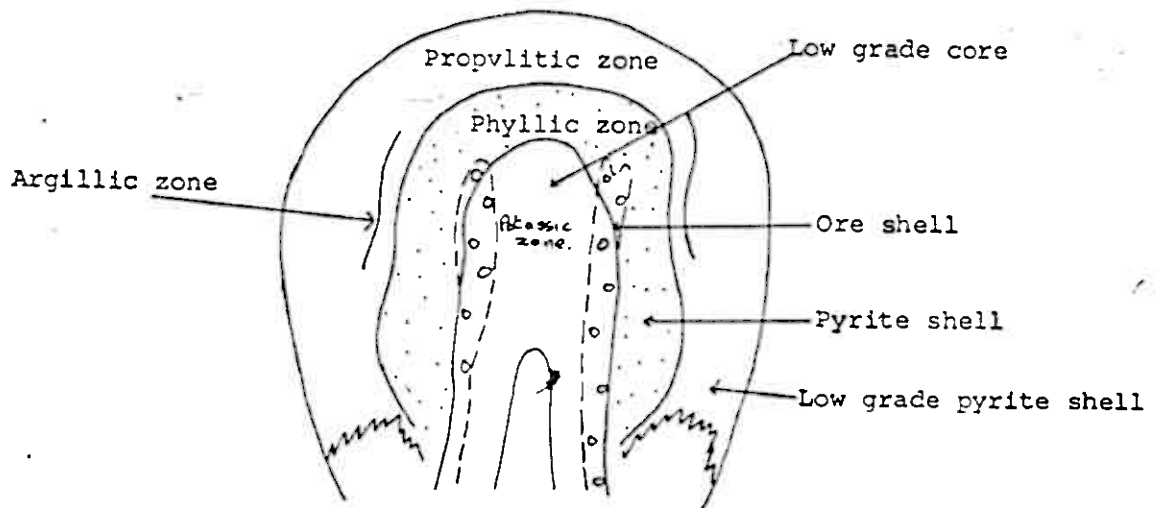
Sericite occurs mainly in the groundmass of the granodiorites and in some of the more deformed or schistose greenstones, taking the form of minute, flake aggregates. The probable origin for this mineral could be from the breakdown of the alkali rich silicates within the granodiorites, resulting in the almost complete resorption of the feldspar phenocrysts. The presence of sericite in the more deformed greenstones, suggests a possible migration of sericite rich fluids from the source areas in the granodiorites down planes or zones of relative mobility.

During this process of sericitization a by-product of the transformation of feldspars and primary mica to sericite is that of secondary quartz.

From the thin sections and field evidence it is apparent that secondary quartz occurs throughout all the lithologies of the greenstone belt which suggests a fairly large input of quartz rich fluids probably unrelated to the sericitization processes.

This secondary quartz occurs in the form of relatively coarse crystalline aggregates or pockets from which veins may radiate cutting through the finer groundmass. From the thin sections it is apparent that these secondary quartz veins and masses contain much less pyrite and generally cross-cut other alteration mineral veins such as the epidote. This suggests that the silicification process was quite a late phase alteration.

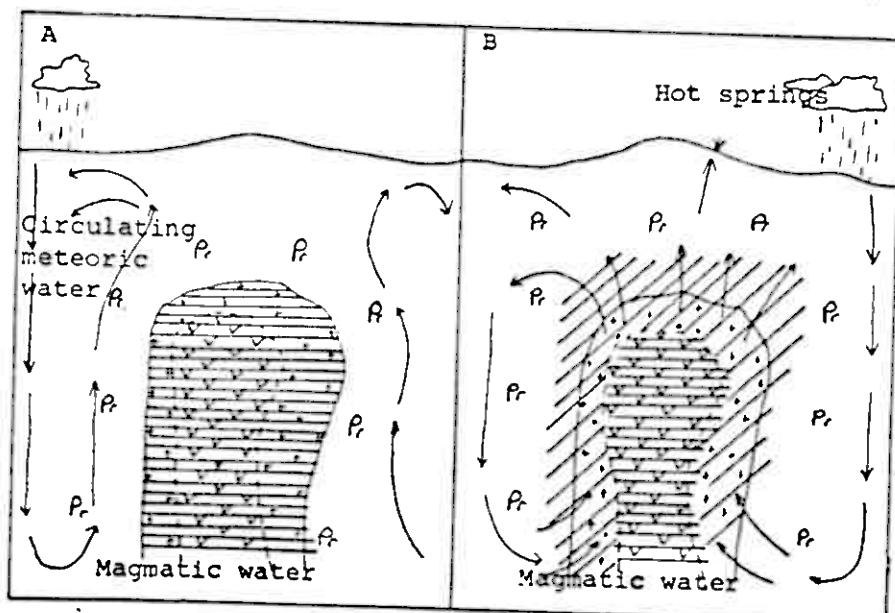
48.
DIAGRAM 7



Hydrothermal alteration zoning pattern in the Lowell and Guilbert model of porphyry copper deposits with the principle areas of sulphide mineralizations shown (after Lowell & Guilbert 1970).

DIAGRAM 8

- | | |
|-----------------------------|-----------------------|
| ☐ Equigranular granodiorite | ☐ Potassic alteration |
| ☑ Granodiorite porphyry | ☐ Phyllic alteration |



Diagrammatic sections through a porphyry copper deposit showing two stages in the development of the hydrothermal fluids leading to the formation of a Lowell and Guilbert type deposit (Sheppard 1977).

THE MINERALOGY OF THE LOWELL & GUILBERT ZONES

TABLE 3

POTASSIC ZONE	PHYLIC ZONE	ARGILLIC ZONE	PROPILITIC ZONE
Secondary orthoclase, biotite mica and chlorite +/-sericite and anhydrite (not always present)	Primary and secondary quartz, sericite. Pyrite - in veins and disseminated minor chlorite +/- illite, and rutile	Clay minerals are dominant. Pyrite in veins only. Primary biotite mica and chlorite (not always present)	Chlorite is common. Pyrite, calcite epidote usually present. Primary mafic minerals (biotite + hornblende) altered partially or wholly to chlorite (always present)
INCREASING DISTANCE FROM INTRUSION →			

Chlorite is much less common than the latter alteration products. However, from the thin section (Diagram 2) it is evident that this mineral was formed after or at the same time as the secondary quartz because individual grains are observed to cut across secondary quartz boundaries. The chlorite may be a result of hydrothermal activity or as a result of the alteration of the mafic minerals. It is much more abundant in the greenstones than the acid intrusives. The presence of chlorite possibly suggests an upgrading of the sericitization processes to potassium silicate alteration where secondary potash feldspar with minor chlorite are produced. This is further substantiated because the common sulphides associated with potassium silicate alteration are pyrite, molybdenite and chalcopyrite, all of which occur in the mapping area.

A model, in which all the alteration processes described occurs has been put forward by Lowell and Guilbert (1970) after they had examined the San Manuel-Kalamazoo orebody and compared it with 27 other porphyry copper deposits. This model demonstrates that the best reference framework to which we can relate all other features of an ore body is the nature and distribution of hydrothermal wall-rock alteration.

Diagram (7) shows Lowell and Guilberts idealized model with generally four alteration zones present around the ore deposits. Table (3) shows the main characteristics of each zone.

As most of the granodiorites and leucogranites contain quartz, sericite and pyrite it is likely that these lithologies were part of the phyllic alteration zone, but in other models this is known as advanced argillic alteration. In the case of the greenstones, these rocks contain much more epidote and chlorite, and though this situation may be a result of the original composition of the rock, according to the Lowell and Guilbert model it is suggested that the greenstones are from the propylitic zone, and were therefore further afield from the mineralization centre.

In Diagram (8) which shows the two stages in the development of the hydrothermal fluids, the relationship between the intrusive rocks and the importance of circulating magmatic water is apparent. After the intrusion of the porphyry body solidification occurs and a magmatic hydrothermal solution evolves. This then reacts with the porphyry and country rocks resulting in the potassium silicate alteration zone. In this way it is thought that the metals were introduced, and therefore would be found in greater concentration in this central zone. Further out from the intrusion convective circulation of the water in the country rocks results in the propylitic alterations.

From other actively worked molybdenum deposits, it is apparent that there is a close spatial association of the ore bodies with the potassic zone of alteration eg. the Henderson and Climax deposits. It is possible that the rocks in the Gaizervatn - Pervatn area are part of the phyllic and propylitic zones and may therefore surround or overlie a potassic zone in which the metals should be more concentrated.

ECONOMIC CONSIDERATIONS AND FURTHER WORK

From the evidence collected so far the present author thinks it is unreasonable to attempt to make any economic viability decisions, without further work being carried out. So far no copper or molybdenite ore body has been found and the stockwork and disseminated occurrences are too widely distributed to allow the opening up of the area. However, the presence of these minerals, as they occur on the surface, suggests that there could be greater concentrations, and even an ore body, buried at depth. If an ore body is present, the exploration geochemistry carried out by Grong Gruber A/S has not picked it up. It did, however, show three areas where molybdenum and copper were rather more abundant in concentrations, occurring by the Rusty Cliff locality (GR 100090), at (GR 220190) and in the area round (GR 380350).

Further work which should be carried out would be the techniques of trenching in the three mineralogical areas shown on the geochemical anomaly maps, with the trenches running North West to South East across the geological grain. Also bore holes need to be drilled, especially in the Rusty Cliff locality, which shows the greatest degree of mineralization on the surface. This would show whether mineral concentrations increase with depth and give further information on the geology in general, which could then be related to the Lowell - Guilbert model.

Considerations about Cu-Mo mineralization in theFremstfjell - Skardfjell - Gaizervatn areas, Grong District1. Introduction:

The Fremstfjell - Skardfjell - Gaizervatn and surrounding areas were mapped by the NGU at a scale of 1:20 000. During 1973-4 Mo occurrence were discovered in the region and various geological researches were carried out subsequently, with special regard to the Fremstfjell mineralization (that is detailed mapping, stream geochemistry, IP, trenching and drilling). I got the opportunity to review their results during examination of several reports (Ryan and co-workers 1980, 1982, 1983, Ihlen 1985) and BSc theses (Hocking 1982, Enderby 1983, Cawthera 1983, Samson 1983).

Bilag 17 Prosjektrapport 89
Considerations about Cu-Mo-
mineralization in Fremstfjell-
Skardfjell-Gaizervatn.
S.Vlød 1989

2. Geological setting:

The rocks of the investigated areas pertain to the Gjersvik igneous complex (volcanic greenstones, plutonic rocks of gabbroic-dioritic and granodioritic-trondhjemitic type) belonging to the Gjersvik Nappe, that was thrust over the Leipik Nappe (Ofstedahl, 1980).

This is an island arc subduction related setting with magmatism evolving from tholeiitic to calc-alkaline character. The basic volcanics were intruded by a "composite" pluton of large size, consisting of basic-intermediate differentiation products (diorite,

meladiorite) up to tonalitic ones (trondhjemite/granodiorite, leucotondhjemite), cut by final doleritic dikes. Both gabbroitic and greenstone xenoliths occur within the felsic rock types.

Ihlen (1985) mentioned also a red kalifeldspar bearing aplite and two other rock types of uncertain origin intruding the trondhjemite in the Fremstfjell area.

This assemblage was metamorphosed in the greenschist facies and deformed during Silurian emplacement of major nappes; a latitudinal oriented foliation and similar striking shear zones are characteristic of the region.

3. Metallogenesis:

A stockwork-like mineralization parallel to the regional foliation occurs at Fremstfjell within the leucotondhjemites. The alteration is described as sericitic, siliceous, propylitic and kalifelsparic.

Barren quartz $\pm$ kalifelspar, epidote or mineralized quartz + molybdenite, pyrite, chalcopyrite $\pm$ magnetite, sphalerite veins are found in this area. The ore grade is 0,05% Cu and 0,04% Mo. At Skardfjell only occasional thin pyrite veins were found in a felsic plutonite, where as the greenstones contain pyrite + chalcopyrite mineralization. The alteration products of the felsites are epidote and kalifelspar.

At Gaizervatn the porphyric felsites contain molybdenite + quartz veins, 2 cm to 1,5 m wide that can be followed up to 50 m along the strike in the area named Rusty Cliff. These veins show a conspicuous

pinch and swell character. Besides mineralized veins carrying also pyrite, chalcopyrite, magnetite, barren epidote, kalifelspar and quartz veins do also occur. The alteration is siliceous or sericitic.

Enderby (1983) proposed a genetic model linked to a porphyry mineralization system, with Skardfjell as deepest level, Fremstfjell as a higher and Gaizervatn as highest level. Ryan et al (1983) mapped the mineralized area at Fremstfjell and found a central zone of molybdenite + chalcopyrite + pyrite surrounded by outer molybdenite + pyrite and outermost pyrite zones in relation with leucotrandhemite that can be of late magmatic or early metasomatic origin. They claim that accurate mapping of alteration patternen is difficult to do and no regular alteration zoning was found through the mineralized areas.

It is worth mentioning also that sericitic and siliceous alterations are pervasive in foliated leucotrandhemite rocks.

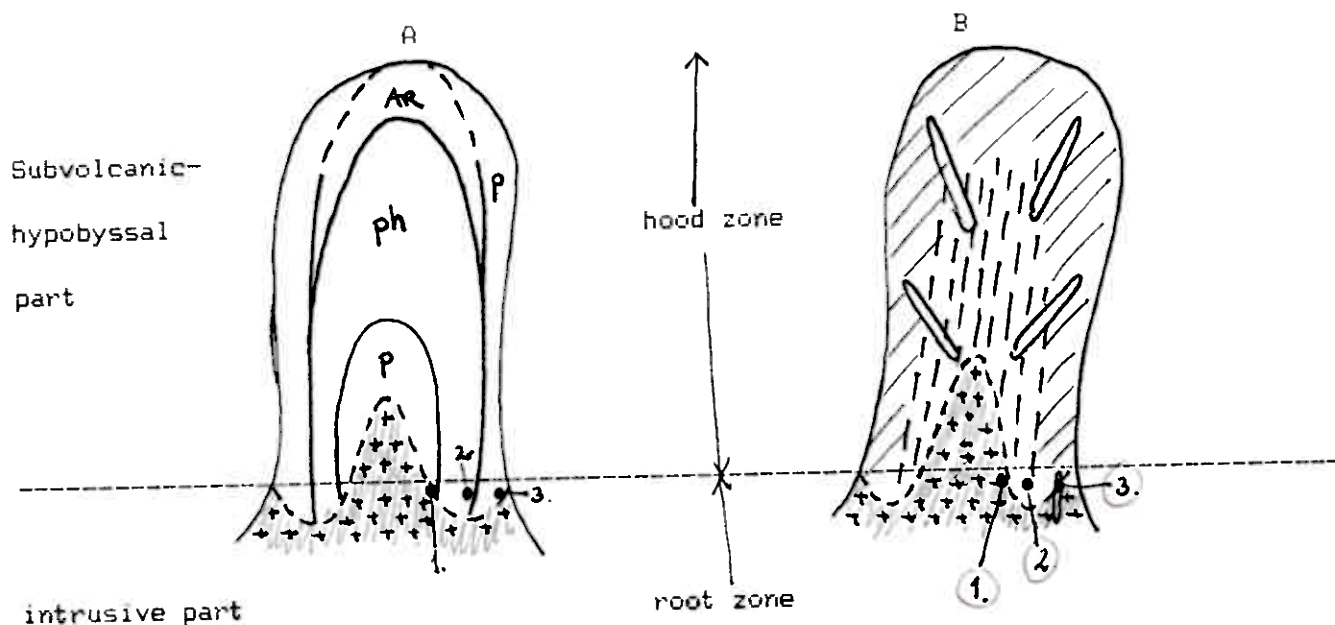
4. Comments:

The ore deposition in the investigated area exhibits spatial and genetic differentiation. Pyrite ± chalcopyrite mineralization is found in the greenstones that belong to same complex enclosing the significant Cu-pyrite massive sulfide deposits at Skorovas and Gjersvik. Molybdenite mineralization with associated pyrite, chalcopyrite, and even magnetite and sphalerite is located in final differentiation products of the "composite" pluton. The Mo-Cu ore is low grade and occurs as veins or sets of veinlets clustering near

the border of the large pluton, parallel with the regional foliation and shear zones. The relation between this mineralization and the alteration is not clear.

Also, the works mentioned did not take into account, the significance of the major deformations in metallogenesis. The marginal ore distribution along alignments parallel with the foliation, the pre-foliation molybdenite + quartz veins streaking out and cut by post-foliation molybdenite + pyrite + quartz veins described by Hocking (1982), the pinch and swell pattern of the veins at Rusty Cliff, the pervasive sericitisation in both foliated felsic and greenstone rocks (Enderby 1983, Cawthera 1983), all this seem to indicate mobilisation or remobilisation during major thrustings similar to Alpine "tectogene mineralizations" (e.g. Au or complex mineralizations from the Basement napps of the Carpathians, in Vlad 1986). Unfortunately, lack of micro- and macroscopic detailed studies and of additional geochemical - tectonic investigations, do not permit to assume the part played by major deformation events in accomplishment of the present-day exposed magmatic-metallogenic system related to the "composite" pluton.

Anyhow, since the tonalite related ore formation is pre-collisional, I suggest that the exposed structure could be related to the following models (see fig 1 for position of the localities in the models).



++ fresh intrusion

p potassic alteration

ph phyllic alteration

Ar argillic alteration

P propylitic alteration

+++ fresh intrusion

/// pyrite halo

|||| stockwork mineralization

(if porphyry Cu-Mo system, then Cu upwards and Mo downwards)

/ vein mineralization

1 - Skardfjell, 2 - Fremstfjell, 3 - Gaizervatn

Fig.1 - Porphyry system (Lowell and Gilbert model, stockwork type) and possible spatial distribution of Fremstfjell - Skardfjell Gaizervatn mineralization. A. Alteration. B. Mineralization.

- a) Root zone of an eroded porphyry system. An example of this kind is given by Vlad (1983) at Oravita, Banat, South Carpathians where in equigranular granodiorite plutons contain similar quartz + molybdenite $\pm$ chalcopyrite, pyrite and quartz + epidote + kalifelspar veins as well as small and random distributed areas of phyllic and propylitic alterations. Detailed drilling and mining research in that area indicated only subeconomic Cu ores (0,1 - 0,2% Cu) at the periphery of the pluton. As concerning the investigated pluton in the Grong region, it seems to exhibit a rather similar erosion level at Fremstfjell, Skardfjell and Gaizervatn; it is to be mentioned that Fremstfjell would be the site of the lowermost porphyry system with typical phyllic and propylitic root alteration and stockwork-like ores, where as Gaizervatn is a peripheric chilled part of the pluton, exhibiting porphyric textues. In the hood (upper) part of a porphyry Mo or Cu-Mo situated in an plutonic apex and having typical concentric alteration zoning (fig.A), the pyrite halo $\pm$ vein and Mo or Cu-Mo (Cu upwards, Cu-Mo downwards) stockwork is probably eroded (fig. 1B).*

- * According to Hollister (1978) the subduction related porphyry Mo deposits are assigned to the Lowell and Guilbert model, stockwork type, but the alteration is different from the potassic - phyllic - argillitic - prophyllitic suite of similar porphyry Cu-Mo deposits. The zoning from the fresh core outwards shows a quartz - muscovite greisen, followed by potassic alterations (including a quartz-topaz or fluorite subzone), phyllic alteration (including a topaz-magnetite subzone), argillic and propylitic alteration. The mineralization is

found in the potassic and phyllic zones; outer zones enclose a pyrite halo or base metal - Bi - Ag veins whereas the greisen have Mo-W veins.

Since porphyry Mo can be economic at Mo > 900 ppm and porphyry Cu-Mo at Mo > 100 ppm in openpit mining (e.g. Hollister 1978, Vlad 1983), there is no major economic expectancy in the investigated area according to this interpretation.

- b) Mo-quartz vein mineralization compare with the South Apuseni Mountains island arc setting (Vlad 1986) which underwent subsequent major deformations. In such a case, Mo-Cu mineralization in Fremstfjell - Skardfjell - Gaizervatn area does not belong to a porphyry system. Lack of zonal alteration pattern and evidence of "siliceous" and "sericitic" formation along foliation areas, support this interpretation. Reference to the South Apuseni Mountains setting is given below:

- island arc basaltic lavas contain small deposits of Gjersvik - Skorovas type and are intruded by "composite" plutons of the dioritic - granodioritic - granitic evolution trend;
- the youngest granitic intrusive event, contains Mo veins (molybdenite + pyrite + chalcopyrite + quartz) and minor Pb-Zn veins at the periphery, as well as minor and random distributed potassic, phyllic, propylitic alterations and stockwork-like mineralizations;

- the apical portions of the intrusion were eroded. According to such interpretation further investigation of the pluton in the area is somehow more encouraging in order to search exploitable Mo-veins.

Due to the level of erosion and the deformation in the region, it seems however likely that the ore potential is not of real major economic interest.

5. Proposals:

Under above mentioned circumstances, further investigations are to be focussed on the following:

- reconnaissance and/or detailed mapping of areas of magmatism generator of the Mo-mineralization, (that is W-NW of Fremstfjell, see map by Kollung, 1979), and its geochemical and metallogenetical study.
- investigations about the significance of the major deformations in the Mo metallogenesis (field and laboratory studies concerning tectonics, as well as opaque minerals and especially "sericite" mineralogy).
- complex (geologic, geophysic, geochemical, mining, drilling) exploration of the Gaizervatn area that seems to represent the

most promising mineralization type according to the interpretation "model b" in order to precise the extension of the ores and to estimate reserves.

- investigations especially of geochemical prospecting type in the greenstones to see if Au mineralization can be found (Au and Mo-sources are commonly not like each other. As a result, basic rocks may represent Au protores, but Au could be remobilised from them and concentrated by subsequent magmatism, e.g. Tertiary porphyry Cu-Au systems penetrating the island arc basalts (Vlad 1986).

7894 Limingen, 21.10.1989

S.Vlad (sign.)

Reference published:

- Hollister VF (1978) - Geology of the porphyry copper deposits of western hemisphere, Amer.Inst. Min.Met.Petr.Eng.New Your, 219 p.
- Kollung S (1979) - Stratigraphy and major structures of the Grong district, Nord-Trøndelag, Norges Geol.Unders., 354, 1-59
- Oftedahl C (1983) - Geology of Norway, Norges Geol.Unders. B56, 54, 7-113
- Vlad S (1983) - Geology of porphyry copper deposits (in Romanian) Ed.Ac., Bucuresti, 156 p.
- Vlad S (1986) - The Romanian Carpathians, Alpine Geotectonic evolution and Metallogeny, Schrift. Erdwis. Komm. Oster. AK, Wiss, 8, 113-176

Helianomali nr. 19 (f.f. 357.501 - matt).

Målemetode: SP. Ingen anomalier.

Helianomali nr. 21 (f.f. 357.504 - matt).

Anomalien funnet ved minigun. To topper. Fant Tynn py-stripe sammen med Fe-kvartsitt på sydligste anomalitopp, ingenting på den andre.

Anomalien bør sjekkes med VLF/APEX.

Helianomali nr. 22 (f.f. 357.502 - matt).

Målemetode: SP. Ingen anomalier.

Helianomali nr. 32 (f.f. 357.704 - matt).

Målemetode: minigun, VLF, SP. Rasket på VLF-anomalien og fant 20cm py-sone (vasskis) samt 5cm mt.

Helianomali nr. 33 (f.f. 357.704 - matt).

Målt, rasket og funnet py-sone i 1973. VLF-profilen ga annen anomalitopp enn gun-målingene, men i dette tilfelle ga minigun korrekt anvisning.

Helianomali nr. 36 (f.f. 357.806 - matt).

Målemetode: SP. Rasket og funnet tre tynne py-striper i grunnstein.

Helianomali nr. 42 (f.f. 357.806 - matt).

Målemetode: SP. Mange svake anomalier og APEX-topper. Ikke rasket.

FREMSTJELL.

1974

- a) Geolog Gale fant en tynn cpy-stripe i SV-kant av et lite tjern kalt "Asketjern" på D. Smiths anomalikart fra Mo/Cu-prospekteringen. VLF-målinger ga ubetydelige utslag over sonen som lokalt når opp i 10 - 15cm's maktighet, men forøvrig er en ubetydelig cpy-stripe. F.f. 357.1206 - glansa.

Bilag 18
Prosjektbrapp 89

- b) Mo/Cu-impregnasjonssonen på Fremstfjell ble befart sammen med Gale, Smith & Co. Mitt inntrykk er følgende: prøvetakingen av jord, bergart og humus har gitt til dels sterke anomalier såvel på denne sonen som på enkelte andre lokaliteter. Anomaliene skyldes mineralisering i dagen. Fjellet er for det meste godt blottet, og det en kan se av py/Mo/Cu i dagen er svært tynne saker. Det tyder på at konsentreringen i bekkessedimenter og jord har vært sterk. Enkelte større Mo-anomalier forklares av mindre lokaliteter med $\sim 1\%$ Mo i kvarts. De sterke Cu-anomaliene er uopklarte. Videre Undersøkelser bør i første omgang ta sikte på å undersøke Fremstfjellsonen ved røsking for å få begrep om gehalter i friskt fjell og variasjoner innen sonen. Forevrig henvises til Gales rapport.

- c) Vi fant en tynn py/mt-stripe nord for Luvstjerna og måtte klatre VLF-profiler. Sonen som kan følges mer enn én kilometer inn mot Mo/Cu-sonen på Fremstfjell, ga svært svake anomalier. Analyse av py-prøve ga 0,2% Cu, 0,0% Zn.

Lenger opp i skråningen mot Skarvfjell ble observert to andre rustsoner. Analyser av kis fra den nederste ga 0% Cu og Zn.

F.f. 357.1208 - glansa.

SMÅVATNAN.

Det ble boret fem hull på anomalier fra turammålinger i 1973. Bare malmsonene er logget, de er dessuten analysert på Cu, Zn og Fe.

Resultater:

Bh.	Koordinater	Helling	Interv.	Beskrivelse	%Cu	%Zn	%Fe
1		90°	30,00 39,00	Gr.st.. enkelte blåkvarte/mt-striper. Skilfr. 50 - 60°			
			40,51=1,51	Gr.st. m. po/py-str.	0,02	0,00	12,2
			50,00	Gr.st.			
2		90°	40,00 43,00=3,00	Gr.st. m. po/py-imp.	0,01	0,01	6,4
			54, -5	Massiv kr.st.			
			71,70=16,35	Gr.st. m. po/py-imp. og po/py-vev i soner på opptil 1m's mest.	0,01 - 0,04	0,00 - 0,1	3,3 - 35,2
3		60°	110,00 118,25	Gr.st. m. mt-striper og -imp. 60 - 70°.			
			119,70=1,45	Po/py-striper i gr.st.	0,02	0,02	13,9
			121,62	Gr.st.			
			122,57	Po/py-vev og -imp.	0,02	0,01	24,8
			130,00	Gr.st.			

igjen å gi et anomalidrag. Her er grensen tektonisk, og anomalien har en slepp/knusningssones karakteristiske trekk, slik at den geologiske grense nok har gitt anomalier.

I mellom disse to markerte drag, har man et meget uregelmessig bilde, som sikkert reflekterer uregelmessigheten i pyrittiseringen.

Mest interessant er likevel den østre del av måleområdet. De markerte VLF-anomaliene her må følges opp. En bekk umiddelbart øst for anomaliene, er den som har den høyeste Cu/Mo-gehalter i bekkesedimentene.

Geokjemiker Smith ved NGU foretok en befaring til Gaizer-feltet i -75. Han fant Mo i fast fjell to steder (antagelig de samme som Gale tidligere har funnet). Anomali-området er blitt noe begrenset ved reanalysering av bekkesedimenter, men er stadig til stede. I bekken fra Gaizeren til Trappvatnet har man en kraftig Mo-anomali og i bekken langs målefeltet i øst, har man ett anomalt punkt. Det ser i det hele ut som om den mest interessante del av området ligger S for måleprofil 100V. Anomaliene (Cu/Mo) lenger nord mot Stor-Gaizeren er ennå ikke undersøkt.

B. Mindre undersøkelser

I området østre Lillefjellet rett syd for Grøndalen, ble det i 1971 på bakgrunn av høye bekkesedimentanomalier, målt med TURAM for Skorovas Gruber. Man fikk en rekke anomalier av forskjellig styrke, utstrekning og ledningsevne. De mest interessante syntes være de i den sydlige delen av målefeltet.

I 1975 ble den sydlige delen av måleområdet undersøkt. En rustsone like N for Langvann viste et 0,4 m mektig mineralisert drag men bare py er sett. En kraftigere anomali helt sydligst følger en rustsone. Det er her 0,5 - 1 m med py-impregnasjon. Dessuten finnes grafitt. Det er videre rasket på en rustsone ca. 1 km lengere vest. Denne er 0,5 m mektig men bare med liten utstrekning, sammenhengende som flekker kommer sonen igjen over minst 800 m. Den fører pyritt og noe grafitt. Felles for de undersøkte punkt er at de gir bare svake APEX-anomalier. Anomalien fører ingen interessant mineralisering.

Ved Grøndalselva, ca. 1 km ovenfor samløp med Skorovaselva, kom det ved heli-målingene i -74 fram en anomali. Denne ble fastlagt på bakken med 2 VLF profiler. Det er kommet fram en kraftig anomali som tyder på godt ledende anomaliårsak. Man har ikke kunne påvise årsak til anomalien.

VI

TRONDHJEMITT-OMRÅDET

1975

Området hadde ved tidligere års geokjemiske og geologiske undersøkelser vist seg å føre en Cu/Mo-mineralisering som nok var tynn, men som måtte undersøkes noe videre. Det var fastslått at mineraliseringen for en stor del syntes konsentrere seg på grensen mellom vulkanitter (grønnsten) og det store trondhjemit-intrusivet i søndre del av Grongfeltet. Mo syntes ha affinitet til trondhjemit-fasen og Cu til grønnstensfasen.

Bilag 18
Prosjekt opp 89

Det ble besluttet i -75 å få nærmere kjennskap til de mineraliserte områders detaljgeologi og til å følge opp de geokjemiske anomalier man hadde registrert. Undersøkelsen ble lagt opp som et samarbeidsprosjekt med NGU, hvor vi for en måneds periode stilte T.H.Tan til disposisjon for kartlegging og oppfølging av anomalier, samt tok oss av mindre oppgaver. NGU på sin side stilte en geokjemiker (D.Smith) og en assistent, og foretok innsamling og analysering av et stort prøvemateriale samt geologisk kartlegging. En del av dette ble bekostet av Grong Gruber. En samlerapport om undersøkelsen vil foreligge i mai -76.

I første omgang ble det samlet inn en del supplerende bekkesedimenter i et område, ca. 1 km bredt inne i trondhemitten, langs grensen til grønnsteinen. Analysene av disse prøvene viser igen nye, markerte anomaliområder og at både Cu og Mo-gehalt er svært lav når man kommer et stykke inn i trondhemitten.

Tan kartla i området mellom Skarvfjell i S og Nesåpiggen i nord. Bergartene består vesentlig av grove til middelskornete trondhemitter. Mellom Langløftvann i øst og Reinsjøen i vest, går det inn en kile med grønnsten. Denne kan også såvidt finnes igjen på vestre side av Reinsjøen. Trondhemitten i nord har en randzone av diorittiske og gabbroide bergarter, hvilket er i samsvar med resultatet av kartleggingen til engelskmennene lenger nord. På Skarvfjell er det også en grønnsten men denne er lite undersøkt av Tan.

I forbindelse med keratofyriske lag i grønnstenene SØ for Reinsjøen (og i grønnstenen) finner man en ganske utstrakt sulfidmineralisering. Hovedmineralet er pyritt, men koppekis kan også sees her og der, i forbindelse med keratofyren, alltid i svært liten mengde. Mineraliserte prøver av grønnsten og keratofyr ble analysert:

	<u>Cu%</u>	<u>Zn%</u>	<u>Fe%</u>
a. Grønnsten	0,01	0,00	8,5
b. Grønnsten/keratofyr	0,00	0,00	9,1
c. Dioritt/grønnsten	0,18	0,00	26,5

Mineraliseringen er helt uten interesse. Det kan også nevnes at Tan fant en cpy-mineralisering på grensen grønnsten/dioritt rett N for Langløftvann, analyse C i tabellen over.

Molybdenglans er utelukkende funnet av Tan inne i trondhemitten, på 2 lokaliteter SV for Nesåpiggen. I det ene tilfellet finnes Mo på tynne glidespeil og i det andre som små, isolerte flekker i trondhemitten. P.g.a. dårlige værforhold, fikk han ikke gått over alle Mo-anomalier i Nesåpiggen. Oppfølgingen bør gjøres ferdig og man må finne hvilken utbredelse Mo-lokalitetene har.

Man har hele tiden vært klar over at feltet i Fremstfjell, rundt Smaltjern, har vært det mest lovende objekt innen hele "Cu/Mo-provinsen". I 1975 arbeidet Smith i dette området. Bilag 22 viser utsnitt av Mo-bekkesedimentkart over Fremstfjell.

Smith har kartlagt i området og finner det mere komplisert enn man tidligere har antatt. Det er tydelig at også i dette området er trondhemitten en sammensatt intrusjon som blir mer gabbroid mot grønnstengrensen. Man finner forskifringer, klorittiseringer,

seritiseringer og epidotisering og man har lyse gjennomsettende ganger. Grensen mot grønnsten er på ingen måte så klar som det framgår av Gale's kart.

Smith har funnet Mo-mineralisering i fast fjell flere steder i Fremstfjell; som regel opptrer Mo på kvartsganger fra 1mm til 10cm tykke. Gangene finner man alltid i trondhjemiten i forbindelse med forskifringer og svært nær kontakten mot grønnsten. Py opptrer gjerne også i disse gangene. Noen steder forekommer også MoS_2 som tynne filmer på sprekker i trondhjemiten.

Ved Amøbetjern opptrer disse filmene sammen med en tildels rik kopperkis, samt noe py og magnetitt.

Ved oppfølging av anomaliene i området kunne Smith ved hjelp av rasking og sprengning, konstatere opptil 0,5% Mo ved Smaltjern. De tre stedene hvor det i 1975 ble sprengt, viser alle høyere Mo-verdier enn hva hammeravslåtte prøver viser.

Andre lokaliteter med sulfidmineralisering viser at man kan ha opptil 10% Cu i lokaliteten ved Amøbetjern. Ved Kroktjern finner man 1% Cu og mineraliseringen er en blanding av magnet-/kopper- og svovelkis. Interessant er at man også ved Kroktjern har funnet en løsblokk med 2% Zn og 3% Pb. Pb er ikke funnet i fast fjell, men ved Svingbekken har man en lokalitet som fører 0,18% Zn. I grønnsten som er funnet vest for Reinsjøen, er det påvist en svak cpy-mineralisering.

Undersøkelsene har vist en rekke mindre mineraliseringer som det er vanskelig å si noe om utstrekningen av. Det er helt klart at der man har høye verdier i bekkesedimenten, finner man i Fremstfjellet også en mineralisering som årsak. Det ser også ut som Cu- og Mo-mineraliseringen er noenlunde uavhengig av hverandre og Smith antyder at de er resultat av mobilisering under metamorfose.

Det har vært vanskelig å påvise molybdenglans i overflaten. Smith's teori for dette går ut på at Mo er knyttet til lange smale kvartsganger, hvor MoS_2 har ved forvitring løst seg opp i overflaten. Is-sprengning har ødelagt det gjennstående kvartsskjelett, slik at man nå bare finner lange, rette og dype bekker (Nålbekken, bilag 22) med et lite vann, som eneste indikasjon på kvartsganger. I bunnen av bekken finnes nå bare blokker og annet materiale. Funnet av løsblokker med Mo i slike bekker, bekrefter teorien, sier Smith. Smith foreslår at man ved diamantboring forsøker å få opp prøve fra sonen et stykke under de aktuelle bekkene. Smith søker også på at det uten minst et slikt hull, vil det bli vanskelig med en videre vurdering av mineraliserings-typen og derfor også det mutingsområdet man har i Fremstfjellet.

Dog vil det nok være uriktig å sette igang slik boring på slike usikre premisser. Geofysikk bør også vurderes før man går videre. I 1974 foretok Ø. Pattersen en orienterende VLF-måling med 2 profiler i Amøbetjern-området. Disse målingene er ikke presentert før og er derfor vist i bilag 23. Sonen det ble målt på er en ubetydelig cpy-stripe som kan lokalt komme opp i en mektighet på 10-15cm. Måleprofilene i bilaget bekrefter at det er svake og dagnære ledere. Det framkommer 2-3 ganske klare ledere, selv om de er svake. En av dem er fulgt av magnetometer-anomali. Den sydligste av sonene synes i følge imaginærverdiene å være

- 52 -

mineralisert. Årsaken kan være sprekkesoner med varierende mineralisering.

Etter dette synes det som VLF er nyttig og kan være med på å kartlegge interessante soner og det antas derfor at VLF bør måles i Smaltjern-området som det første skritt i videre arbeid i dette området.

VII NØ-N-OMRÅDET

1975

A. Renselvann-sonen (Dergafjell-sonen)

Etter at det ble klargjort at NGU's geo-rek-lag ikke hadde undersøkt det best mineraliserte skjerpst vest for Renselvann, ble det målt her i 1974 med VLF. Betydelige anomalier ble registrert over 300 m og disse skapte interesse for videre undersøkelse av sonen. Sonen ble til å begynne med kalt Renselvannsonen, men etter at den geologi som sonen er knyttet til, viste seg å være meget utbredt rundt Dergafjell, har man kommet til at Dergafjellsonen er en bedre beskrivende betegnelse.

Kollung kartla området regional-geologisk i 1974. Resultatene av dette viser at de eldste bergartene er Dergafjellkvartsitten som strukturelt ligger øverst. ^{under} Denne ligger en tynn glimmerskifer, ikke utviklet over alt. Derpå følger Tjopasi-gruppen med vesentlig vulkanske bergarter. Også denne er sterkt varierende utviklet, som oftest av liten mektighet.

Over denne gruppen ^{stratigrafisk} følger så kalkrike fyllitter. Det er i disse mineraliseringen ved Renselvann er lokalisert. Kalkfyllitten kan deles i tre typer med relativt vage overganger mellom typene. De varierer mellom kvartsrike og kalkrike, også med hånd av metasandsten. De siste er av tilsvarende type som Blåsjøfyllitten i Sverige og kan føre grafitt. Stratigrafisk synes den kvartsrike kalkfyllitt være eldst.

Kalkfyllitten har en stor utbredelse. De er kartlagt som en sone av vekslende mektighet vestover langs hele Huddingsdalen og bøyer nordover ved Vekteren. Kollung har også kunnet påvise de samme bergarter omkring et mindre skjerp syd for Gollomsvann.

I 1975 foretok Kollung mindre justeringer i geologien. En yngre fyllitt i Tjopasigruppen er delvis overført til kalkfyllittene. Forøvrig foretok Kollung undersøkelse av mulighetene til et skyvedekke på grensen Dergakvartsitt/overliggende bergarter. Ut fra hans felt-observasjoner synes eksistensen av et større sammenhengende skyveplan være tvilsomt.

Forholdet mellom Rantsergruppen og Huddingsdal-vulkanittene ble også mer klargjort av Kollung. Det synes nå som tuffene i Rantsergruppen har forbindelse med Huddingsdal-vulkanittene, og at de sistnevnte og Rantserfyllitten må betraktes som to adskilte grupper.

Da mineraliseringen i skjerpst V for Renselvann var av en svært interessant type og at den tydelig var knyttet til et bestemt nivå i kalkfyllittene like under Dergafjell-kvartsitten, ble det besluttet å sette NGU til å måle med VLF over skjerpst og det

IV. TRONDHJEMITT-OMRÅDET.

Lite arbeid ble utført i dette området siste sesong. To korte turer, den første til Amøbetjern og som ble ødelagt av særdeles dårlig vær. Den andre - i september - til Smaltjern - en dags arbeid i snøbygger og ellers sure forhold.

Amøbetjern ligger sydvestligst i Fremstfjell-feltet (bilag 2). Her er observert ganske sterke sprekkefyllinger med Cu, og analyseprover fra disse viser høy Cu-gehalt. I et forsøk på å finne ut om disse sprekkeene har noen utbredelse, og om de gir noen geofysisk respons, ble det målt tre profiler med VLF (bil. 8).

Målingen gir bare svakt antydende anomalier på forskjellige koordinater på profilene. Anomaliene er usikre og kan henføres til både stort dyp og dårlig ledningsevne. Det er i alle fall klart at innen dette området er neppe VLF noen god oppfølgelsesmetode. Selv ikke pr. I som går like ved mineraliseringen ved Amøbetjernets SO-ende, er ikke framkommet med noen klar anomali. Det kan innvendes at det burde vært kortere avstand mellom målepunktene (her 25 m), men tror neppe en innkorting gir vesentlig bedre anomalier.

Konklusjonen blir derfor at dette feltet nok er geokjemisk interessant, mens det geofysisk tyder på svært begrensede utbredelser på mineraliseringen.

På sydsiden av Smaltjern, midt i Fremstfjellområdet (bilag 2) ble det stukket en basislinje for de geofysiske målinger. Dette er sentralt i det området som geokjemisk (og delvis også i fast fjell) har vist interessante indikasjoner på molybden - mineralisering med noe kopper. Det var indikert på forhånd at mineraliseringen kunne være knyttet til øst-vestlig gående sprekker. Feltet ligger i trondhemitt-massivets rand, med mye opptredende grønnstensmateriale innblandet.

Det ble målt VLF med to instrumenter. (EM 16 og Paulsens). Instrumentene som begge brukte stasjon NAA, har gitt forskjellig størrelsesorden på måleresultatene, men det synes som de samme trender framkommer på begge (bilag 9).

Nord for Smaltjern viser målingene lite av interesse. Et mindre rust-felt har gitt anomali, men rusten her synes høre til små rustsoner av liten lateral utbredelse.

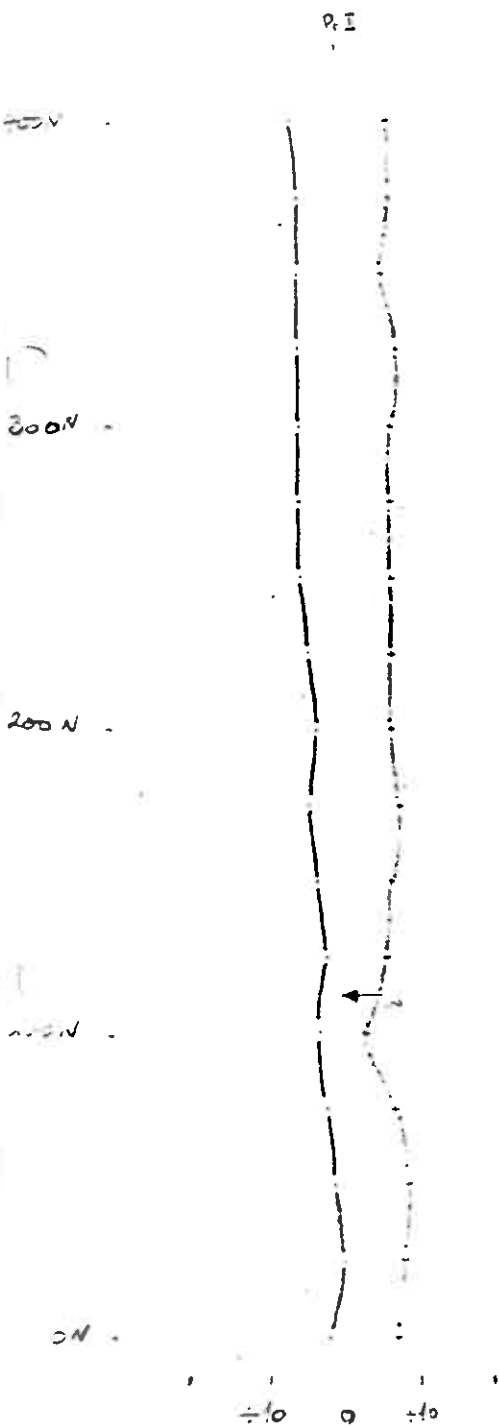
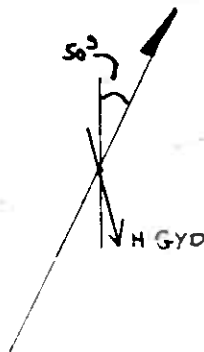
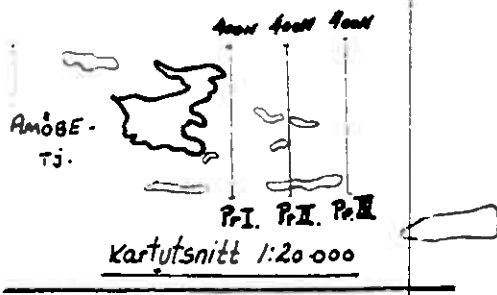
Karakteristisk er at de G-V-gående bekkefarene, som følger det sprekkesystem som angivelig skal føre mineraliseringen, er framkommet relativt markert. Smaltjern med sitt bekkeutløp mot vest er eksempel på dette. Bekken gir klare, svakt ledende anomalier, over selve tjernet blir den litt mer komplisert. Ellers i området opptre bekkene på samme måte, som soner med dårlig ledningsevne. Enkelte steder synes ledningsevnen bli noe høyere, eller at det viser at lederen (bekken) har lang utstrekning i en retning.

Syd for Smaltjern, oppover mot fjellryggen Fremstfjell, har man en fin rust-impregnasjon i bergarten over et bredt område. Dette har også framkommet på VLF-målingene. Beste eksempler er pr. 200 V og 200 Ø. Også her bærer anomalien karakter av å være av svak ledningsevne, men ofte blir denne adskillig større, på samme måte som rustpartier enkelte steder ikke gir anomali i det hele tatt.

Bilag 16
Prosjektrapport

Det ble iløpet av måledagen liten tid til sjekk av anomaliene, og man vet ikke hva rustsonene skyldes. men det virker som dette området har vel så stor interesse som selve Smaltjern-sprekkesystem.

Målingen viser at man nok kan følge sprekkesystemet her med VLF, men de kan ingen steder si hvor i sprekkene det eventuelt skulle finnes mineralisering. I rustområdene opptrer anomaliene på en mer klassisk måte, og indikerer at de har en større utbredelse. Det bør måles tettere og mer nøyaktig i området, samtidig som man får prøvetatt og fastslått hva rusten skyldes.



Reell

Imag

Anomali

VLF-måling 1976

AMØBETJERN ØST

M 1:2500

stasjon GYD

Tegn. 13/12-76

Bilag 8

21.03.77

a) Vurdering av tidligere materiale.

Geokjemiker David Smith på NGU, utarbeidet våren 1977 en rapport som samlet og systematiserte de fleste data fra den molybden-interessante SØ-lige del av Grongfeltet. Men selv om rapporten ga en god oversikt over de aktuelle rådata, savnet den en oppsummering og sammentrekning av hvilke muligheter området hadde i mineraliserings- og prospekterings-sammenheng.

Grong Gruber A/S forespurte derfor i september -78 om NGU kunne påta seg en analyse av mulighetene for Mo i trondhemitt-området og ut fra det foreliggende materiale gi en generell vurdering av mineraliseringstype og -opptreden. Analysen burde ende ut i en stillingtagen til om ytterligere prospekteringsinnsats var berettiget.

NGU sa seg villig til å påta seg en slik analyse, men p.g.a. kapasitetsproblemer henvendte man seg der til professor F. Vokes, Geologisk Institutt, NTH, og ba ham på vegne av NGU ta på seg analysen. Vokes sa seg villig til dette, og i april 1979 forelå NGU-rapport nr. 1721: "Mo-Cu mineraliseringer i Fremstfjell-Nesåpiggen-Gaizervatnområdet, Sanddøla distrikt, Grongfeltet. En foreløpig vurdering av situasjonen og mulighetene". Det antas at bakgrunnen for Mo-prosjektet generelt er kjent, og vi skal derfor her bare komme inn på de konklusjoner som Vokes gir i sin rapport.

Det mineraliserte området strekker seg over ca. 15 km i NØ-lig retning, fra Fremstfjell mot Gaizeren, og det kan være inntil flere km bredt. Stratigrafisk er det potensielle området knyttet til grensesonen mellom trondhemitt og grønsten. Beltet kan deles i 3-4 anomale områder med klare geologiske og geokjemiske indikasjoner:

1. Fremstfjell
2. S for Reinsjøen (Piggvatnet)
3. SV for Nesåpiggen
4. Gaizer-området

Fremstfjell og dernest Gaizer-området er de mest markerte, fordi kanskje, det her er utført mest arbeide.

Alle de geologer som har hatt befatning med feltarbeide i området er av den oppfatning at mineraliserings-genesen er av "porfyr-typen". Vokes som ikke hadde vært i feltet, hadde vanskelig for positivt å bestemme typen, men ut fra beskrivelsene ville han være enig i en slik klassifisering generelt, hvis man holder benevnelsen bredest mulig. Det er klart at de bergarter man har med å gjøre, er av eldre alder enn vanlig for porfyr-type forekomster. Det er imidlertid i de senere år funnet forekomster av denne type i paleozoiske bergarter. Derfor mener Vokes at alderen av en eventuell porfyrtype Mo-Cu i Sanddøla i seg selv ikke utelukker muligheter for malm. På den annen side peker han på at de ikke oppmuntrer til overdreven optimisme.

Mineraliseringer finnes i form av MoS_2 , FeS_2 og CuFeS_2 , og opptrer på flere måter: Som impregnasjoner, på stikk og sprekker og i kvartsganger og årer. Områdene synes være omvandlet, spesielt sericitisert og silisifisert. Samtidig er områdene påvirket av metamorfose. Hvordan den har påvirket mineraliseringene er ikke kjent.

Prøvetaking som hittil er gjort er for usystematisk til å gi noe sikkert bilde av mineraliseringen, men spredet ganske høye gehalter er registrert.

Bilag 18
Prospektapp 89

Vokes synes derfor man ikke kan frarå videre undersøkelser av områdene. Om man kan godta at man har med porfyr-typen mineralisering å gjøre, er det også klart at det her kan være store tonnasje.

Data tyder på at videre undersøkelser bør foregå, først og fremst i Fremstfjellfeltet (bilag 12), men at man ikke skal glemme Gaizerfeltet.

Da den tidligere geologiske kartlegging er av regional karakter og bærer preg av hastverksarbeid, mener Vokes at det er av største betydning at man skaffer seg mer viten om området detalj-geologi. Man vil med dette skaffe seg et detaljert bilde av fordelingen av bergarts-, mineraliserings- og omvandlings-typene, samt fordelingen av malmførende strukturer (sprekker, kvartsganger o.s.v.). Et slikt arbeid vil så løpe ut i forhåpentlige definering av mineraliserings-sentre og en nøkkel til genesen.

Vokes peker på at kvaliteten av det geologiske arbeidet er av avgjørende betydning og at dette arbeidet blir fulgt opp av nødvendig mineralogisk/petrografisk-geokjemiske undersøkelser. Et hovedfag- eller doctoral-arbeide skulle være passende til dette.

Å skaffe seg viten om metall-gehaltene i kritisk utvalgte deler for å få svar på mineraliseringens kvalitet er også viktig. Prøvetaking er påvist å være vanskelig, derfor heller Vokes til den oppfatning (som foreslått av Smith) at en eller annen form for boring er nødvendig. Detaljerte geologiske undersøkelser vil være med på en nøyaktig lokalisering av prøvetakingssteder. For informasjonens skyld bør en slik prøvetaking utføres så snart som mulig.

Vokes konklusjon er at man med geologi og prøver må få en nærmere ide om betydningen av de allerede oppdagede mineraliseringer, før man begynner å lete etter eventuelle nye mineraliserte områder.

b) Befaring i Fremstfjellfeltet.

Vokes hadde i sin rapport pekt på nødvendigheten av en befaring av mineraliserings-typene. Det ble derfor i august i år foretatt en dags (lang) befaring til Fremstfjellfeltet. En befaringsrapport foreligger.

Like nord for Smaltjern (bilag 12), så man på en smal sone som besto av tynne årer og sprekke-fyllingen av MoS_2 , sprekker og ganger synes tydelig å krysse bergartenes skifrihet og å danne et virkelig "stock-work"-system. Mineraliseringen opptrer i en rusten kvarts-sericitt-omvandlet trondhemitt. Sonen er 2-300 m lang og og rusten opptrer over noen 10-falls meters bredde.

I øst-enden av Smaltjern, mellom Nedrebekken og Heimdalshaugen, finnes et bredt og langstrakt område med rustne og forskifede bergarter (bilag 11). Her finnes igjen hele veien tynne, Mo-fylte sprækker, samt stedvis en tynn disiminasjon av Mo. I tillegg ser man svovelkis og noen få isolerte koppekisorm.

I dette området ble også konstatert en type rødlig K-feltspat. Bergartsomvandlingen forøvrig omfatter kvarts-sericitt.

Samtidig ble sett på en pyritt-magnetitt lokalitet ved Kroktjern. Denne ligger i grønnsten og har ingen interesse. Ved Amøbetjern ble Cu-mineraliseringen her innsisert. Den synes være av en annen karakter enn Mo-mineraliseringen, den kan stedvis være nokså rik, men har tydeligvis et begrenset omfang.

Vokes konkluderer ut fra sin befarings med, at man tydeligvis har med en mineralisering av "porfyr-typen" å gjøre. Som indikasjon på dette anfører han den finkornete opptreden av MoS_2 som "tørre" sprekkefyllinger og sammen med kvartstårer. Videre synes sprekkeene å være udeformerte og danner et 3-dimensjonalt mønster. K-feltspaten synes være en senere sprekkebunden omvandling.

Ut fra disse forhold opprettholder Vokes sine tidligere anbefalinger om videre innsats i feltet i form av detaljert geologisk kartlegging og noen begrensede og velplasserte prøver (helst borhull).

1980

Etter at det i -79 forelå en rapport om forholdene omkring Mo-mineraliseringer i den sørøstre del av Grongfeltet, dannet denne utgangspunkt for en befaring av området i Fremstfjell, spesielt rundt Smaltjern. Befaringen syntes å befestede de konklusjoner rapporten hadde gitt, nemlig at området har en mineralisering av "porfyr-typen". I tillegg ga befaringen inntrykk av at Mo opptrådte i større mengde enn tidligere rapportert, da som en fin impregnasjon og på tynne sprekker. Forholdene syntes også å være gunstige for et større mineralisert volum.

Det ble derfor besluttet i -80 å se nærmere på området geologisk, få et bedre inntrykk av gehaltene og mer oversikt over størrelse på det mineraliserte volum.

Den geologiske kartlegging ble utført av dr. M. Ryan med assistent. Disse hadde også oppsynet med røsking/prøvetaking som ble gjort med eget mannskap. I fase med disse arbeidene utførte også NGU IP- og magnetiske målinger i de sentrale deler av feltet.

a) Geologi

På forhånd ble det besluttet at den geologiske kartlegging skulle foregå i detalj og innen det området det var rapportert spor av Mo. Deler av feltet forelå i økonomisk kartverk. For den resterende delen ble bestilt kart av type økonomisk kartverk, målestokken 1:5000. Dette var så grunnlaget for kartleggingen.

Et område på ca. 1200 x 800 m ble kartlagt på den tid Ryan hadde til disposisjon (bilag 10A). Det meste av området er dekket av sure bergarter, men er mot øst og NØ avgrenset av varierte typer av grønnsten (bilag 10B). De sure bergarter består av grågrønn granodioritt og en skifrig og platig leucokratisk granodioritt. Begge har også trondhemittisk variasjon. Den skifrige typen kan se keratofyriske ut og er av Ryan til dels kalt "pseudo-keratofyr".

Det er den skifrige, leuco-granodioritten som synes være den viktige Mo-bærende bergarten. Denne er sterkt rusten av pyritt og med tette lag av tynne kvartsårer langs skifriheten. Som bilag 10B viser, stikker denne bergartsserien i SØ innunder grønnsten. Denne kontakten er forresten lite kartlagt, men forholdene viser en intrusjon av granodioritt i grønnsten og med rester av grønnsten svevende inne i granodioritten. Grensen mellom de sure bergartsvarianter er så diffus at de vanskelig har kunnet skilles på kartet.

Sentralt i feltet og i N-S retning finnes et drag med gabbro (?) som en slags intrusjons breksje. Disse kan også være rester av grønnsten. På toppen av Heimdalshaugen sees en enkelt intrusjon av dioritt.

Hele kartleggingsområdet har markerte lineære trekk. Helt i syd finnes et skyveplan, men skifrige soner i ØNØ og Ø-V-retning dominerer. Et annet trekk er mer nordgående lineasjoner. Skifriheten er stort sett steilt mot N.

Som nevnt følger Mo-mineralisering en meget utstrakt pyritt-impregnasjon, som har gitt området et svakt rustent og forvitret utseende. Forvitringen går ujevnt ned under overflaten, men er stort sett grunn. Mo opptrer på mange måter, men helst i tynne stikk på kryss og tvers i bergarten, men også som tynne hinner på foliasjonsplanene. Enkelt-korn av MoS_2 kan også sees som impregnasjon. Inn mot grønnstenen i øst kan også noe kopperkis sees. Spesielt mellom røsk 3 og vann 647. Her er cm-tykke klyser av kopperkis sett, men med liten utstrekning. Likevel vil innholdet kunne forklare de bekkesediment-anomalier en har i området.

Bilag 18
Prosjekt oppg 89

Omvandlingen området har undergått, er markert. Vesentligst er sericitt og epidot, det siste meget omfattende her og der. Rød Kalifeltspat kan sees over hele området som små klyser og som fylling i tynne stikk, "Straining" på tynnslip viser imidlertid at innholdet i bergartene er relativt beskjedent av K-feltspat. Et brunt mineral er påtruffet flere steder og en tid ble det trodd dette var wolframitt. Senere ble det trodd titanitt. Imidlertid viser røntgen-analyser at det antagelig er et glimmer og da av Litium-phlogopitt-typen (Zinnwalditt.)

Den geologiske kartlegging var langt fra fullstendig og ennå er det mye å gjøre. Spesielt synes det som arbeidet med å detaljere utstrekningen av omvandlingen må fortsette. Likeså må feltets avgrensning mot V og Ø fastslås bedre. Strukturelt kan det også være interessante forhold det er verdt å løse.

b) Geofysikk

Tidligere er det over Heimdalshaugen, mot Smaltjern målt noen VLF-profiler, uten at disse ga entydige resultater, men de viste klart at det fantes ledere i området.

Som nevnt ble NGU engasjert til å dekke det geologisk kartlagte området med IP. I tillegg målte NGU med protonmagnetometer.

De magnetiske resultatene reflekterer litologien i området. I vest, over de sure bergarter er det magnetiske felt lavt, men i øst og idet profilene kommer innover grønnsten, får en et høyere magnetisk nivå. Dette er i samsvar med det en vet ellers i Grongfeltet, at grønnsten som her i øst dekker granodioritten, har et lite innhold av magnetitt.

IP-målingene viser en relativt klar avgrensning av det mineraliserte volumet mot vest (bilag 11). Mot Ø sees også en utfingring av IP-sonene idet disse stikker inn under grønnstenene. I den sentrale del av måle-området, sees en rekke IP-soner, men disse har stadig kontakt med hverandre. Denne delen tolkes dit hen at det sentralt er sammenhengende ledende volum, men at det finnes soner som er mer eller mindre ledende enn andre. Videre framgår det av bilag 11 at fallet på det mineraliserte volum er ganske steilt mot nord.

I tillegg til gradient-målingene av IP, ble det også målt pol-dipol, altså ekspander-målinger. Slik måling gir opplysninger om lederens forhold mot dypet. I Fremstfjell ble målt et sentralt profil (pr. 51000). Dette viser at det volum som gir anomali synes gå fra dagen og ca. 2-300 m ned. Et forsøk med tilsvarende måling langs profil 57000 ble også gjort, men før hele målingen var ferdig fikk en instrumentbrekasje. Imidlertid var en kommet så langt at det her hvor de sure bergarter var kommet inn under grønnsten, kunne sies at leder- en fortsatte på dypet mot øst.

Det ser derfor ut som IP-målingen har definert et ganske stort volum med mineralisering, fra ca. 45000 til minst 59000 i strøkretningen og minst 400 m bred. En skal imidlertid ikke glemme at IP-målingen gir utbredelsen av det mineral som gir rusten i området, altså pyritt, og via den indirekte en indikasjon om utbredelsen av Mo. Likevel synes målingene å være positive, samtidig som de antyder rom for en ytterligere forlengelse mot øst. Derfor må en fortsatt måling vurderes.

c) Prøvetaking

Under ledelse av Ryan ble det i feltet plukket ut en rekke punkt for røsking og prøvetaking av Mo-mineraliseringen. Røskene ble uttatt i terrenget etter hva en geologisk så (altså ikke etter geofysiske indikasjoner). Oppboring og sprengning ble gjort av Gr. Gr.'s eget mannskap, prøveutvalget av Ryan med assistent Holman. Den ene av røskene ble gjort på Smaltjern-sonen, de resterende 5 i skråningen opp fra Nedre-bekken mot Heimdalshaugen. Røskenes plassering er vist på bilag 10B (Trench 1-6). Røsk 4 er bare 4 m lang, og røsk 6 besto av enkeltskudd i tre nær hverandre liggende blotninger. Grunnen til dette var tidsnød.

Det må bemerkes at prøveinnsamlingen er beheftet med feil. Alle røskene gikk i forvitrede bergarter og på grunn av dette er kanskje ikke håndstykke-innsamlingen så tilfeldig som ønskelig. En forsøkte å utelate forvitrede håndstykker ved innsamling i prøveposene. Likevel burde innsamlingen kunne gi et rimelig semi-kvalitativt bilde av Mo-innholdet i det prøvetatte området.

Det er stort sett laget prøver som skal være representative for hver m i røskene, men stedvis er flere meter slått sammen. Der en makroskopisk ikke har sett Mo, er det også unngått å ta prøve, men dette er skjedd bare i røsk 1 og 5.

Tilsammen 76 prøver ble knust og splittet ved Gr. Gr., så sendt til Mercury Analytical Ltd, Irland, for analyse på Cu og Mo. Senere ble et utvalg på 40 av de med lavest og høyest Mo-innhold sendt til IFA for kontroll-analyse på Mo. Her ble også 8 prøver analysert på fluor. Det viste seg være god overensstemmelse mellom de to analysatorene. IFA lå rimelig på begge sider av de irske verdier, muligens med overvekt mot å vise noe mindre. Bare 4 av de 40 reanalyseringene viste avvik av betydning, 3 i pluss-retning for IFA-analysene.

Resultatet av prøvetakingen viser at Mo følger rust-utviklingen. Røsk 1 på Smaltjern-sonen gir ca. 340 ppm Mo over ca. 9 m med en ytterligere sone på 10 m med 123 ppm Mo. Cu-innholdet i begge er ca 258 ppm. To analyser på fluor gir her 0,02% F.

Røsk 2 kan også inndeles i mer eller mindre anrikete soner. Hele røsken har 27 m med ca. 150 ppm Mo og 485 ppm Cu, som deles i 9 m og 18 m med henholdsvis 246 og 125 ppm Mo, samt 497 og 480 ppm Cu. 9-meteren har ca. 0,03% F.

Røsk 3 viser en forholdsvis jevn fordeling av Mo over 25 m med ca. 700 ppm. Cu er mer variabel med 280 ppm. Høyeste gehalt over 1 m er 1500 ppm Mo i den midtre delen.

Røsk 4 er bare en kort grøft, men den viser seg meget rik, gjennomsnitt over 3 meter er 2070 ppm Mo og 770 ppm Cu. Dette tilsvarer den midtre del av røsk 3. F i denne røsk er 0,035%. Mo er her oppe i 3118 over 1 m.

Røsk 5 er 25 m lang, men bare de første 13 m er prøvetatt og analysert, samt en meter til slutt. Disse viser i gjennomsnitt 227 ppm Mo og 299 ppm Cu. Den siste meter er lav i Mo (48 ppm) og høy i Cu (928 ppm).

Tidsnød gjorde at røsk 6 ikke er annet enn 3 sprengte hull innen en snever krets. Disse ga 268 ppm Mo og 228 ppm Cu.

Prøvetakingen viser altså et ganske varierende innhold av Mo de steder der det er samlet inn prøver. Ut fra røsk 3 og 4 kan det tyde på at det finnes anrikning i enkelte horisonter selv om det er lite grunnlag for å for å si dette. Cu synes på samme måte være spredt uregelmessig utover og uten spesiell sammenheng med Mo. Hva F-verdiene kan fortellerer ikke godt å si.

Generelt viste vel røskeresultatene noe svakere verdier enn det en kunne tro fra de innledende kartleggingene, men dette er vel et forhold som har med den relative snevre kjennskap en har i Grong Gruber til denne type mineralisering. Veid i forhold til bredde er det totale gjennomsnitt av røskene 541 ppm Mo, hvilket gir 0,09% MoS_2 . Dette er ikke ubetydelig og rettferdig-gjør ytterligere innsats. Regnet ut fra det geofysiske kart kan området inneholde flere hundre millioner tonn av materiale med Mo-mineralisering. Undersøkelsene må fortsette og viktig nå er en mer nøyaktig prøvetaking med diamantboring.

1981

a) Fremstfjell

Da den geologiske kartlegging i 1980 stort sett bare bestemte de bergartstyper som opptrer i feltet, ble den fortsatt i 1981. Det ble da lagt vekt på å bestemme grensene mellom de forskjellige enheter og registrering av strukturelle fenomen av forskjellig slag. DR. M. Ryan fra Portsmouth Polytechnic var også nå leder for dette arbeidet. Han besøkte feltet to ganger, først i ca. 2 uker, senere i en måned. I siste periode hadde han med seg R. Hocking som tar sin B. sc på petrografiske studier i feltet, samt Abdal Muhamed (sudanesiser) som er stipendiat ved Polytechnic. I tillegg til den geologiske kartlegging tok Ryan seg av logging av borkjerner fra boringen som gikk samtidig med kartleggingen. Til dette arbeidet hadde han støtte fra professor F. Vokes som engasjerte seg i problemene i forbindelse med mineraliseringstypen.

Resultatet av den geologiske kartering hittil er vist i bilag 11. Områdets bergartstyper er granodioritt, leucogranodioritt (eller leucotrondhjemitt), grønnsten mot øst og som xenolitter i granodioritten. Tverrs gjennom området går et drag med gabbro-"breksje". Dertil finnes mindre dioritt-legemer og metadoleritt ganger. Ingenting av materialet innen feltet synes være granittisk. Øst for Olavtjern finnes et belte av kalkrike metasedimenter i grønnstenen.

Granodioritten er utenom omvanligssonen foliert. Den har et strøk pr. 80-95° og faller 70-90° mot nord. Leucogranodioritten er overalt omvandlet i større eller mindre grad. En har ikke kunnet finne intrusiv-type grenser mellom denne og granodioritten, slik at det virker som den første er utviklet ved omvandling av den siste.

Omvandlingssonen består av pyrittisering, sericitisering, epidotisering, silifisering og delvis K-feltspatisering. Det totale omvandlingsbildet er ennå ikke kartlagt, men i tillegg til det som er sagt over, kan det virke som fordelinger av pyritt og Cu begrenser en ganske klar holo rundt området. Omvandlede bergarter har gjerne en lysere, svakt rødlig og gul-grønn farge.

De omvandlede bergarter er klart definert i senter av området, men synes fingre ut mot vest. Mot SØ er de hittil sett vesentlig knyttet til sprekke-soner.

Meta-doleritt gangene er yngre enn mineraliseringen. Det betyr at en også har minst én tektonisk-metamorf begivenhet etter at mineraliseringen kom på plass.

Som en kan se av kartet (bilag 11) synes det mineraliserte området være delt opp i flere segmenter av NNW - SØ gående skjærsoner (forkastninger). I mindre skala ser en også at årer med samme trend, skjærer og forflytter andre åre-typer som ofte er aplittiske i tekstur.

Forkastninger, skifrige soner og andre lineære soner, opptrer tett i feltet, med retninger omkring Ø-V. Flere av disse synes å definere strukturer som har omvandling og hvor mineralisering er sett.

SØ for Olavtjern finnes en markert skjæring i den Ø-V-lige foliasjonen i granodioritt og den NV-SØ-lig trend i grønnsten. Dette viser bevegelse mellom de to enheter og det er mulig at grønnstenen innen et visst område egentlig danner mega-xenolitter.

Bilag 15
Prosjektapp 89

Mineraliseringen virker å opptre i flere soner, en like nord for Smaltjern, hovedområdet mellom Nedrebekken og Heimdalhaugen trig. pkt., samt at det i fjellsiden syd og sydøst for trig. pkt. opptrer lineære skjærsoner med pyrittisert leucogranodioritt. Ca. 800 m ØSE for trig. pkt., er det funnet løsblokker med Cu og Mo som må være av lokal opprinnelse. Det er også av interesse å nevne at det på bekkesediment-kartene nord for Smaltjern (og oppstrøms), i et område der det ennå ikke er påvist mineralisering, er antydning til forhøyete Mo/Cu-verdier i sedimentene.

I feltet ble diamantboret 1469 m, fordelt på 9 hull hvorav det lengste er 268 m. Innledningsvis ble kjernene logget og splittet for analyse i feltet. Etter at boringen var avsluttet fortsatte dette arbeidet på Berg Gård.

Borhullene er tegnet inn i bilag 11 og på IP-kartet i bilag 12A. Boringen ble regnet som en rekognoserende undersøkelse av det området en kjente mineralisering i. Det ble vurdert viktigere å få kartlagt et tverrsnitt godt istedet for å få dekket flest mulig profil med borhull. Derfor er også 4 av hullene konsentrert til pr. 51000 (bilag 12A) De resterende hull er satt for å gi noe mer opplysning om spredningen av mineraliseringen. Bilag 12B og 12C illustrerer mineraliserings-opptreden i profilene 51000 og 53000.

Pyritt utgjør det meste av sulfidmineralene og det er forvitring av dette som gir bergartene et rustent skjær. Det er også pyritt som er årsak til IP-anomaliene og dermed en indirekte indikator av Mo, da pyritt oftest opptrer når Mo gjør det. Molybden-glans opptrer gjerne i tynne kvartsårer som for en del følger foliasjonen i bergarten, men majoriteten av årene krysser i alle retninger. I årene finnes MoS_2 som meget finkornet støv mellom kvars-kornene. Borkjernene har et utseende som om innholdet av Mo var meget stort, men på grunn av den finkornete form det finnes i, og med mineralets mørke farge, gjør dette at innholdet lett blir overestimert. I tillegg sees MoS_2 som belegg på skifrihetsplan og noen ganger som grovere og uregelmessige flekker sammen med kvarts og pyritt.

Kopperkis opptrer i større mengde enn en på forhånden var klar over, og da alltid sammen med pyritt, samt med størst affinitet til de mere basiske ledd i bergartsserien.

I tillegg til ovenfornevnte mineraler som kan ha økonomisk betydning, er sett et brunt mineral som ikke er bestemt. Imidlertid er det ikke utenkelig at dette kan være tinnmineralet cassiteritt. Dette undersøkes nå. En del prøver er undersøkt med ultra-violett lys uten at det er observert scheelitt. Om wolframitt er tilstede, vet en ikke men dette er også et av de problemer som etterforskes.

Mineraliseringen synes være svært uregelmessig og med mye vekslende gehalter. Borprofilene gir inntrykk av uregelmessigheten. Det sentrale profilet (bilag 12B) viser en overliggende mineralisering på inntil 125 meters mektighet og mer. Under denne følger et nærmest umineralisert nivå og grønnstein med tykkelse 60-125 m. Men under dette kommer et nytt mineralisert lag som er truffet i to hull men ikke gjennomboret. Den umineraliserte grønnstein faller nordover med ca. 30-40°, mens granodiorittens skifrihet er 50-80°. Tilsvarende forhold finnes også i pr. 53000 som dog er boret nærmere det en antar er den østre begrensning. Dette tyder på en gjennomskjærende mineralisering. Heller ikke i pr. 53000 er bunn av mineralisering funnet, og hullene her er ganske korte slik at muligheten for større mektigheter er også tilstede her.

Bh 6 er det nordligst påsatte hull og i følge det geologiske kart er omvandlingsbergarten ^{borec men kan} fortsetter nordover under liten overdekning. Dette er også i samsvar med de geofysiske målinger og resultatet av dette vil øke det mineraliserte området vesentlig.

Bilag 12B viser at bh6 ikke er kommet ned til grønnstenshorosonter og burde derfor vært boret lenger. Ikke nok med det. Det er i de midtre deler av bh 5 en har de beste Mo-analyser. I de avsluttende deler av bh 6 kan det se ut som det stedvis er en viss stigning i Mo-analysene. Dette er også en grunn for at bh 6 burde vært boret lengere, selv om den analoge sone synes passert i hullet.

Som nevnt er gehalten i hullene meget uregelmessig, og for Mo's vedkommende aldri virkelig høy. Prøvetakingen er gjennomført med prøver bestående av 2 m - kjernesplitter. Analyseringen har foregått hos Mercury Analytical Ltd, Irland, parallell analyse er gjort med bra nøyaktighet i egen lab. Tilsammen er 379 prøver analysert. Den høyeste av disse viste 1476 ppm Mo (bh 5). Det beste partiet ble funnet i bh 5 hvor det fra 44 til 82 m i gjennomsnitt ble funnet 808 ppm Mo. Totalt er også bh 5 hullet med den beste gjennomsnittsanalyse. Mineraliseringen er 150 m mektig. Av dette har 90 m et gjennomsnitt av 561 ppm og 118 m med 480 ppm Mo. Den øverste og nederste del er da ikke medregnet.

De øvrige borhull har lavere gehalten. Bh 1 som ved visuell betraktning av kjernene synes svært brukbart, viser i gjennomsnitt over 30 m 215 ppm Mo, med beste parti øverst i hullet. Hullene forøvrig har gehalten mellom dette og bh 5. Grovt kan en klassifisere borhullene 1,3,7 og 9 som de med lavest-gjennomsnittsanalyser for Mo, bh 2,4,8 og øvre del av 6 som et midlere nivå rundt 300 ppm og bh 5 og nedre del av 6 med nivå 400 ppm Mo og mer. I sum ikke særlig spreke resultater.

Når det gjelder fordelingen av Cu, er bh 5 igjen best med 528 ppm Cu mellom 44 - 82. Men i tillegg til dette har de øvre deler av samme hull 1380 ppm Cu. Hele hullet har et gjennomsnitt på 1011 ppm Cu. Forøvrig viser Cu seg mer tydelig anriket i soner enn Mo. Dette har sammenheng med affiniteten til grønnsten. Eksempelvis har de øvre 10 m av bh 3 1924 ppm Cu.

Om en også fordeler borhullene etter gjennomsnittlig innhold av Cu, vil bh 1 og 8 være lavest med ca. 250 ppm, 2,3,4,6 og 7 midlere med ca. 350-500 ppm og bh 5 og 9 som de beste (bh 9 med 642 ppm Cu).

Av disse data er det vanskelig å finne noen sonering av resultatene, men det kan vel tydes dit hen at det finnes en forhøyet sone med Mo mellom bh 2 og 8.

For å få en oversikt over innholdet av pyritt i feltet, er 37 tilfeldig utvalgte prøver analysert på svovel. Disse viser et innhold på 1 - 7% S. Fordelingen er ikke helt klar, men som oftest opptrer de høyeste S-verdier i vulkanitter, selv om i bh 9 finner basiske bergarter med 1 - 2% S. Leucogranodioritten viser stort sett et innhold på 2 - 4% S.

Videre kan fastslås at pyritt i 5 - 10% vol.% opptrer med omtrent samme frekvens i både leucogranodioritt og i grønnsten. Idetalt vil en finne kvartsårer med Mo og med/uten pyritt, dessuten et mer disseminert innhold av pyritt.

Cu opptrer meget forskjellig, både i grønnsten og i granodioritt, selv om førstnevnte er hovedvertsbergarten. Det kan sees kvartsårer som bare fører koppekis og pyritt, eller også uten pyritt. Disse årene finnes på kryss og tvers. Uregelmessige breksjer med Cu er også vanlig.

En er etter hvert som undersøkelsene har utviklet seg blitt klar over at Cu-innholdet er så stort at det etter hvert er vanskelig å kalle bergartene her del av en Mo-porfyritt. En bedre betegnelse er kanskje likevel Cu-Mo-porfyritt.

Forholdene omkring mineraliseringen i Fremstfjell er langt fra klarlagt. Den geologiske begrensning er ennå ikke fastlagt og det finnes indikasjoner på (geokjemiske) at Mo-miljøet også kan finnes mot vest og nordvest, samt mot sydøst. Som ledd i den videre undersøkelsen, vil en utvidet IP-måling være til stor støtte. Når Hockings B.se foreligger vil hans petrografiske studier sikkert gi en større forståelse av bergartene og den omvandling de er blitt utsatt for. En spor-element undersøkelse er under utvikling og vil kunne gi opplysninger om mineraliseringstypen og om det finnes andre element av økonomisk betydning. Sist men ikke minst vil det være behov for boring for å påvise mineraliseringens utbredelse og dyptgående. Interessant må det også være å få mer kjenskap til den mineralisering som så vidt er støtt på i pr. 5100ø under grønnstenssonen.

b. Gaizeren.

Ca. 10 km S for Skorovas (bilag 13) ligger Gaizer jaevirie. På SØ-siden av dette ble det i 73/74 påvist Mo/Cu-mineralisering og senere også høye Mo/Cu-verdier i bekkesedimenter (bilag 14). Området ligger i en 6-700 m bred sur antagelig trondhemittisk/granodiorittisk sone, som har et uttall av mindre ganger/flak av grønnsten. Sonen lenger mot nord blir mer basisk og her virker det som trondhemitt ligger som ganger i grønnsten. På både heng og liggsiden av sonen finnes metasedimenter og konglomerater. Et stort område er tydelig rustent fordi bergartene har et ikke ubetydelig innhold av pyritt som en disseminering. Denne forvitrer. VLF-målinger er utført over rustområdet, men ellers er ikke annet prospekteringsarbeide utført (når en da ser bort fra en del spesielle typer geokjemiske prøver). Området av interesse er ca. 1200 x 600 m. Dette betyr at en har med et felt å gjøre som i størrelse og utstrekning er ganske lik Fremstfjell. Dertil er også geologien nesten identisk, og det virker som den mulige mineralisering skal kunne sammenlignes med Mo-typen i Fremstfjell. Disse faktorer dannet bakgrunnen for en todagers rekognosering i Gaizer-feltet som prof. F. Vokes deltok i.

Traverser gjennom rustområdet (bilag 14,) fant at rusten var svært uregelmessig og det var liten sammenheng i impregnasjonen. Stedvis er pyrittiseringen og dermed rusten, sterk, andre steder finnes den nesten ikke.

Bergartene synes hele veien være grønnsten som er meget tett intrudert av granodiorittiske legemer. De siste er varierende i karakter og virker delvis friske og gode. Et felt med slik er sett S for SØ-lige vik av Gaizervatn. Granodioritten opptrer også som delvis sericittisert og med en del epidot. Det er stort sett disse som har rust og de er ikke ulik de omvandlingsbergarter som finnes i Fremstfjell, hvor de går under navnet leucogranodioritt.

Mineraliseringen opptrer noe forskjelligartet. Mo er knyttet til leucogranodioritten og finnes her og der i små mengder utover hele den del av rustområdet som er sett på. I skråningen opp til Trappvatnet (pkt. 1, bilag 14) ble det funnet en 20-30 cm mektig kvartsbank med MoS₂ som uregelmessige striper og flekker. Ved punkt 3 finnes en bratt skrent hvor det ble sett mye pyritt. Her ble igjen MoS₂ sett i en kvartsgang øverst i skrenten, nå var bankens mektighet 1 ½ m og kunne følges ca. 100 m. Mo-mineraliseringen her var meget rik og opptrådte som cm-tykke parallelle bånd i benken.

I tillegg ble det i samme området sett svakt rødlig leucogranodioritt med tynne striper av Mo. Skrenten ble fulgt mot ØNØ og etter hvert ble det observert mer og ganske sterk Mo-impregnasjon som mm-tynne striper i leucogranodioritt.

Ved pkt. 2 (bilag 14) har en også et fenomen av interesse. Her kan en sterk rustsone med bredde 40-50 m følges flere hundre meter. Det ser ut som den mye består av en chert med vekslende mørkhet (kieselsediment). Knyttet til denne er et årenett og flekker (knoller) av pyritt som opptrer som svært grove korn. I tillegg finnes en god del magnetitt, samt antagelig spor av Mo. Denne sonen er utvilsomt del av den vulkanske lagpakke.

Befaringens konklusjon er at Gaizerfeltets Mo-potensial på langt nær er klarlagt, men det må sies å være betydelig mer interessant enn en tidligere trodde. Bergartsmessig er det mange likhetspunkter med Fremstfjellet. Mo-mineraliseringen er knyttet både til granodioritt og til kvartsganger, men rustdannelsene er mer uregelmessige her enn i Fremstfjell.

Enkelte trekk er imidlertid også slik at en ulikhet finnes. K-feltspat er sett i ubetydelig mengder. Likeså er ikke noe storkverk av kvartsårer blitt påvist. Kopperkis er i praksis nesten ikke sett, men ifølge bekkersedimentkartet, er bekker med Mo sterkt Cu-anomale.

Gaizerfeltet er kanskje ikke alt for lovende, men det gjennstår mye kartleggende arbeide før en kan komme til en konklusjon på områdets potensial. Mo-fordelingen må kartlegges nøyere. I det arbeidet bør også forhøyede verdier av Mo i bekkene i NØ og SV (bilag 14) undersøkes nærmere.

1982

IV. TRONDHJEMITT - OMRÅDET

Innen det potensielle Mo-området er det i løpet av året sikret 49 mutinger for Grong Gruber A/S. Dette er gjort fordi Statens mutinger utgår høsten - 82, samt at vi på denne måten kunne definere hvilke bergretter vi hadde ovenfor eventuelle samarbeidspartnere i området.

Mutingene fordeler seg: 21 stk. i Fremstfjell
10 stk. i Skarffjell
5 stk. i Nesåpiggen
13 stk. i Gaizeren

Mutingene ble i løpet av sommeren sikret med bolter i basislinjene. Dette var et arbeide som tok 2 mann 2 uker.

Som nevnt, leier vi også en muting av Staten innen dette området.

Mye dårlig vær og for liten tid gjorde at en i løpet av feltsesongen ikke fikk tid til å rekognosere anomali/mutingsområdene i Nesåpiggen. I tillegg var også befaringer av geokjemiske anomalier knyttet til Cu/Mo Nø for Tjernrølet UTM 995540 og N for Bergtjern i Gjetingfjellet (UTM 955 529, planlagt uten at de kunne gjennomføres. Det må avsettes tid til dette i 1983.

Som nevnt tidliger, fortsatte den geologiske kartlegging i Mo-prosjektet under ledelse av dr. M. Ryan. To av studentene arbeidet rundt Gaizervatn, mens de resterende fire, samt stipendiat A. Mohamed konsentrerte seg på og rundt Fremstfjell. Ryan koordinerte all innsats. Foreløpige rapporter/kart foreligger fra alle.

1. Fremstfjell.

Nye mineraliserte lokaliteter ble ikke funnet i Fremstfjell-feltet, men en har etter hvert fått en god oversikt over bergartstyper, strukturer og omvandlingsfenomener.

Granodioritt (bilag 5) opptrer i den sentrale del av feltet. Den varierer i sammensetning, men er ganske grovkornet, foliert og med mørk hornblende sammen med feltspat. Årer av kvarts er vanlig.

Leucotrondhjemitt danner et uregelmessig legeme inne i granodioritten. P.g.a forskjellige typer omvandling er den variert lys i farge og fører sjelden mørke mineraler. Grensen til granodioritt er aldri skarp. Det antas derfor at den er et omvanlingsprodukt av granodioritt. Det nye av året er at leucotrondhjemitten strekker seg mot NW og splitter opp i 3 segmenter som ligger stjert-om-stjert i NV - SO - lig retning. Bergarten blir fattigere og fattigere på mineralisering mot NV, men denne retningen kan være av viktighet for vurderingen av strukturene i feltet.

Gabbroblokk-toget som finnes gjennom hele feltet, viser seg være mer ultrabasisisk i nord og surt i syd. Samtidig er det påvist en ny gabbro-dioritt-intrusjon N for Olavtjern. Disse forhold støtter den tidligere antagelse om at granodioritten er en senere fase i en kompleks sammensatt, sonert intrusjon.

Bilag 18
Prosjektrapport 89

Metadoleritt-ganger finnes spredt utover hele feltet. De er finkornete og grågrønne. I vest, rundt Skarsfjellet er det sett koppekiskorn i den og dette kan derfor være årsak til svake geokjemiske anomalier her.

Grønnstenene opptrer hovedsakelig i den østlige del av feltet. De er mørkegrønn og ganske sterkt folierte. I sammensetning varierer de fra metabasisk til intermediær. I NØ er imidlertid en stor del av de grønne bergarter kalkrike metasedimenter, mens de i SØ er varierende typer metavulkanitter.

Det er vanskelig å definere grænseforholdene grønnsten/granodioritt, men innfingringen av granodioritt i grønnsten tyder på en intrusiv grænse. I nord er det imidlertid tegn som tyder på forkastnings-/skyve aktivitet.

Sydligst i feltet ligger et blokk konglomerat med ukonform grænse til granodioritt. Det fører også blokker av granodioritten og danner sydgrensen for interessefeltet.

Langs dette mot V ligger et kalkrikt, surt metasediment antakelig med forkastningskontakt mot en underliggende (yngere?) grønnsten og blokk-konglomeratet. Denne enheten er antagelig vulkanogen og er delvis tuffittisk. Inne i denne finnes også en linse med keratofyrisk materiale, med litt fint-fordelt pyritt.

Både granodioritt, grønnsten og til en viss grad leucotrondhjemit har en ØNØ-gående foliasjon med middels til steilt fall mot N. Denne retningen er ca. 65 - 90° og er en av to retninger som er dominerende strukturelle trender i feltet. Den andre er i retning 175°. En del av de soner som følger disse retningene er forkastninger, men en stor del er også skjærsoner. Den mest markante retning er imidlertid ØNØ. Leucotrondhjemitens nåværende opptreden kan skyldes at den er forkastet langs denne retningen og opprinnelig N-S liggende kropp.

Fire typer omvandling kan gjenkjennes i Fremstfjell:

K-feltspatisering

Epidotisering

Serittisering

Silifisering

I tillegg kan vel pyrittisering også være et omvandlingsprodukt, idet innholdet minker med avstanden fra grønnsten slik at det kan se ut som sistnevnte er kilde til pyritt.

Omvandlingssonens utfingrende karakter kan tyde på at den er styrt av løsninger som har fulgt foretrukkede foliasjonsretninger.

Mineralisering består av molybdenitt, pyritt koppekis og magnetitt. Dessuten ble det i en liten isolert mineralisering, N for Smaltjern bilag 5 funnet en paragenese med magnetitt - pyritt - koppekis, dessuten et mineral med blålig glans, muligens bornitt?.

Ved Amøbetjern mot SV, ble en smal sone med massiv koppekis undersøkt. Den ligger i en meget skifrig granodioritt og synes ha liten utstrekning. Videre er den lokalisert hvor to skjærsoner krysser hverander med sterk deformasjon. Meget svak Cu-mineralisering er også sett på vestre side av Amøbetjern.

Mo opptrer på svært forskjellig måte. Vanlig er i et nettverk (stokkverk) av kvartsårer, sammen med pyritt. Likeså opptrer Mo som "tørre" utgnidde flak på skifrihetsplan, impregnert gjennom hele bergarten og som støv i kvarts.

Fra det en nå kjenner fra geologi og boring, ser Mo-mineraliseringen ut til å falle inn under granodioritten, mot N. For bedre forstå hva som skjer mot dypet bør en fortsette kartleggingen av leucotondhjemitten mot NV og fastslå dens utbredelse og strukturtrekk. Ideelt sett burde et borchullsprogram undersøkt mineraliserings-utviklingen mot nord, eksempelvis nordfor Smaltjern og Cyprostjern. Innledningsvis kan det dog være tilstrekkelig med rokking nord for bh 2 og bh 6, samt vest for bh 1 (bilag 5). Geofysiske IP-målinger er godt egnet til å kartlegge f.eks. pyritt-akkumulasjoner innen et rimelig dyp. Derfor bør de eksisterende geofysiske målinger utvides over hele feltet.

2. Befaring Skarffjell.

Skarffjell-feltet ligger i den geologiske fortsettelsen av Fremstfjell, ca. 3 km østenfor (bilag 6). Feltet er interessant fordi det deles i to av grensen granodioritt/grønnsten, sistnevnte mot S, førstnevnte mot N. Det som har henledet oppmerksomheten på feltet, er først og fremst nærheten med Mo-feltet lengere vest og tilsvarende bergarter, dernest har regional bekkesediment prøvetaking gitt ganske høye Mo-verdier i feltet, opptil 42 ppm samt middels Cu-verdier. Dertil har det vært rapportert større rustområder øst for toppen av Skarffjellet (908 m).

Feltet ble i løpet av en dag, raskt befart. Ved tjern 844 - også kalt Y-tjern (pkt. 1, bilag 6) - ble det i en meget foliert grønnsten observert en rekke rustsoner av tildels betydelig bredde. Mellom rustsonene ligger granodiorittiske linser som ser ganske friske ut.

De av rustsoner som ble sett på, førte pyritt som impregnasjon, men en av sonene viste seg over ca. 0,5 m å føre en nesten massiv pyritt/kopperkis. Det er mulig også noe magnetkis er tilstede. Denne sones strøklengde er vanskelig å bedømme fordi den raskt går inn under overdekke, samt faller sammen med andre rustsoner.

Analyse av prøve fra Cu-sonen viser 2,22 % Cu, 0,11 % Zn og 5 ppm Ag. Mo ble ikke påvist. En slik mineralisering i et område som ellers er svært lite kjent, er meget interessant og bør følges opp for å finne utbredelsen av tungmetall.

Ca. 150 m lenger mot Nø, ved tjern 841-kalt Stjernetjern (pkt. 2 bilag 6) - ble det påvist meget kraftige rustsoner hele veien rundt tjernet. Det er riktignok ikke bare en sone, men de går over i hverandre slik at en får inntrykk av at rustsonen må være 150-200 m bred. Den er helt knyttet til grønnsten og er en videre-utvikling langs strøket av de soner som først ble sett ved Y-tjern. Grensen mellom grønnsten og granodioritt går mindre enn 100 m. NV for Stjernetjern.

Det ble sett ganske detaljert på rustsonen her fordi en del av de anomale bekkesediment-prøver kommer herfra. Bare pyritt, med antagelig spor av magnetkis, ble sett. En analyse ga 0,05 % Cu, 0,04 % Zn, 2 ppm Ag og ikke påvist Mo. Det er altså nesten helt tungmetall fri mineralisering som er prøvetatt, men det må presiseres at det er behov for en mer omhyggelig gjennomgang av rustsonene.

NNØ-over fra Stjernetjern, mot Langløftvatna, passerte undersøkelsene inn i granodioritt. Denne er sterkt epidotoid med epidot- og kloritt-årer og mulig K-feltspat. Mot NØ ble sett typisk leucotronhjemitt med kvarts og kvarts/feltspatårer. Derimot manglet helt sericitisering og bare sporadisk opptrådte pyritt. Mo og Cu-mineraler kunne heller ikke sees. Sprekke- og åreretninger er de samme som ved Fremstfjell.

Ingen steder kunne en finne årsaken til de geokjemiske anomaliene. Nede ved S-bredden av Langløftvatna opptrer igjen rustsoner, men disse ligger lokalisert i grønnsten og strekker seg mot vest. Cu-anomalier rundt Stjernetjern må nok ha sitt opphav i rustsonene selv om en ikke har sett koppekis. anomaliene er i størrelse 60 ppm, altså ikke særlig høyt.

3. Gaizeren.

2 av dr. Ryan's studenter arbeidet hele tiden i Gaizerfeltet. Disse delte feltet i en nordre og søndre del og overlappet hverandre i det viktigste mineraliserte feltet i SØ (bilag 7). En tredje student tilbrakte noen dager i feltet for å samle data for direkte sammenligning mellom Fremstfjell og Gaizerfeltet.

Bergartene i feltet består av granodioritter og grønnstener som opptrer innen et NØ-SV-lig belte. På begge sider grenser beltet mot metasedimenter. Mot NV finnes metaarkoser- og fyllitter, skilt fra beltet med en forkastning. I SØ ligger et metakonglomerat ukonformt oppå grønnstein/granodioritt.

Granodioritten er meget variabel, med hornblende og mulig mer kvarts enn i Fremstfjell. Omvandling gjør at den graderer over i en blekere farget bergart som minner om leucotronhjemitten, kanskje heller leucogranitt.

Grønnstenen er en basisk skifer som opprinnelig både var tuffittisk og hadde lavautvikling. I sammensetning varierer den fra basisk opp til sur lava, representert ved keratofyrer.

Innen grønnstenene finnes flere steder en grå chert-type som antagelig er en vulkansk exhalitt. Den største av disse linsene er funnet i den søndre del av feltet og opptrer da med opptil 50 % pyritt og med rikelig magnetitt i bånd.

Linser av grønnsten finnes inne i granodioritten. Ellerser kontakten mellom disse to svært tektonisk da skjærsoner eller mulige overskyvinger mot fall på SØ mot NØ ofte kan sees.

Omvandlingene i granodioritten til "Lecogranitt", kan tildels se ut til å følge skjærsoner og forandringene er gradvise, slik at det er naturlig å antyde metasomatiske forvandlinger langs disse planene. Noe epidotisering finnes. K-felspatisering mangler praktisk talt helt.

Mineraliseringen består av pyritt som er flekket disseminert gjennom granodioritten. Også tynne årer i grønnstenene. Molybden-mineralisering opptrer i "leucogranitt" og granodioritt på kvartsårer fra 4 cm til 2 m i maktighet og ofte sammen med pyritt. Molybdenitt er også funnet som flekker i granodioritten.

Det er sett Mo i 7 lokaliteter spredt utover feltet. Kopperkis finnes i ubetydelig mengde i kvartsårene og sammen med pyritt innen den delen Mo opptrer. Dessuten er mineralet sett i den nordre del av det aktuelle beltet og kan her være med å forklare Cu-anomalier i bekkesedimentene. Mengden av mineralet kjennes ikke og heller ikke er det sett Mo her selv om også dette lager bekkeanomalier.

Overskyvninger og skjærsoner har NØ-lig retning hvilket også er foliasjonsretningen. I grønnstenene kan en se NØ-fallene isoklinale folder, men ingen hovedfolding kan tas ut. Mot den vestre del av det kartlagte felt, kan det være at granodioritten faller svakt mot Ø langs en Ø-V akse. Fordi denne delen holder de Mo-førende kvartsårer, kan dette ha relevans til tolkingen av feltet.

4. Sammenligninger.

Det er forsøkt å sette opp hva som geologisk skiller og hva som er likt i Fremstfjell, Skarfjell og Gaizerfeltet.

Det ser ut som om Fremstfjell med sin porfyr-mineralisering og omvanling i form av K-feltspatisering, epidotisering, sericittisering, silifisering samt utbredt pyrittisering, er forskjellig fra Gaizerfeltet. Sistnevnte har et lite antall tykke kvarts-molybden-pyritt-årer, ved siden av at det mangler omvandling til K-feltspat og epidot.

Skarfjellet er en tredje type som har K-feltspat-epidot- og kloritt-årer, men mangler utbredt sericittisering pyritt og molybden-mineralisering.

Det rustne og pyrittiserte delen av Gaizerfeltet er 800 x 600 m, hvilket er svært likt tilsvarende rustområde i Fremstfjell (bilag 7).

Ved Gaizervatn ser det ut som det mineraliserte området faller sammen med den sentrale del av et elongert kompleks av granodioritt. Dette enten faller inn under eller er kontakt med grønnsten mot NØ og SV.

De spede strukturelle data som finnes, kan tyde på en konsentrering av mineralisering langs en akse Ø-V, altså på tvers av beltet.

I tillegg synes det ikke urimelig å anta at en ved Gaizervatn har å gjøre med et høyere strukturelt nivå enn i Fremstfjell. Hvis så er, kan det være interessant å spekulere i om det også mot dypet under rustområdet i Gaizerfeltet, kan finnes en porfyr-type omvandling og mineralisering.

Hvor Skarfjellet skal passes inn i slik tenkning, har en hittil for liten data til å si noe om.

1983

IV. TRONHJEMITT - OMRÅDET.

Det har innen dette området, som i det alt vesentlige dekker våre undersøkelser i forbindelse med Mo - mineralisering, vært relativt høy aktivitet.

Mo - undersøkelsen har også gått utenom det opprinnelige trondhemitt-området. Dette er beskrevet i kap VIII.

To områder hvor bekkesedimentanomalier indikerer tilstedeværelsen av Mo + Cu skulle befares. Tiden strakk ikke til dette (også dårlig vær). Dette gjelder et område N for Bergtjern i Sanddøla og ett NØ for Tjernølet, også i Sanddøla, rett V fra Fremstfjell.

1. Fremstfjell

a) Geologiske undersøkelser.

Hensikten med årets undersøkelser var å fortsette de detaljerte studier av feltet. Spesielt skulle en konsentrere seg om områdene NV for de sentrale deler av Mo- mineraliseringen, og en fastlegging av omvandlingens utvikling. M. Ryan har beskrevet resultatet i rapport av 20.12.83.

I 1982 var det påvist felter 4-500m mot NV hvor det så ut som det opptrådte leucogranitt (Mo-forenede moderbergarter). Årets undersøkelser fant tynne soner med leucogranitt her. Ryan rapporterte at svak, sekundeer malakitt kan sees i forbindelse med en skjarsone, men ellers er det ikke noe som tyder på en utvidelse av hovedmineraliseringen i denne retning.

Noe lengere vest v/Skarsfjellet, finnes én bleket granodioritt som ofte er epidotisert. Av og til sees også noe K-feltspatisering nært NNØ - SSW - gående skjærsoner. Men ikke noe tyder på Mo-mineralisering.

Derimot er det funnet at den Mo-mineraliserte leucogranitt N for Smaltjern, kan følges, enten som flere tynne soner eller som en sone, ca. 400 m vestover. Her stopper den mot en forkasting. Mo-mineraliseringen her synes svak og den er neppe mektigere enn i bh 1/80 (ca. 25 m).

Bilag 18
Prosjektmappe 89

Å finne et systematisk mønster i omvandlingsfenomenene og samtidig med dette sonering i mineraliseringen, viste seg være meget vanskelig. Ryan peker på de rundete blotninger og en stor grad av dagforvitring som årsaker til dette.

Når det gjelder mineralisering, ser det ut som det finnes en sentral sone med molybdenglans-kopperkis-pyritt. Denne er omkranset av molybdenglans-pyritt. Rundt dette er det igjen en bredere sone med pyritt. En skal imidlertid ikke ta denne sonering helt for gitt fordi kopper synes meget flekkvis fordelt og knyttet til xenolitter av grønnsten som opptrer inne i granodioritt/leucogranitt-komplekset.

Omvandlingene viser ennå mindre lovmessighet. Det kan se ut som K-feltspatisering er knyttet til det molybdenførende området. Epidotisering opptrer utenfor dette, men lapper også over. Klorittisering og silifisering ser ut til å være knyttet til skifrihetssoner i feltet. Sericittisering opptrer overalt i det Mo-mineraliserte området. Men som en hovedkonklusjon, synes ikke omvandling å opptre i noe bestemt mønster.

b) Røskeresultater.

Røskearbeidene ble forsinket av stadige problemer med Cobra bormaskin, men tilslutt ble det røsket to røsker henholdsvis 56 m og 65 m lange. Tilsammen ble det tatt 129 prøver, hvilket er noe mindre enn det var regnet med (200 stk.)

Røsk 2 ble forlenget nordover mot Nedrebekken med ca. 56 meter, mens røsk 7 gikk fra bh 2 mot Smaltjern i 65 m (hvorav 16,5 m var overdekket), se bilag 7 B.

Røskene viser tydelig den tilsynelatende gradvise overgang mellom granodioritt og leucogranitt. De viser også en meget uregelmessig inpregnasjon av Mo og Cu. I tillegg ble avdekket en kraftig epidotisert sone i røsk 7. Den var her sterkt grønn og gullig. Det er i alt vesentlig granodioritten som har denne omvandlingen.

I røsk 2 er gjennomsnittsverdiene 646 ppm Mo og 852 ppm Cu. Dette inkluderer en eksepsjonell høyanalyse på 12805 ppm Mo. Det beste partiet i røsken synes være fra 9,75 m til 12,00 m med 2134 ppm Mo og 488 ppm Cu. En del av denne røsken (de første 35 m) har relativt høye Cu-verdier (1084 ppm Cu) noe som skyldes innslag av metagabbro/grønnsten. Under logging var en imidlertid ikke oppmerksom på dette slik at kopperkis må være meget fint fordelt sammen med pyritt.

Røsk 7 har et gjennomsnitt på 122 ppm Mo og 331 ppm Cu. I denne er Mo-mineralisering konsentrert i 3 smale soner. Høyeste Mo-verdi er 1156 ppm og laveste er 3 ppm. Cu går opp i 3417 ppm og ned i 8. Utenom disse tre sonene, inneholder røsken lite eller ikke noe synlig Mo.

De to røskene viste noe blandet resultat, men i sum kan det vel sies at en hadde forventet noe høyere gehalter og en mineralisering som var noe mer omfattende. Spesielt røsk 7 skuffet da en trodde en skulle kunne følge mineraliseringen utover i leucogranitten mot Smaltjern. Dette indikerer antagelig at røsken går ikke langt fra den vestre begrensning av Mo-Cu-mineraliserings-segmentet mellom Nedrebekken og Smaltjern.

c) Geofysiske måleresultater.

NGU ble engasjert til å gjøre omfattende IP-målinger i hele feltet og i de borhull som måtte være tilgjengelig. Hensikten var først å kartlegge om anomalibildet fra det sentrale mineraliserte partiet kunne strekke seg nord og vestover. Derneft skulle en lignende betraktning foretas mot Ø og S (SØ). Østover var en kjent med at grønnsten ligger over granodioritten og kanskje kunne dekke over ytterligere mineraliserte soner. 3 arbeidsuker i dårlig vær ble utført. Resultatene er rapportert i NGU-rapp. 84.002.

IP-målingene er vist i bilag 7c. Her er tilsvarende målinger fra 1980 tegnet sammen med de nye. Det totale måleområdet deles og omtales i 3 hovedenheter, nemlig NV-feltet, Hovedfeltet og Østfeltet.

I NV hvor større mengder omvandlingsbergarter er kartlagt (bilag 7b), finnes bare lave IP-effekter og ubetydelige ledningsevne- og SP-anomalier. En kan derfor ikke forvente samme type mineralisering her som i Hovedfeltet, men dette utelukker i og for seg ikke Cu - Mo-mineralisering selv om de synes lite trolige.

Over grønnstenen Ø og NØ for Olavtjern er det registrert svake IP-anomalier fulgt av ledningsanomalier. Fordi granodioritten dukker stedvis opp her, foreslår NGU ytterligere arbeider, f.eks et borhull ved 5300 Ø - 2975 N.

Hovedfeltet markerer seg som en sterk IP-anomali og kan følges fra 4500 Ø og østover hvor den mineraliserte granodioritt faller inn under grønnsten omtrent ved 5700 Ø. Herfra svekkes anomalien gradvis videre Ø-over, og det synes som om den stikker mot dypet.

I Øst-feltet, øst for pr. 5800 Ø, er det stadig et forhøyet IP-nivå som fortsetter ut av måleområdet mot Ø, riktignok en del avsmålet. Anomaliformen tyder på grunne ledere. Rustsoner er da også observert i grønnstenene i dette området. 4 av IP-anomaliene ble prøvetatt og analysert. Med referanse til IP-kartet i bilag 7 c, framkom følgende resultater:

KOORD	BERGART	CU %	ZN %	MO ppm
6300 Ø - 2160 N	Granod.	0,06	0,02	173
6500 Ø - 2100 N	Grønnsten.	0,00	0,01	205
6900 Ø - 2500 N	Chert.	0,35	0,00	0
6800 Ø - 2500 N	"Kvartsitt"	0,31	0,31	170

De to siste prøvene representerer sammen anomalidraget og består av grønnsten med linser av chert og jaspis. Mineraliseringen er knyttet til sprekker i de sure delene. Også magnetitt er tilstede i større, uregelmessige linser. Kopperkis kan tydelig sees og dette er en mineralisering som må følges opp videre.

De to andre prøver er fra to separate drag, den første i en meget forskifret grandioritt, den andre (6500 Ø) representerer massive pyritt-bånd i grønnsten.

Spesielt med disse analyser er et relativt høyt innhold av Mo. Dette må reflektere det generelle geologiske miljøet i feltet og viser at en også ute i øst kunne forvente Mo-mineralisering i den underliggende granodioritt.

Som den vestre ende av Øst-feltet, er registrert en svak IP-effekt like nord for Storfisketjern (V for Langtjern). Denne er interessant fordi det er påvist store mengder av Kopperblomster i dette området. Mo menes å være påvist her, men dette er usikkert. Ledningsevne målingen bekrefter ledene forhold i dette området.

Lange pr. 6500 Ø ble det foretatt dybdesondring med IP,-ledningsevne og SP. Disse indikerer en dyp IP-anomalikilde ved ca. 2000 N (100 m) og 2725 N (200 m). Ledningsevnen er imidlertid moderat og sammen med en relativt beskjeden IP-effekt, antyder NGU at anomaliårsaken kan være mineralisering av en annen type enn i hovedsonen.

NGU har også forsøkt å finne en korrelasjon mellom IP-effekt, ledningsevne, gehalten av Mo og av Cu. Det kan påvises positiv korrelasjon mellom de geofysiskanomaliene og Mo - og Cu-gehalt, men disse må betegnes som svake. Det kan også utledes at høye IP- og ledningsevneanomalier ikke er noen garanti for høye gehalter av Mo og Cu.

NGU konkluderer med at Ø-feltet er den mest interessante delen av feltet som ble målt i 1983. Det bør bores i pr. 6500 Ø for å få orientering om hva anomaliene skyldes her. Det er tydelig at dypet ned til den anomaligivende sone varierer langs profilet og at mineraliseringen kan være av en annen type enn hovedfeltet. Men for en forbedret forståelse av feltet må disse punktet klarlegges.

Etter målingene i borhullene i Hovedfeltet, viser disse at flere av hullene burde vært boret dypere. Det kunne en også se av borhullsloggene, men det var ikke meningen at hullene skulle være lengre. Eksempelvis antydes at bh 6 burde vært forlenget med 150 m. I tillegg bør det bores et hull som skjærer mineraliseringen på store dyp. NGU foreslår her en posisjon 5100 Ø - 2500 N. Hullet vil da ligge i samme profil som flere av de gamle hull. Dette er helt i tråd med de foreløpige planer en har hatt for feltet i 1984.' Ytterligere ett langt hull bør antagelig bores.

Av de resterende anomalier prioriterer NGU Storfiskstjern-området før feltet Ø for Olavstjern.

d) Status for Fremstfjell.

Utenom forlegnelsen av Smaltjernsonen, ble det i 1983 ikke påvist noen videre økning i mineraliseringen i feltet. Det mineraliserte området blir dermed maksimalt 1300 m langt og 350 m bredt. Om en dimensjonerer det partiet som synes mest mineralisert, blir dette 500 m x 300 m. Ned til 100 m skulle dette i tonnasje på 50 - 100 mill. tonn.

Gehaltmessig blir bildet mer nedslående. Gjennomsnittlig for borhullene 1 - 9 (alle soner medtatt) blir Mo kun 177 ppm. For røskene 1 - 7 528 ppm Mo. Tilsvarende tall for Cu er henholdsvis 417 og 448 ppm Cu. Gjennomsnitt for både borhull og røsker gir 353 ppm Mo og 433 ppm Cu. Det må legges til at dersom alt kjernemateriale hadde blitt analysert, er det trolig at Cu-verdien har gått noe opp mens Mo kanskje ville falle noe. Likeså må legges til at den ekstremt høye verdien i røsk 4/80 og 2/83 er utelatt i denne beregningen.

En legger merke til at Mo-verdiene i røskene er nært 3 ganger så høye som i borkjernematerialet, mens Cu forholder seg noenlunde likt. Hva skulle være grunn til en slik forskjell? Det er nærliggende å tro at prøvetakingen er feil i et av mediene. I ettertid har det vært fastlagt at den kjerne-splitting som ble foretatt manuelt under boringen i 1980, neppe var god nok. Her kan ligge vesentlige feilkilder. På den annen side vet en at prøvetaking av håndstykker også lett gir overvurderte verdier. Det er derfor vanskelig å si hva årsaken til forskjellen er, men med de resultater en får over idag er Fremstfjell-mineraliseringen helt uøkonomisk.

Spørsmålet er derfor om det kan forventes at ytterligere og bedre mineralisering kan forekomme. En undersøkelse mot dypet synes påkrevet. For 1984 planlegges boret et par dype hull i feltet. Dette baserer seg delvis på det faktum at både bh 4 og 5 ble avsluttet i ikke ubetydelig Mo-mineralisering i 1980.

Sammenlignes granodioritten i Fremstfjell med andre tilsvarende forekomster intrusiver, mangler her breksjer og forskjellige porfyrer o.s.v. Men den mineraliserte sone inneholder rikelig med grønnstens-flak i tillegg til tynne gabbrolag og blokker av en tidlig intrudert fase. Hvis en så forutsetter at granodioritten har et normalt intrudert forhold til grønnstenene, vil en måtte anta at det mineraliserte området i Fremstfjell ligger svært nær det opprinnelige "tak" i intrusjonen.

Av dette kan også avledes at boring mot dypet ikke behøver bli så omfattende; en bør relativt fort være nede i en eventuell mineralisering. Det er tidligere pekt på at leucogranitten er av metasomatisk opprinnelse. Om dette tyder på at en magmatisk, granittisk intrusiv fase finnes i dypet, gjennstår å se.

Gjennom hele det Mo-mineraliserte området, kan en merke en Ø-V-elongering av mineraliseringen og som synes parallell med den regionale foliasjon. Denne ligger langs tallrike skjærsoner i retning 70-75°. Disse sonene er ofte silifisert og Mo-mineralisert og kan derfor ha vært med på å kontrollere mineraliseringen. Det viser seg også at de borhull som står nærmest de mest markerte skjærsoner, også har de beste gehalter.

Skjærsonens innvirkninger kan komplisere det en skulle forvente ut fra en rent intrusiv modell for mineraliseringen. Det normale i forbindelse med porfyr-forekomster er en sylindrisk steiltstående utvikling av mineraliseringen. De tektoniske forhold som har gjort seg gjeldende kan ha modifisert en slik enkel modell og gjort mineraliseringen mer knyttet til de eksisterende lineasjoner. Likevel ser det ut som det finnes muligheter til å påvise ytterligere mineralisering mot et rimelig dyp. Et borhull N for bh 6 (bilag 7B) bør kunne definere den mineraliserte sone i dette profilet.

2. Rekognosering av Mo-feltet mot NØ.

Fortsetter en ØNØ-over fra Fremstfjell, kommer en til Skardfjellet (bilag 7A), som i 1982 ble rekognosert etter Mo med negativt resultat. N fra Skardfjellet, i vassdraget mellom Langløftvatna og Reinsjøen (Piggvatnet), er påvist høye anomalier på Mo og Cu i bekkesedimenter, max henholdsvis 55 ppm og 282 ppm. En skjærson lokaliseret langs denne "elva", skjærer gjennom en blek granodioritt, som er sterkt episotisert og feltspatisert. Ryan kunne ikke påvise noen anomaliårsak, med unntak av spredt, meget svak sekundær koppar (malakitt.)

I området SV for Nesågiggen og Piggstjønn (854 i bilag 7A), er det funnet flere svake Mo-mineraliserte lokaliteter. Granodioritter er her ikke rusten og den viser heller ingen omvandling som skulle tyde på Mo i "Fremstfjell"-forhold". Det finnes en Ø-V kløvv samt skjæres av skjærsoner med nesten samme retning.

Ryan tror å ha påvist tynne K-feltspat streker som sammen med pyritt opptrer med Mo i Ø-V-lige tynne strikk. Arsenopyritt er mulig også påvist her. Mo opptrer som små flekker opptil 1 mm i tverrsnitt eller finfordelt langs de nevnte stikk.

Tilsammen observerte Ryan og hans lag Mo i 9 forskjellige lokaliteter. En anomali rett V for Piggtjønnå ble ikke lokalisert, men antas ha samme årsak som de ovenfornevnte.

I forbindelse med Mo-undersøkelsene i Gaizervatn-feltet i 1982, hadde D. Cawthera rapportert en rekke sulfidblotninger. Dette ble av Ryan undersøkt ved en kort befaring. Fra bukten, ca. 1 km S for hytta ble det traversert langs vatn 656 og vassdraget opp til vatn 664 (bilag 7A). Mineralisering i dette området kunne forklare sterke bekkesediment-anomalier her.

Ryan fant en svak rusten granodioritt med akcesorisk pyritt og mulig fintfordelt og finkornet kopperkis. Cawtheras "Mo i tynne årer" ble ikke påvist, men ingen prøver ble tatt til analyser.

Dette var negative resultater, men det demper ikke det faktum at en lengere S har funnet ganske kraftig Mo i enkelte kvartsårer. Ryan mener imidlertid at en videre undersøkelse av disse vil kreve boring, sannsynligvis dyp boring. Det er vel også et spørsmål om en ikke først bør foreta en geofysisk IP-måling før en bestemmer seg for boring.

3. Skarfjell.

Dette området er lokalisert 2,5 km Ø for den sentrale del av Fremstfjell-feltet (bilag 7A). Under en befaring i dette området etter Mo i 1982, ble en oppmerksom på at det i området er en rekke rustsoner av tildels betydelig bredde. Rustsoneneligger i grønnsten og kan påvises helt opptil den store granodioritt-intrusjonen i N. Granodioritt opptrer også som langstrakte linser i grønnstenen. Disse sees som partier uten, eller med bare svak rust. Stort sett fører rustsonene pyritt-impregnasjon, men en av dem ca. 1 m mektig, ble påvist å føre massiv pyritt/kopperkis. Oppgaven i 1983 ble der for å følge opp denne sonen, samt undersøke om tilsvarende soner skulle finnes.

Skarffjellet ligger i ca. 900 m høyde (bilag 7A) og er godt blottet. Rustsonene kan sees ligge tett og p.g.a forvitring er det vanskelig å følge enkelte av sonene hver for seg. En basislinje ble derfor stukket ut i feltet. Ut fra denne ble det målt ganske tett med VLF (bilag 8).

Måleprofilene viser at feltet i Ø er anomalt over en bredde på ca. 250-300 m, mens dette mot V smalner sammen til ca 100 m. Anomali-bildet i bilag 8 viser også at det er vesentlig færre anomalisoner enn det kan se ut som ved inspeksjon av rustsonene ute i terrenget. Dette kommer vel av at enkelte rustsoner er svært dårlige ledere og at forvitringen delvis har spredt et rustovertrekk utover også bergarter som i utgangspunktet er uledende.

Anomalikurvene viser en del klare soner, men i tillegg kan skjeldnes nesten i hvert profil meget små unduleringer i kurveformen som kan være terreng/overdekke/dyp-effekter. Disse er delvis slik at de er vanskelig å følge fra profil til profil. En tror imidlertid at disse små-unduleringene ikke representerer viktige fenomener og dermed ikke påvirker en endelig vurdering av Skarffjell-feltet.

Anomaliene i bilag 8 kan inndeles grovt i 3 hoveddrag: Ett i NØ, ett sentralt og ett i vest. Det NØ-lige anomalidraget faller sammen med et meget markert rustent parti N-siden av Stjernetjern. Her står sonen opp som en markert rusten rygg. Geofysisk viser VLF-målingene en leder som strekker seg fra mellom 1200- og 1250 x fram til minst 1500 x. På den vestre del av sonen kan bare en anomalitracé skilles ut, mens det lenger mot Ø blir klart flere ledere. Ut fra befaring i marken tolkes dette som at det også i vest er flere ledere. Disse ligger tett ved hver andre med god ledningsevne og registreres under målingene derfor som en anomali, mens lenger mot øst blir rustsonen svakere, det skilles bedre mellom de enkelte ledende soner og derav flere registrerte, men svakere anomalier. Geofysisk viser ikke målingene noen god leder, men de antyder dagnære årsaker. Likeså indikeres et steilt fall mot N. Rustsonene er indikert på bilag 8.

En svak anomali i 1150 x - 1275 y synes å indikere grensen mellom granodioritt i N og skifrige grønnstener i S. Denne grensen er knivskarp og rustsonene ligger praktisk talt helt inntil. En meget svak indikasjon på "skulderen" av rustsone-anomalien kan indikere denne grensen (eller en svak knusning mellom de to bergarter).

Denne NØ - like rustsonen ble i 1982 prøvetatt i et par lokaliteter, og i -83 i 1225y - 1225y. Prøven viser en flakig skifrig grønnsten med ganske tett med pyritt-korn. Analyse viser at den er tungmetallfri. Ellers kan sies at bergarten mot Ø (og mot avtagende rustmengde) synes bli mere massive.

Det sentrale anomalidraget i bilag 8 synes være ganske identisk med det NØ - like. Det er en ganske markert rustsone i tilsvarende bergarter. Den strekker seg i allefall fra 1050x til den går ut i Steinkjer ved 1200x. Anomalien ligger langs ca 1150y. Igjen indikeres et fall mot N av en relativt dårlig leder nært dagoverflaten.

Det vestre (og sydlige) anomalidraget har en litt annen karakter enn de over beskrevne. Bergarten er også av annen type idet det her er snakk om mer sure og keratofyrlignende typer. Den er stort sett lysgrå, men med epidot-førende bånd og nåler av aktinolitt. Dertil kommer pyritt i markerte bånd. Geofysisk kan det se ut som målingene har definert anomali-drag med noe bedre ledningsevne, dette kanskje best illustrert ved anomalien i profil 800x.

Også i dette vestlige draget er anomaliene meget klare. Y-tjern hindrer en del av kartleggingen, men det framgår likevel at det er snakk om sterke anomalier med indikert nordlig fall og dagnær årsak. Det som indikerer en forskjell på disse anomaliene, er hvordan imaginær - komponenten varierer.

Det vestlige draget har en hovedsone, men på flanken av denne og spesielt på S-flanken er det 2-3 anomalier av mindre betydning. På N flanken er det mersentralt i feltet også anomalier. Disse er viktige fordi den massive opptreden av kopper- og svovelkis finnes her. Funnlokaliteten er 1075x-1050y og denne sone kan bare med store vansker knyttes til en av de indirekte anomalidrag. Det synes ikke rimelig at det hører til hovedanomalien (pr 1050x og 1100x). I pr 1050x er det indikert en ledersone i 1037y og det er naturlig å henføre den Cu-førende sonen til denne. Dette vil si at denne sonen ikke synes ha utbredelse lenger Ø en til pr 1100x, men den vestover går ut i Y-tjern. Lenger V er hovedanomalien meget markert, uten at det er mulig å si om denne er skyld i Cu-impregnasjon.

Forvitringen gjør det vanskelig å få en representativ prøve fra de forskjellige rustsoner. Det er derfor også vanskelig å beskrive de forskjellige rustsoner.

Imidlertid viste en prøve i pr 700y-1110y bare spor av Cu (0,03%). Dette var den sure keratofyriske bergarten. Noe lenger vest, i 600x-1100y, var samme bergart noe grovere og den var gjennomsett med stikk, fylt med kopperkis og analyse viste 0,73% Cu.

Ellers er det i Skarfjellet flere spredte og ikke så kraftige anomalidrag. Et av disse, mellom midtre og vestre sone, i pr 1100x-1075y ble det tatt en prøve, men også her Cu på spornivået.

For å se om prøvene kunne ha noen affinitet til Mo-mineralisering ble de analysert for Mo. Det interessante var da at prøven fra pr 1100x -1075y viste 160 ppm Mo, mens de andre ikke hadde spor av elementet.

Årets undersøkelse har ikke kunnet forfølge den massive Cu-mineraliseringen som ble funnet i 1982 (2,22% Cu). Men observasjonene viser at Cu finnes andre steder i feltet, og det tyder på at den vestre del av feltet er mer interessant i så måte. Her er det behov for flere prøver og VLF-målingene bør trekkes lengre vest og nord. Grunnen til at en prøve, sentralt i feltet, fører ganske betydelig Mo er ikke fastlagt, men også denne prøven er sur. Den er finkornet og glassaktig og kan representere en omvandlingssone som er Mo-mineralisert.

IV. TRONDHJEMITT-OMRÅDET

1989

Hovedarbeidet her var gjennomføringen av borprogrammet på Fremstfjell. I tillegg ble noen mindre oppfølgingsarbeider utført.

1. Fremstfjell

Planen for sesongen var å bore to lange hull i feltet. Dette ble utført med egen maskin, Diamec 260, utstyrt med wireline (WL). Etter større problemer i forbindelse med at utstyret ble transportert inn på snøføre, kom boringen igang 14 mai. De to hull utgjorde til sammen 922,60 m. Et av hullene er 502 m og det lengste som er boret av mannskap fra Grong Gruber. Utstyret ble transportert ut med helikopter den 29. juli.

Hensikten med boringen var å undersøke både kvalitet og utbredelse av mineraliseringen mot dypet. Som bakgrunn for hullpåsettene hadde en de tidligere borhullsprofiler, geologi og IP - målinger som ble utført i 1983. Her sto en imidlertid ovenfor det problem at det geologiske kart antydte en NV - gående dragning av mineraliseringen, mens geofysiske data markerer en noe sterkere forflytning av mineraliseringen mot NØ. NGU framhevet i sin tolkning av det geofysiske bildet at mineraliseringer fortsetter ø-ver, bilag 6, men at den ligger dypere, det siste som følge av at grønnstenen oppå granodioritten blir tykkere. Det er dog tenkelig at dette er en annen type mineralisering og at bildet kan komme fra grønnsten og dermed uten direkte sammenheng med hva en kan forvente i granodioritten. Som konklusjon anbefalte NGU at det ble foretatt diamantboring i pr. 65000 (bilag 6), hvor dypet til den anomaligivende sone er omkring 100 m og mer.

Det første hull, bh 10/84, var enkelt å plassere i pr. 51000 (50970 - 2455N). Det ville gå sentralt gjennom mineraliseringen, det ville øke kunnskapene om det geologiske snittet fordi en fra før hadde bh 3-4-5-6 her og det var anbefalt av NGU at bh 5-6 ble forlenget. Derfor ville et langt bh 10 kunne si mye om den mineraliserte sones utvikling mot dypet. Bh 11/84 var vanskeligere å plassere, ut fra det som ovenfor er nevnt, men det ble valgt å legge det 200 m mot øst i pr. 53030 - 2500N.

Bilag 18
Prosjektrapport 89

Det var ikke aktuelt å gå så langt øst som NGU ønsket (pr. 65000) fordi det ble antatt at en mineralisering her ville måtte betraktes som en ny lokalitet og som må undersøkes for seg. Da strukturene i feltet, innen et snevert område må antas å gi det samme mønster, ble det vurdert at en plassering i pr. 53000 av bh 11 ville ta vare på en antatt NØ-lig trend mot dypet for den kjente mineraliseringen. Begge hull er tegnet inn på bilag 6 og begge er satt hvor granodioritten begynner å få overløst flak av grønnsten.

Det er i 1984 lagt mere vekt på å beskrive borkjerne materialet mer i detalj. Logginger ble utført av Brian Marshall og Frank Vokes (ca. et hull hver). Noen vansker har det vært å korrelere de to loggene med hverandre. Imidlertid er en kommet fram til en noenlunde ens tolkning av bergartene.

Vulkanittene kan deles i to hovedgrupper: a) Grønnsten eller metabasitter. Disse kan være lyse eller mørke. De er massive og fører som oftest svært mye epidot åre-materiale. Bergarten kan også være foliert og den kan anta et mer finkornet og diabasisk preg. Det siste kan godt være de diabasiske ganger som ofte kan sees i feltet. En siste type er en massiv variant som har et spettet preg. Det er ikke utenkelig at dette kan være uttrykk for en gabbro-utvikling, men det er ikke foretatt mikroskop-undersøkelser for å få fastslått dette. b) Den andre hovedgruppe er tuffaktige utviklinger av vulkanittene. De er ikke så rikelig utviklet og det er bare Marshall som har lagt spesiell vekt på disse.

De opptrer som vellagrede, laminert med 2 - 3 mm tykke kvart-holdige bånd som veksler med mørke klorittiske lag. Også her er det en stor grad av epidot-årer. En kloritt-elbitt- karbonatrik skifer må også regnes til denne gruppen. Pyroklastiske teksturer finnes, samtidig som det er alle overgangsformer til de massive vulkanitter.

De sure bergartene er vanskeligere å klassifisere makroskopisk. Også her er det imidlertid praktisk å dele inn i to hovedgrupper:

- a) Porfyritter. Disse veksler mye, både i tetthet av porfyrene og i typen av porfyrer. Det meste er enhedrale feltspat-porfyrer, men det opptrer også porfyrer av de mørke mineralene. Som regel ligger porfyrerene i en finkornet matrix av surt materiale som er rosagrå til brungrå av farge. Porfyrene kan være opptil 5 mm i størrelse.
- b) Her er samlet de massive bergartstyper som kan gå under feltbetegnelsen granodioritt. Disse er fra finkornig til grove, fra gulgrønn og grå til rødgrå i farge. En finkornet variant har som oftest en brungrå farge og er kalt felsitt. Det er tildels vanskelig å skille mellom a) og b) fordi det finnes en rekke overganger. I praksis er b) matrix til porfyrittene i de fleste tilfeller. Granodioritten kan også opptre med sterk foliasjon og blir da svært gneisaktig.

Lyserøde/brungrå finkornete ganger sees å krysse både vulkanitten og de sure bergarter. Disse må betegnes som aplittganger og ligner mye det som er beskrevet som felsitt. De er som regel 1-5 cm mektige.

I tillegg opptrer ganske store masser med blandingsmateriale mellom vulkanitter og sure bergarter. Disse er benevnt både som hybrider og som assimilasjoner mellom porfyr og vulkanitt. En kan se porfyritter med grønne flekker, store og små. Disse antas være grønnstens-xenolitter.

Omvandling vises som oftest som epidotisering og sericittisering. Men også silifisering er tydelig. Videre er K-feltspatisering markert og pyritt-mineraliseringen er også et uttrykk for omvandling. Kloritt opptrer mye sammen med sericitt og i partier blir felsitten helt rødbrun av hematitt (oksydering av sulfider?)

Pyritt opptrer stort sett overalt, men er konsentrert i enkelte soner. I mengden finnes den i 0,1 - 5 %. Den opptrer som enkelt-korn, og når den er anriket finnes den i tynne, gjennomskjærende og kryssende årer. Kopperkis opptrer vanligvis i grønnsten sammen med pyritt i årer og "stringers," men mineralet finnes også i granodioritt/porfyritt. Magnetkis er også sett, men svært sporadisk.

Molybden ("MOS") opptrer oftest i stikk og i årer med forskjellig orientering. Stedvis vises mineralet som en meget finkornet grå-farge i kvartsårer, stedvis som mere markert innhold i kvartsårer. Mere sjelden ser en "MOS" som små flak fordelt rundt i granodioritt. Det typiske er at når "MOS" opptrer er det tett med kvartsårer og stikk med sericitt. I bergarten finnes også andre partier med de samme forhold, uten at det kan påvises MOS-mineralisering.

I bilag 7 er framstilt pr. 5 1000 med gamle borhull og med det nye bh 10/84. Bh 10 er logget og beskrevet i noe større detalj enn de gamle hullene, men en ser med en gang at bh 10 gir inntrykk av å ha en større andel av vulkansk materiale enn de tidligere hullene. En skal imidlertid være klar over at inne i vulkanittene (grønnstenene) opptrer grov og fin bånding med granodiorittisk materiale. En bred sone med i alt vesentlig vulkanitter finnes mellom 240 m og 340 m. Dette er som i bh 4 og tildels i bh 5, men denne brede basiske sonen var ikke ventet så høyt oppe i hullet. Derfor kan dette bety at bh 10 er kommet inn i en ny, større grønnstens-xenolitt, fordi den nedre del av hullet stort sett fører sure bergarter der en forventet at grønnstens-sonen, påtruffet lenger oppe, skulle vise seg.

Bilag 8 A viser resultatet av borkjerneanalysene for bh 10 og 11 i tabell-form. Bh 10 viser stort sett lave Mo-verdier. Det mest alminnelige er 10 - 20 ppm Mo. En 4 m bred sone 62 - 66 m har imidlertid 520 ppm og et fåtall andre soner kan komme opp i 100 - 200 ppm. Mot bunnen av hullet øker "bakgrunnsverdien" for Mo til oppmot 20 - 40 ppm. Dette synes å skje nedenfor det store innslaget av vulkanitter. Og mellom 432 m og 464 m er innholdet av Mo igjennomsnitt 175 ppm. Det virker derfor som om en har en reel økning av bakgrunns-Mo mot bunnen av bh 10.

Cu-gehalten viser et vesentlig høyere middel-nivå enn Mo og et nivå på 200 ppm er ikke uvanlig i de øvre deler av hullet. Det er heller ikke uvanlig å støte på verdier opptil 1 500 - 2 000 ppm Cu. I de analyserte øvre 114 m av bh 10 er gjennomsnitt cu-innhold 286 ppm. Dette synes bli noe lavere mot bunnen av hullet, kanskje fordi det her er mindre andel vulkanitter. Til eks. har partiet 360 - 400 m 183 ppm Cu.

Likevel viser bilag 8 A at partier mot bunnen også er høy i Cu. Sammenfallende med "høy" Mo (432 - 464 m) er Cu 513 ppm.

Bilag 8 framstiller bh 11 i pr. 5 3000. Her er de geologiske forhold mer uregelmessige, idet vulkanitter og granodioritter varierer i større grad gjennom hele hullet. Det er også en stor overvekt av vulkanitter. De samme forhold kan registreres i de to eldre borhull 7 og 8. Ovenfor 200 m er det alt vesentlig basiske bergarter, mens det sure innslaget blir mer markert under dette. Dette stemmer godt med interpolasjon fra bh 7 og 8.

Analysene fra de eldre borhull var ganske lave både for Mo og Cu. Bh 11's analyser er imidlertid svært lave (bilag 8 A). Analyseresultatene for prøver fra de ca. første 375 m av hullet viser Mo-verdier som knapt går over 10 ppm og Cu-verdier som ligger rundt 100 ppm med noen anrikete soner. Analysematerialet her er i stor grad enkelt prøver, men disse er plukket fra partier hvor det kunne være mistanke om Mo-mineralisering. At noe høyere Cu-verdier kan være oversett er mulig, idet prøvetakingen var innrettet mot Mo.

Mot slutten av hullet øker verdiene merkbart. Ikke så mye for Mo, opptil 20 - 30 ppm, men for Cu viser det nederste partiet fra 394 - 414 m 563 ppm i gjennomsnitt.

Generelt må en si at analyseresultatene for Mo fra boringene i 1984 har gitt nedslående resultater. Det er klart på bakgrunn av kjerneloggingen at Mo-sulfid opptrer svært sporadisk. På forhånd var det forventet partier med vesentlig høyere Mo-nivå. Gode partier i bh 5 og 6 fra boringen i 1981 er ikke blitt repetert i bh 10. Gjennomsnittsnivået for analysene ligger vesentlig lavere for 1984 enn 1981. Dette kommer sterkt, og klart fram i bh 11 kontra bh 8. Bh 8 har et gjennomsnittlig Mo-nivå mellom 60 - 90 m på 150 ppm, mens det faller til 60 - 65 ppm fra 120 - 130 m. Dette gir nivå-senkning for - 84-boringen til 1/10-part. En viss variasjon må en regne med, men med den likhet i geologi

hullene har i pr. 5 3000, er det på sin plass å vurdere hvordan slike forskjeller kan oppstå. Alle forhold sett under ett kan tyde på at en her har med et analyseteknisk problem å gjøre. Det kan være at det er benyttet forskjellig oppslutnings-metoder på prøvene. Mo opptrer meget finkornet og trenger en god oppslutning. Det ble derfor i 1981 gått inn for en oppslutning med HCL/HNO₃; ikke perklor-syre som løser svakere. Faren er at perklor-syre er benyttet på 1984-prøvene. En annen mulighet er at kjernematerialet er for dårlig finknust.

Dette er forhold som det er viktig å få avklart. Mercury Analytical må forespørres om analyse metode og foreta kontrollerende analyser. For Cu synes det ikke som det er forskjeller av betydning i årets analysemateriale i forhold til de fra 1981.

Makroskopiske betraktninger av årets kjernemateriale og sammenligning av dette med analyseresultatene i bilag A, understøtter at det synes være et misforhold mellom oppnådde analyser og observert mengde av "MOS". Dette kommer sterkt fram øverst i bh 10 og fra 390 m og dypere i samme hullet. Her finnes eksempler på hvor loggbeskrivelsen lyder på "sterk Mo-mineralisering", bare gir 30 - 90 ppm Mo ved analyse. I bh 11 er det tydelig ikke rapportert mye Mo, men her er problemet omvendt. De høyeste Mo-analyser har ingen observasjon av Mo-mineralisering. Det virker som observatøren ikke er klar over hvordan mineraliseringen opptrer.

Uansett om det skulle være analytiske feil på prøvematerialet, må undersøkelserne i Fremstfjell i 1984 betegnes som negative. En hadde forventet en mer jevn Mo-mineralisering mot dypet med enkelte anrikete partier. Visuelt kan en se at mineraliseringen er svært sporadisk og rikpartiene er meget begrensede. Det ser derfor ut som denne delen av Fremstfjellfeltet ikke har de nødvendige attributter for å bli en mulig økonomisk forekomst. Imidlertid må en ta det forbehold at bare en liten del av dyppartiene til den mineraliserte sone er undersøkt. NGU antyder som nevnt en sterkere draging mot NØ. Hvis dette er riktig har både bh 10 og bh 11 antagelig falt utenom sonen eller i ytterkant av sonen. Til tross for det dårlige resultat av boringene i 1984, må en understreke at dette stadig er en meget interessant type mineralisering. Feltets muligheter er blitt begrenset, men på langt nær uttømt. Som en kommer inn på senere, er også partiene ca. 1 km lenger øst av interesse i en videre prospekteringsinnsats.

2. Skarffjell.

I et større rustområde omkring Skarffjell ca. 2,5 km ØNØ for Fremstfjell, (bilag 2A) var det antatt bare finnes pyritt-mineralisering. Denne ble i 1983 fulgt opp med geofysiske målinger, noe geologisk rekognosering og prøveinnsamling. Resultatet av denne oppfølgingen var at den østre del av Skarffjellet kunne betraktes som tungmetallfri. Den vestre del av feltet førte derimot tildels interessante mengder Cu-mineralisert materiale og ble anbefalt fulgt opp (årsrapp. 1983).

VLF-målingene ble i 1983 utført fra pr. 700X til 1600X. I 1984 ble stikningsnett og måling ført SV-over til 200X. Nett og Cu-mineraliseringen er vist i bilag 9. Det har vist seg at målingene kunne ha vært ført ytterligere vestover.

I bilag 10 er framstilt årets VLF-målinger. Gjennom hele feltet går et veldefinert anomalibelte med bredde 50-75 m og som føres noe sydover i de vestligste måleprofiler. Profilene antyder også ledere med et markert fall mot syd, noe som bekreftes geologisk. Det ser ut på anomalkartet som om det får et hoveddrag gjennom hele det målte felt. På bilag 10 er det antydnet at det er samme sone. Det er tegnet slik fordi det er rimelig likhet i kurveforløpet i alle målte profiler. Geologiske befaringer viser imidlertid at sonen som tas opp først i pr. 650x forsvinner i pr. 450x. Derfor kan det godt være at det fra pr. 400x til 200x er en egen sone. Ser en i detalj på kurveforløpet, synes dette ikke være utenkelig. Fra pr. 650x - 450x er målekurven noe bredere og dermed antyder et dypere nivå for en god leder. Det sydligste draget har derimot en brattere flanke og indikerer dagnære ledere. Felles for begge disse er at oppå hovedanomalien finnes en rekke mindre antydninger til uregelmessigheter. Dette tyder på at lederen består av flere soner og det er ikke gitt at den kraftigste indikasjon er den beste. Likevel synes begge bestå av 2 hovedindikasjoner, samt at den østre har minst 2 til, noe svakere.

Kurveformen og imaginærverdiens forløp tyder på at målingene beskriver gode ledere i ellers dårlig ledende omgivende bergarter. Dette kan også sees av bilag 10. Utenfor anomalisonene er målefeltet ganske homogent. Bare helt i nord finnes svake ledere i enkelte av profilene.

Befaringen av anomaliene viste som nevnt en forklaring på sonen langs 1100y fra pr. 750x til 450x. Anomalien er knyttet til en gråhvit, finkornet til sukkerkornet kvartsittisk bergart som i realiteten er en variasjon fra keratofyr til chert. Enkelte antydninger til jaspis finnes også. Denne bergarten er omgitt av en skifrig til massiv grønnsten, delvis med lett vekslende tynne, sure bånd. Spesielt er denne tuffvekslingen godt synlig i liggsonen. Chert/keratofyrsonen ligger mellom 1095 - 1100y og er i pr. 600x på det mektigste 4 m, mens den i pr. 450x er ca. 1,5 m.

Mineraliseringen opptrer i ligg av de sure bergarter hvor finkornet pyritt danner fine bånd. Gjennom disse og bergarten forøvrig er det årer og stikk fylt med grovere pyritt og tildels ganske mye kopperkis. Cu-impregnasjonen varierer imidlertid sterkt, men kopperkis kan sees langs hele strøklengden. Oppover mot hengsiden avtar kopper-mineraliseringen mens pyritt holder seg som skyer og enkeltkorn. Helt i heng kan stedvis opptre en smal magnetitt-sone.

Mellom 200x og 350x, langs 1100y ligger en sone med omtrent de samme forhold, selv og cherten her opptrer i mindre mengde, er mørkere og fører ikke så markant mengde impregnasjoner. Den er heller ikke knyttet til noen klar VLF-anomali. Kan derfor være en uledende fortsettelse av den ovenfornevnte sone.

En 3 m lang røsk, plassert i 670x - (1113-1116)y, på den nordligst del av anomalisonen, avdekket også her keratofyrisk til sur grønnsten, bare impregnert med grove pyritt-krystaller (5mm).

Analyser av prøvetatt materiale fra den vestre del av Skarffjell, ga følgende resultater:

Koordinat	Cu %	Zn %	Ag ppm
275x - 1100y	0,04	0,21	
450x - 1098y	0,02	0,00	
550x - 1100y	0,03	0,00	
600x - 1095y	1,45	0,00	2
" "	0,06	0,00	
" "	0,01	0,01	
670x - 1115y	0,01	0,00	
" "	0,03	0,01	
-00x - 1095	0,01	0,00	

Som en kart kan se, er sonene generelt sett ikke særlig rike selv om det kan finnes gode partier (600x - 1100y = 0,73 % Cu i 1983). Mineraliseringen er også karakterisert av en ren kopper-/pyritt-sammensetning. Anomalt er det derfor at pr. 275x kommer opp med 0,21 % Zn. Geologisk var denne sonen litt forskjellig og det er mulig den karakteriseres av en føring av Zn.

Uheldigvis ble ikke VLF-sonen langs 1000y befart, men det er vel tenkelig at like forhold kan forventes her.

Samtidig med oppfølginger av VLF-målingene ble det forsøkt å finne ut noe om utbredelsen av det opprinnelige funnpunktet av Cu i 1075x - 1050y (Cu-skjerpet i bilag 9). Her ble sprengt en 5 meter lang røsk på tverrs av strøket. Denne ble prøvetatt hver meter.

Analysering ga følgende resultater:

Koordinat	Cu %	Zn %	Ag ppm
1075x - 1048y	1,27	0,18	3
- 1049y	0,21	0,04	3
- 1050y	0,17	0,01	2
- 1051	0,17	0,03	2
- 1052	0,02	0,02	2

Mineraliseringen er meget massiv i en grågrønn grønnsten. Den består vesentlig av pyritt, men kopperkis opptrer som tynne linser. Nordover i røsken dukker noen tynne chert lag opp, samt at grønnstenen blir mer tuffpreget. Prøvetakingen er ikke god, men det ser ut som mineraliseringen har en interessant bredde. Den karakteriseres av lav Zn og Ag.

Langs strøket østover forsvinner sonen før 1100x. Vestover er lignende type mineralisering sett ved Y-tjern. Her minner typen mere om den vestenforliggende sone. Det er ikke gjort forsøk på å følge sonen vestover fra Y-tjern, men det ser ut som den går i sydkant av tjernet (eller ut i det).

En granodioritt-sone som i -83 viste seg å føre 160 ppm Mo (i 1100x - 1075y) ble undersøkt. Ser ikke spor av molybden. Dette er en linse inne i grønnsten som er lys og foliert, med noen markerte amfiboler. Den har videre pyritt rosa feltspat og er sterkt epidotisert, og er tydelig omvandlet. Den kan derfor ha det antydte Mo-innhold (selv om det virker høyt). En sammenheng med Cu-skjerpet er også mulig.

Skarffjellet fører en ganske utbredt Cu-mineralisering. Den synes knyttet til et markert og lett geofysisk påviselig nivå. Cu-mengden varierer mye, men er i hovedsak funnet å være heller lav. Både Zn og Ag er svært lave. En har ikke direkte kunnet sette denne mineraliseringstypen i sammenheng med Mo-mineralisering, men bekkersedimenter og den store granodioritt-intrusjonen i N gjør en slik sammenheng ikke usannsynlig. Det er påvist omvandlete bergarter av interessant type. VLF-målingene kan antyde at bedre ledere finnes mot dypet.

Det er vanskelig å si noe om hva som videre bør gjøres. Så blottet som feltet er, er det lite trolig en vil finne nye, bedre mineraliseringer. Den sydlige VLF-sonen bør undersøkes, men ellers virker det som boring må gjøres for å bringe prosjektet videre. Idag er det imidlertid lite som rettferdiggjør en slik innsats. Det innstilles derfor på at prosjektet beror, og at det tas opp iforbindelse med videre Mo-prospektering.

3. Diverse.

1,5 - 2 km øst for borfeltet på Fremstfjell, ble det ved IP-måling i 1983 påvist et bredt, ledende område, delvis anmerket i bilag 6. Enkelte spredte prøver det året antydte at det kunne inneholde Cu-førende soner. I 1984 ble derfor det mest markerte av disse anomalidragene plukket ut til videre oppfølging, nemlig det som følger omtrent langs 2500 N fra 6700 Ø til 7100 Ø. Dette framkommer også på ledningsevne- og SP-kartet. Sistnevnte er meget markert og synes ta utgående best (mellom 6750 Ø og 6950 Ø). De andre antyder en vesentlig lengre strøklengde på den ledende sonen. Draget følges også av en markert magnetisk sone. Sonen ligger i den del av feltet hvor store flak av grønnsten "flyter" oppå granodioritt. IP-sonen synes ligge i grønnsten, men nært grenset til granodioritt.

Det ble røsket i tre punkt samt tatt prøve fra 4 andre. Registreringer i forbindelse med denne prøvetaking er dessverre ikke god nok. Det vites lite om lengden av røskene, selv om de nok er korte (ca. 1 m) og det er heller ikke sagt noe i feltbeskrivelsene om hvor tett prøvene ble tatt.

I pr. 6700 Ø - 2455 N ble det i grønnsten påvist en meget sterk Cu-mineralisering. (For analyse se tabell under). Den opptrer som massive bånd eller som sterk impregnasjon sammen med avrundete pyritt-aggregater. Cu (kopperkis) opptrer også som flekker i grønnstenen. Sistnevnte er tildels svært gjennomført av epidotårer. Pyritt opptrer i tillegg til aggregatene som finkornete bånd i grønnsten. Delvis alternere de med magnetittbånd. I enden av røsken er tatt prøve av en lys, finkornet granodioritt med rosa feltspat.

Ved 6750Ø - 2500N ble funnet en uforvitret og nærmest massiv koppermalm. Etter prøven å dømme må denne sonen være minst 5 cm mektig med enkelte tynne bånd av magnetitt i tillegg.

Røsken ved pr 6800 Ø - 2475 N fant kraftige rustsoner på begge sider av 2475 N. De ligger i grønnsten som også veksler med smale, uregelmessige soner av lys til mørk kvartsitt (eller chert). Grønnstenen fører svært mye epidot. Mineraliseringen opptrer som uregelmessige korn og flekker av fin til grov pyritt og koppermalm. Et sort, umagnetisk mineral, er mulig bornitt. Det opplyses at 3 prøver er tatt her. Alle er mer eller mindre Cu-mineralisert og de er tatt 3 m fra hverandre, altså skulle den prøvetatte sone være 6 m bred. Men det sies intet om det er mineralisering mellom prøvene. Like i nærheten er det ytterligere soner med kvartsitt og mineralisering.

Den siste røsken er gjort i pr. 6900Ø - 2500N. Her finnes lag av kvartsitt (chert) i grønnsten med flere sulfidsoner knyttet til både grønnsten og kvartsitt. Et av sulfidbåndene rapporteres være inntil 40 cm mektig. Ved 6915Ø er mineraliseringen knyttet til stikk og årer i en kvartsitt som nå nærmest må betraktes som blåkvarts. Prøvepunktene ved dette profilet ligger inne på sonen med høyest IP-effekt og opptreden ligner nye på hva en fant langs 1100y på Skarvfjell, men er neppe samme sone. Pr. 6915Ø - anvisningen ligger ca. 700 meter lengere syd.

I 7000Ø - 2540Ø er det en massiv, mørk grønnsten, stadig med stort innhold av epidot. Den er noe uvanlig fordi den fører noen tynne bånd av rødt feltspatmateriale og sort, antagelig manganførende oksyd. Sulfider finnes spredt som korn av pyritt. Videre mot øst i 7080Ø - 2560N er det stadig grønnsten, nå med mye kvarts og pyritt. Et mørkt, mykt mineral er antagelig et forvittringsprodukt. I profil 7100Ø - 2548 er grønnstenen blitt så godt som umineralisert, men er kanskje noe surere i type. Epidotiseringen er stadig sterk.

Analysen av de ovenfornevnte prøvepunkt har gitt:

Koordinat	Cu %	Zn %	Ag ppm
6700Ø - 2455N/A	4,20	0,01	7
" - " /B	0,14	0,01	3
" - " /D	0,03	0,01	
6750Ø - 2500N	8,06	0,03	11
6800Ø - 2475N/A	9,74	0,02	22
" - " /B	2,38	0,01	9
" - " /C	0,11	0,00	
6915Ø - 2510N	0,93	0,02	
7080Ø - 2560N	0,01	0,05	

Tabellen viser at tildels formidable analyser oppnås. Men en skal være oppmerksom på at det er ukjent hvor stor mineraliseringsbredde hver prøve representerer. Realistisk må det antas at det meste er prøver fra smale bånd selv om 6 m bredde på sonen er observert. Dette anomaliområdet betegnes som meget interessant. IP-anomalien (bilag 6) antyder en leder med bredde på 20 - 40 m og strøklengden er 4 - 500 m og en del av prøvematerialet er tatt til side for IP-anomali-toppen. Mineraliseringstypen er ganske klart en ren Cu-type, men ganske høye Ag-gehalter kan oppnås. Det burde også vært analysert for mulig innhold av Mo.

Pga. de prøvetakings-usikkerheter som finnes, må dette området befares videre for å få fastslått den endelige utbredelse av den interessante mineralisering. I denne sammenheng bør også nevnes at NGU har foretatt en IP-dybdesondering langs pr. 65000. Denne påviser både grunn og dype ledere. Det er derfor ikke utenkelig at dette anomalifeltet burde vært undersøkt med et borprogram. Befaring av andre IP-anomalier Ø for Fremstfjell burde også gjennomføres.

I forbindelse med den geologiske kartlegging N for Fremstfjell, ble enkelte spor av kopperkis observert. En befaring ble tatt for å følge opp dette.

Ved pr. 49200 - 2580N ble funnet en svak pyritt-impregnasjon i en svak båndet grønnsten. Den er meget lokal, og uten antydning til rust omkring. Analyse viser bare 0,03 % Cu. 100 m lenger øst sees noe av det samme.

I pr. 49650 - 2765N er det en uregelmessig bergart, antagelig en grønnsten oppblandet med granodioritt. Rustsoner opptrer også her flekkvis og analyse gir kun 0,02 % Cu.

Øst for Skarfjellvatn (1,5 km N for borfeltet), finnes et område med doleritt-dykes hvor små mengder kopperkis skal være sett. Prøvematerialet som ble brakt tilbake, var granittisk eller av granodioritt og uten noen form for mineralisering.

Det synes ikke som de mindre opptredener av kopperkis som er sett i N, betyr noe for helhetsinntrykket i feltet.

Det foreligger to arbeider som sammenstiller det vesentligste av det som er utført av geologiske arbeider på Fremstfjell og mineraliseringen der.

Først nevnes at dr M.Ryan ved Portsmouth Polytechnic har tegnet sammen alle de geologiske bidragene. Det nye kartet gir ikke vesentlig nytt. Den sentrale mineraliserte del domineres av omvandlingsbergarten leucogranitt, og denne har en form som tydelig drar det ut langs strukturelle lineasjoner. Derfor er antagelig disse av betydning for plasseringen av den omvandling som har foregått. Kartet viser også at den underliggende trondhejmitt er blottet i vest men blir delvis overdekket av flak av metasedimenter på samme måte. Mellom Olavtj. og Skarffjellvatn ligger en stor gabbro-intrusjon. Mot syd er trondhemitten begrenset av konglomerater og sedimenter, delvis med tektonisk grense.

Det andre arbeidet er av Abel Mohamed Elamin (fra Sudan) som i oktober fullførte sin "Master of Philosophy"- M.Phil - ved Portsmouth Polytechnic. Den har tittel "The Geology of the Molybdenum Mineralized Area of Fremstfjell, Grong District, Central Norway". Det geologiske kart som medfølger er i det alt vesentligste identisk med Ryan's. Elamins mineraliserte sone, som han kaller granitt, har noe større utbredelse, fingerer mer ut. Han har heller ikke med metasedimenter i nord, disse er hos ham kartlagt som grønnstensvarianter. Mindre forandringer har han også iforbindelse med Keratofyrsonen ved Fremsttjern, som han kaller rhyolitt.

Den mineraliserte bergarten er som nevnt kalt granitt av Elamin og er av forskjellig petrografi og kjemi fra den omgivende trondhejmitt. Granitten er ganske massiv i sentrum, men blir mer skifrig ut mot kantene. Dette påvirker dens kjemi noe. I forbindelse med granitten er det en vanskelig definerbar mineralsonering og et dårlig definert omvandlingsmønster. Men rundt mineraliseringen er det en pyrittisert ellipsoid sone hvor lengste akse er ca 1900 m og korte er 8 - 900 m. Innenfor denne igjen er det et mindre skall av molyb-pyritt og innerst av molyb-kopperkis-pyritt.

Fra sine kjemiske analyser, finner Elamin at de omgivende vulkanitter antagelig tilhører en øybuedannelse av relativt moden alder. Mineraliseringen synes ha karakteristikkene til en porfyr-type fra calc-alkalint miljø assosiert med vulkanske øybuer i platekollisjons-soner.

Ved å benytte seg av runde tall har Elamin kommet fram til at det minimum er 25 mill tonn mineralisert materiale i Fremstfjell, men at gehaltene bare er 0,035 vekts % Mo og 0,043 vekts % Cu. Det er derfor vanskelig fra de nåværende data å tro at Fremstfjell kan være en økonomisk mineralisering.

1985

I fjellpartiet mellom Fremstfjell og Skarfjell, ble det foretatt mindre oppfølgende og kontrollerende undersøkelser i 4 del-felt. Disse er vist i bilag 12.

1. Skarfjell

I denne del av området er det tidligere påvist flere markerte, ledende soner knyttet til vulkanske bergarter (grønnsten, keratofyr og chert).

Målingene med VLF i 1984 viste at det var behov for utvidelse av måleområdet mot SV. Dette ble i -85 gjort fra pr. 200x fram til pr. -50x som vist i bilag 13. Dertil skulle en i løpet av feltsesongen foreta en prøvetaking for å karakterisere de anomalier som finnes i feltet.

Bilag 14 viser de utførte VLF-målinger i feltet. Lederne er lange og svært markerte. Fra øst og fram til ca. pr. 150x bærer de preg av å representere relativt godt ledende soner. Mellom pr. 200x og pr. 150x synes det imidlertid som om noe skjer og lederne får en annen karakteristikk, mulig dårligere ledningsevne. Det ser også ut som den sentrale leder langs 1000y avtar. Den sentrale, sterke leder som finnes i hvert profil behøver nødvendigvis ikke være en sammenhengende sone, det er like sannsynlig at det ligger en rekke ledende linser i strøkretningen.

12 anomalipunkt mellom pr. 200x og 400x ble prøvet. Bare en prøve ble tatt fra årets anomalier, nemlig 100x-1012y. Denne viser en sterk forvitret, finskifrig og sur tuff med pyritt. Bergartene en finner i forbindelse med anomaliene er en mørk, dels klorittisk grønnsten (den nordre av de to sentrale anomalier i bilag 14), dessuten en hvit, sukkerkornet kvartskeratofyr (søndre sone). Det er også interessant å merke seg at en svak anomali nordligst i målefeltet, eks. 300x - 1081y kan være noe kopperkis.

Følgende analyser har framkommet:

	Cu%	Zn%
200x - 983y	0,00	0,01
250x - 975y	0,00	0,03
300x - 972y	0,13	0,03
300x - 1081y	0,24	0,18
400x - 995y	0,00	0,01
400x - 1025y	0,00	0,07

Bilag 18
Prospektrapp 89

De øvrige prøver ble ikke analysert da de viste stor likhet med de ovenfor nevnte.

Analysene klargjør at det er lave tungmetallverdier som er forbundet med anomaliene. Sporadisk kan innholdet av Cu og Zn øke. Men som en ser, om en sammenligner pr. 250x og 300x, kan samme anomali ha vidt forskjellige verdier langs strøket. Det antas at kopperkis kan være anriket på tynne stikk enkelte steder langs anomaliene, mens det i realiteten er en ren pyritt som er hovedårsak til anomalien. Som nevnt er anomalien langs 1080y noe annerledes. Det er beklagelig at ikke flere prøver ble tatt her, men visuelt ga forholdene ingen grunn til videre arbeid med den.

Skarfjell-feltet vil neppe ha videre betydning. Det har kraftige anomalier knyttet til store og lange rustsoner, men disse er stort sett uten tungmetaller. Sonene er nå fulgt over ca. 1600 m og bare ett sted (Cu-skjerpet, bilag 13) anrikes Cu i noen mengde. Andre steder opptrer Cu kun lokalt, på stikk, eller som spredte korn.

En tror ikke Skarfjell vil være aktuell i den videre bedømmelse av dette området.

2. Fremstfjell Ø

Dette feltet ligger ca. 1500 m øst for hovedfeltet i Fremstfjell (bilag 12) og omfatter i praksis den delen som dekkes av profilene 6 500Ø til 7 100Ø og fra 2 200N og nordover til skjæring med Skarfjell-nettet, ca. 3 000N (bilag 13).

Feltet er tidligere dekket med IP-ledningsevne-, magnetometer- og SP-målinger. I år ble VLF-måling utført og resultatet er vist i bilag 15. Målingene viser få og små anomalier. Mest markert er anomalidraget som ligger omtrent langs 3 000N på flere profil: Dette tilsvarer anomalidraget omkring 1000y i Skarfjellfeltet (bilag 14).

Forøvrig registreres i pr. 6600Ø til 6900Ø, fra ca. 2250N til 2500N, en bred sone hvor det opptrer flere indikasjoner. Den mest iøynefallende av disse er en bred anomali i pr. 6700Ø, lokalisert i pkt. 2320N. Dennes form tyder på at den har en dyp kilde. De sideliggende profilene viser derimot en rekke grunne indikasjoner. Sammenlignes disse med tidligere målinger, er det her en finner overensbestemmelser, spesielt ved 2435N i pr. 6800Ø. Det er også forbausende å observere hvor lite aktivt området øst for profil 6900Ø er, likeså hadde en forventet et mere aktivt 6500Ø-profil fordi dette ble målt med IP-eksponder (NGU-rapp. 84.002) og det

ble konkludert med mulig ledende masser under dette. Dypet som ble antydnet - ca. 100 m - kan kanskje være årsak til VLF bare har fått inn de dagnære ledere.

Et utvalg av anomaliene ble besøkt og en del prøver ble tatt. Analyse-resultatene er oppsatt i nedenforstående tabell:

Koord.	Cu%	Zn%	ppm Mo	ppm Sn	ppm Ag	Type respons
65000 - 2223N/C	0,02	0,02				VLF
- 2223N/D	0,02	0,03				VLF
- 2600N	0,02	0,01				Ingen
- 2950N	0,02	0,02				VLF/SP
65150 - 2650N	0,0159		4	1		IP
65250 - 2425N	0,04/ 0,0258	0,01	2	1		Svak VLF
65500 - 2375N	0,05	0,04				IP
65500 - 2950N	0,01	0,01				VLF
66000 - 2973N	0,03	0,03				VLF
66750 - 2990N/A	0,46	0,01			6,5	VLF
- 2990N/B	0,73	0,02			8,5	VLF
68000 - 2475N	1,20	0,02			6	VLF/IP/SP
68600 - 3015N	0,04	0,04				Ingen

Tabellen over viser med tydelighet at det ikke er gahalter av stor interesse som er funnet. Prøven i 68000 - 2475N utmerker seg. Her er det grove pyritt og kopperkis-årer i grønnsten. VLF-kartet kan tyde på at sonen har en utvikling mot vest og kanskje noe østover.

Det prøvene egentlig viser er at feltet har en svak impregnasjon fordelt utover, delvis som en disseminasjon og dels som mere massive bånd. Disse mineraliseringene finnes i grønnsten og det kan antas at de står i sammenheng med det antatte granodioritt-massivet som ligger under.

Det er klart behov for borhull i Fremstfjell Ø, både for å fastslå mengden av mineralisering i de overliggende grønnstener og også for å få prøvetatt det postulerte granodiorittlegemet på ca. 100 m dyp. Dette siste kan være av samme type som sentralområdet i Fremstfjell. Da er det av verdi å få et innblikk i dets mineraliseringspotensiale (Mo/Cu).

3. Storfiskstjern

Også området omkring Storfiskstjern, ca. 400 m S for Hovedfeltet ble VLF-målt. Årsaken til dette var opptreden av kopperblomster i området samt, et svakt men jevnt forhøyet IP-nivå. Begge deler indikerer en sulfid-mineralisering.

Bila 16 viser VLF-målingene. Markerte IP-drag er også tegnet inn. VLF viser svært få feltvariasjoner og det er ingenting som tyder på dypledere eller dagnære ledere av noen styrke. Det er også få indikasjoner på impregnasjonsområder. En svak rustsone er observert i pr. 56000 og den følges også av en svak VLF-anomali. På enden av pr. 53000 finnes en liten anomali.

Et relativt kraftig IP-drag går fra pr. 53000, mot 57000, men dette har ingen sammenheng i VLF-målingene. Generelt er det ingen sammenheng mellom metodene, men i pr. 59000 er det overensstemmelse mellom IP og VLF (svakt, men markert).

Det relativt lite interessante målebildet gjorde at det ikke ble foretatt noen feltoppfølging av de nevnte indikasjoner. Det konkluderes med at VLF ikke er metoden til å komme videre med i dette del-feltet.

4. Amøbetjern

Dette feltet ligger vel 1 km SV for Hovedfeltet og er lokalisert omkring et lite, men rikt Cu-skjerp, se bilag 12 og 17. Lokaliteten ligger innenfor granodioritten, men metasedimenter finnes et kort stykke mot syd. Arbeidet i sommer ble lagt opp til å undersøke om Cu-skjerpet hadde noen utbredelse, spesielt mot V, dertil var det interessant å få påvist om granodioritten kunne ha spor av mineralisering, i tillegg til anrikningen i skjerp.

VLF-målingene (bilag 17) ga bare en svak anomali rett over skjerp.

I pr. 500 finnes en noe svakere anomali, men denne har en annen karakter og representerer antagelig en annen ledertype. Sediment-gransen trer tydelig fram. I forbindelse med et funn av malakitt mot vest, ble også her målt 2 profiler. Egentlig er OØV-profilen litt for kort, men det indikerer likevel at det neppe finnes noen skjult mineralisering her.

En rekke punkt ble prøvetatt i området (bilag 17). Fra for vet en at en rik-prøve fra skjerp har interessante gehalter (se tabell under).

Nedenfor er satt opp de forskjellige analyser som er utført i feltet:

Prøve nr.	Cu ppm	Zn%	Ag ppm	Mo ppm	Sn ppm
Rik-"malm" -82	107 600	0,01	188	110	
Amøbetj.: 1/85	100	0,01			
2/85	842			7	1
3/85	17			1	1
4/85	7			3	1
5/85	15			2	21
6/85	11			2	2
7/85	3 400	0,01	28		
8/85	55			21	1
9/85	111			1	1

Tabellen gir inntrykk av en Zn-fattig mineralisering. Derimot kan Cu oppvise enkelte interessante resultater. Disse er knyttet til området nært de påviste mineraliseringer. Generelt viser prøver av granodioritten bakgrunnsverdier både for Cu og Mo. Sn er ikke interessant.

Mest attraktivt virker området rundt Cu-skjerpet, men heller ikke her er det påvist ledere som kan indikere et arealmessig interessant objekt. På vestsiden er det tydelige spor av Cu, her er målingene dårlige. Derfor bør det gjennomføres en fullstendig VLF-måling, også i denne delen, for området eventuelt frafalles.

1986

III TRONDHJEMITT-OMRÅDET

Aktiviteten i området begrenser seg til en dagstur i Gaizer-området, samt til EF-prosjekt-arbeidet på Fremstfjell.

a) Gaizeren

I første halvdel av august, ble det foretatt en rek.tur inn til Gaizer-feltet for å få en vurdering av hvilke muligheter en kunne ha her utover det en hadde kjennskap til fra før. De registrerte bekkesedimentanomalier i feltet ble rekognosert. Bilag 2 viser disse, samt hvor turen gikk.

SØ-lige ende av Gaizer-vatn (Ofstad-vatnet) ble først besøkt. Her ligger den kjente, kraftige Mo-mineralisering. Den er knyttet til én mektig og flere tynnere kvarts-benker. Mo er meget anriket, og prøver ble innsamlet. Forøvrig ligger mineraliseringen her i en kraftig rustsone som strekker seg ca. 500 m videre mot SV. Denne har gitt anomali i bekkesedimentene, men det en kan se, er kraftig pyritt-impregnasjon i en chert-gang i vulkanittene (grønnsten). Hverken Cu eller Mo er synlig med det blotte øye. Samme rustsone som synes bestå av sure folierte bergarter, strekker seg mot NØ og opptrer sporadiske opp mot pkt. A i bilag 2.

Rekognoseringen konsentrerte seg videre om de anomale verdier som er sett langs rustsonen på Ø-siden av Gaizer-vatn. Fram til pkt. A er det Cu-verdier som dominerer, men det er ikke mulig å konstatere Cu-mineraler i håndstykke. Det er likevel temmelig sikkert at verdiene har sitt opphav i den omtalte rustsonen.

Mellom pkt. A og B (bilag 2) viser grønnstens-bergartene bare svake tegn til rust.

I C-området har to større bekker (elver) blott-lagt sterke

Bilag 18
Prosjektrapport 89

rustsoner. Vannføringen har også dratt med seg ikke ubetydelige mengder med rustne løsblokker. Bekkene går delvis langsstrøket og berører et omfattende, men smalt mineralisert område.

Rusten skyldes grove pyritt-korn i veksel med finkornete py-agregater. Igjen er det ikke mulig å se årsaken til Cu-anomaliene. Like lite er det mulig å se årsak til det forhøyede Mo-nivået, men det kan påvises lysere bergartstyper i linser som kan være granodiorittisk i sammensetning. Disse kan være Mo's kildebergart. Kvartsganger med Mo (som lengere syd) er ikke sett.

En konstaterer derfor at bekkesedimentanomaliene har sitt opphav i markerte rustsoner i området. Disse synes ikke å ha konsentrasjoner av interessante mineraler, men der må finnes spormengder av både kopperkis og molybdenglans. Den SV-ligste lokaliteten har riktignok kraftig mineralisering, men den synes begrenset. Resten av området (mot vest) er ennå ikke undersøkt i detalj, men synes som tidligere rapportert å holde en svak Mo- og Cu-mineralisering over et større område.

b) Fremstfjell

Her har forsker Magne Martinsen i SINTEF arbeidet i forbindelse med EF-prosjektet. Det er for tidlig å komme med konklusjoner ennå. Hans rapport skal foreligge i mars -87.

To forhold er imidlertid klare. Han har bare konsentrert seg om forhold i det opprinnelige Fremstfjell og har bare i liten grad sett på det interessante området mot ø.

Likeledes kan nevnes at Martinsen i stor grad har gått bort fra at mineraliseringen skyldes intruderte granodioritter som senere er blitt omvandlet. Han heller heller til den tanke at en omvandling har skjedd i eksisterende bergarter, antagelig av intermedier opprinnelse. Han legger altså opp

til en nytenkning omkring mineraliseringsdannelsen i Fremstfjell.

IV N-NØ-OMRÅDET

I dette området ble gjennomført en undersøkelse i nord ved Renselvannet, påbegynt i -85, samt en rekognosering av en heli-anomali i søndre del av vannet.

a) Renselvann NNV

I 1985 ble det utført VLF-måling i en interessant del av feltet hvor det kunne være vulkanske bergarter. Målingene viste også klare anomalier (bilag 3B). Senere samme år bekreftet helikoptermålingene de samme anomalier med soner som strakte seg i sydlig retning og ut i vannet (bilag 3A).

Omkring de påviste anomalier er det mye overdekket. Det ble likevel besluttet å forsøke røsking på de mest interessante posisjoner. Etter en del prøving ble 2 røsker fullført. De ligger der APEX-målingene viser maxs utslag.

Den første røsk er satt i 44x - 48y. Sentralt i røsken finnes en grafittbånding med mye glimmer, spesielt store muskovitt-flak i ligg. Denne er samtidig litt rusten, antagelig p.g.a. magnetkis, men dette er ikke påvist. På begge sider av denne sonen finnes en finskifret mørk fyllitt med en del større biotittflak, men uten grafitt. Det hele er småfoldet og strøk/fall er 24/44 $\frac{N}{V}$. Snittet i røsken er for lite til å fastslå hvor i bergartessekvensen vi er, men det er antagelig glimmerskiifer eller helt nederst i kalkfyllittene. Grafitt er anomaliårsak.

Den andre røsken, i 29x - 50y, består i sin helhet av en homogen, småfoldet, kruset og mørk bergart. Den har glimmer-mineraler, et svakt innhold av grafitt, samt sulfider vesentlig magnetkis. Mindre enn 5 m opp i hengen ligger kvartsitt-sonen. Denne har nærmest røsken en meget forskifret, hvit