


NGU Rapport 92.265

Tolkning av helikoptergeofysikk
fra kartbladene Grong og
Andorsjøen, med hovedvekt
på mineralprospektering

Rapport nr. 92.265		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Tolkning av helikoptergeofysikk fra kartbladene Grong og Andorsjøen, med hovedvekt på mineralprospektering.				
Forfatter: Smethurst, M.A. & Skilbrei, J.R.		Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Nord-Trøndelag		Kommune: Grong, Snåsa		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Grong		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1823 IV Grong, 1823 I Andorsjøen		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 23		Pris: 45,-
		Kartbilag: 7 à 500,-		3.500,-
Feltarbeid utført:	Rapportdato: 07.07.1992	Prosjektnr.: 61.1889.70	Ansvarlig: 	
Sammendrag: <p>Geofysiske data innsamlet fra helikopter over kartbladene Grong og Andorsjøen er tolket. Tolkning av elektromagnetiske data har påvist flere interessante EM-anomalier, som representerer gode elektriske ledere i berggrunnen. Disse ligger innenfor avgrensede områder. Ut fra det geologiske miljøet er det grunn til å tro at noen av disse representerer sulfidmineraliseringer (områdene er avmerket på kartene).</p> <p>Tolkning av aeromagnetiske data og digitale høydedata er foretatt. Det er påvist noen områder hvor det er konflikt mellom anomalikartet og kartlagt geologi. Tolkede magnetiske dislokasjoner er sammenlignet med topografiske lineamenter. De viser to hovedretninger:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Nordøst - sørvest (sammenfallende med Møre-Trøndelag forkastningssonen). 2) Nord til nordvest - sør til sørøst. <p>Betydningen av lineamentene er diskutert i teksten.</p>				
Emneord: Geofysikk		Helikoptergeofysikk		Magnetometri
Elektromagnetisk måling		Mineralprospektering		Fagrapport

INNHOOLD

	side
1 INNLEDNING	3
2 GEOLOGISK OVERSIKT	6
3 AEROMAGNETISK TOLKNING.....	8
3.1 Kort om tolkningene og metodene.....	8
3.2 Tolkning.....	9
4 TOPOGRAFISKE DATA.....	11
5 TOLKNING AN ELEKTROMAGNETISKE DATA.....	14
5.1 Interessante EM-anomalier.....	15
6 KONKLUSJON.....	17
7 REFERANSER.....	18

TEKSTBILAG

APPENDIKS 1 DATAGRUNNLAG.....	21
APPENDIKS 2 PETROFYSIKK.....	22
APPENDIKS 3 AEROMAGNETISKE TOLKNINGSMETODER.....	23

KARTBILAG

- 92.265-01 Magnetisk residualfelt, relieffkart (M = 1:50,000); Kart 1.
- 92.265-02 Tolkningsskart (M = 1:50,000); Kart 2.
- 92.265-03 Topografisk kart, relieff og farger (M = 1:50,000); Kart 3.
- 92.265-04 Tilsynelatende elektrisk motstand (M = 1:50,000); Kart 4.
- 92.265-05 Elektromagnetiske profildata: Tømnmeråsfjellet.
- 92.265-06 Elektromagnetiske profildata: Myklevatn.
- 92.265-07 Elektromagnetiske profildata: Rongstjørnhøgda.

1 INNLEDNING

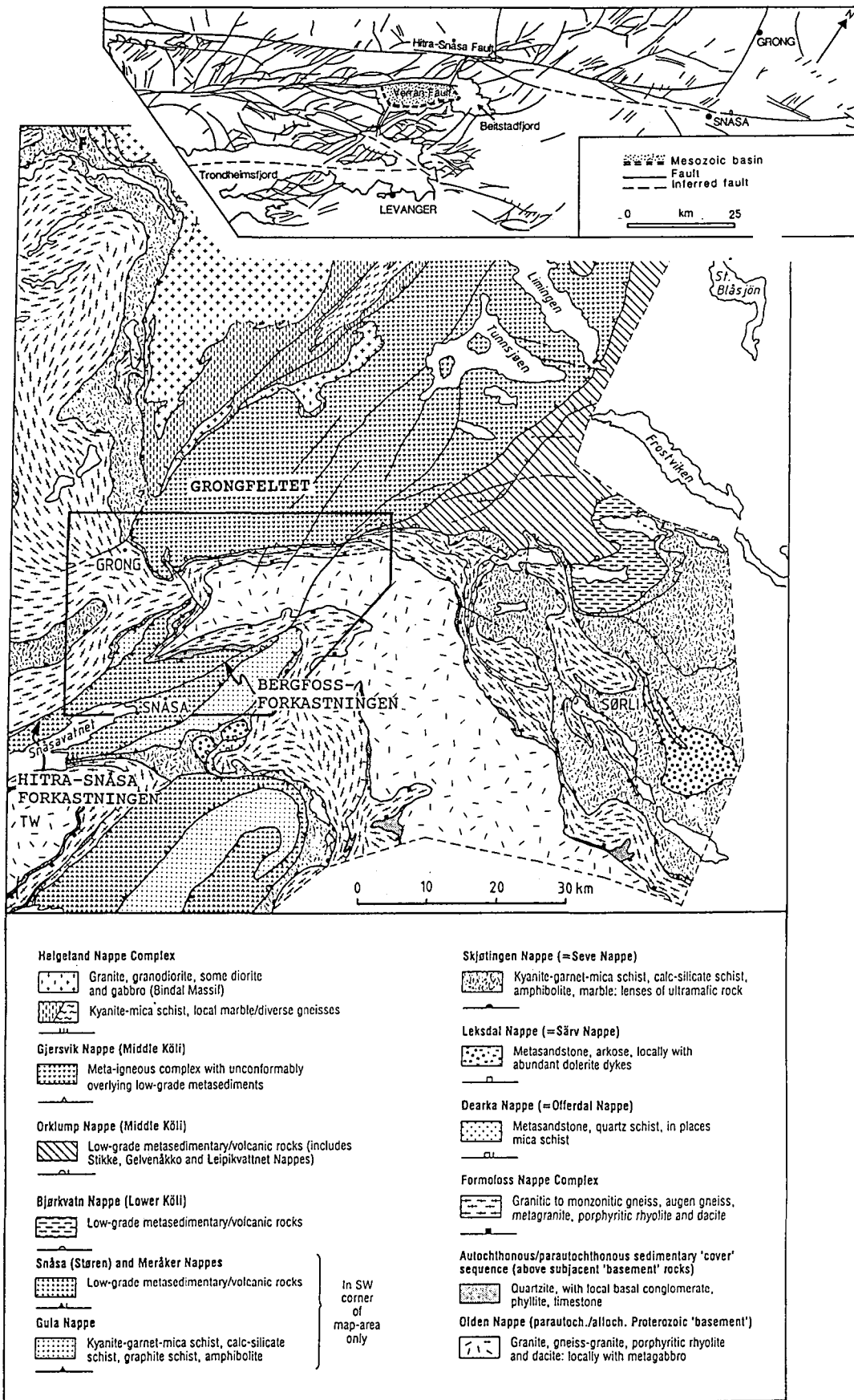
Rapporten presenterer regional geofysisk tolkning innenfor kartblad Grong (nr. 1823-4 i M711-serien) og kartblad Andorsjøen (1823-1), i målestokk 1:50,000. Hoveddatagrunnlaget har vært geofysiske data målt fra helikopter. To tekniske rapporter beskriver helikoptermålingene og prosessering av data (Rønning o.a., 1990; Rønning, 1991). Bare halvdel av kartblad Andorsjøen er målt.

Et geologisk oversiktskart hvor studieområdet er avmerket, er vist i figur 1. Figur 2 er et skjermbilde som fremstiller digitale høydedata, der det er simulert kunstig belysning (sol) fra sørøst. Bildet viser morfologiske elementer og større sprekker og forkastninger (se figurtekst).

Hovedformålet med arbeidet har vært malmleiting. Direkte deteksjon av malmforekomster er, stort sett, et uløst problem. Magnetiske, gravimetriske og radiometriske data kan ikke detektere malmer (bortsett fra jernmalmer og uranforekomster; disse to typene er uansett ulønnsomme eller "upopulære" objekter i dag). Elektromagnetiske (EM) målinger kan derimot detektere sulfidforekomster. Slike forekomster kan være lønnsomme å drive på i Norge, spesielt dersom de er assosiert med edelmetaller. I rapporten har vi med stor grad av sikkerhet skilt mellom EM-anomalier som er forårsaket av kvartære avsetninger og de som skyldes interessante ledere i berggrunnen. De fleste av de siste er grafittrike skifre og fyllitter, mens andre kan være sulfidmineraliseringer. Vi har studert hver enkelt EM-anomali grundig, og har funnet tre områder som er verdt mere detaljerte studier. For å skille mellom ledere som skyldes grafittrike soner, ledere med hovedsakelig jernsulfider, og kopper/sink-sulfider trengs detaljert geokjemi eller feltundersøkelser.

Fargekart i målestokk 1 : 50000 er vedlagt rapporten. Digitaliserte geologiske tema er plottet på kartene. Dette gjør det enkelt for brukeren å sammenlikne tolkninger, datagrunnlag (geofysikk), topografi og geologi. Derfor fungerer bilagene som et slags geofysisk/geologisk "atlas" over studieområdet.

Blotningsgraden er ganske god i området. Mye av geologien er derfor godt kartlagt. Et foreløpig berggrunnsgeologisk kart i målestokk 1:50000 over Grong er produsert (Roberts, 1987). M. Heim ble engasjert for å gjøre kartlegging i området, og for å følge opp noen av de geofysiske og geodetiske (høydedata) datasettene i felt. En oppfølging av noen av de elektromagnetiske anomaliene innenfor kartblad Grong ble gjort i 1990 (Dalsegg o. a., 1990).



Figur 1. Geologisk oversiktskart. Kartet viser dekkebygningen innenfor området.

2 GEOLOGISK OVERSIKT

Viktige, forenklete geologiske grenser er vist på kart 1 til 4 i tillegg til annen geofysiske informasjon. Grensene er digitalisert fra kart i målestokk 1:50,000 og 1:250,000 (Roberts 1987, 1988).

Fire geologiske provinser "møtes" innenfor kartbladene Grong og Andorsjøen. Disse er: Nordlige Vestranden i vest, Grongfeltet i nord, Grong Kulminasjonen i sentrale og østlige deler og Trondheimsfeltets dekkeenheter i sør og vest (se figur 1).

Nordlige Vestranden er en del av den vestlige gneisregionen. Vestrandens bergarter betraktes som stedegne til nær stedegne. Bergartene kan inndeles i 2 hovedenheter (Roberts 1986):

- (1) Et omfattende kompleks av migmatittiske gneiser som består av ortogneiser med varierende sammensetning fra granittisk til tonalittisk.
- (2) Suprakrustale dekkesequenser med metasedimenter, ortoamfibolitter og forskjellige glimmergneiser. Disse betraktes generelt å være alloktone.

Omfattende deformasjon og omvandling av de metamorfe bergartene i den vestlige gneisregionen har generelt ført til at deres opprinnelige form og orientering er totalt forandret. Gneisene er av prekambrisk, trolig tidlig proterozoisk alder (Johansson 1986, Møller 1988, Roberts 1986).

Innenfor Trondheimsfeltet er den tektonostratigrafiske inndelingen følgende (Gee et al. 1985): Undre dekkeserie, midtre dekkeserie, øvre dekkeserie og øverste dekkeserie. Undre dekkeserie består av lavmetamorfe sedimenter med alder fra kambrium til silur, og disse sedimentene opptrer ofte sammen med det prekambriske underlaget de er avsatt på. Midtre dekkeserie består av prekambriske øyegneiser og senprekambriske sandsteiner. Øvre dekkeserie består stort sett av langtransporterte dekker og inneholder både sedimentære, vulkanske og intrusive bergarter. Underst er Sevedekkene (delvis prekambrisk), og øverst er Trondheim dekkekompleks (ekvivalent til Kølidedekkekompleks) av hovedsaklig ordovicisk alder. Bergartene i Trondheimsfeltet ble deformert og omvandlet under den Kaledonske fjellkjede-dannelsen.

Nord for Sanddøladalen ligger Grongfeltet. I vårt område består dette av Gjersvikdekket som er inndelt i Liminggruppen og Gjersvikgruppen. Snåsasynformen ligger i sørlige deler av kartområdet. Grongkulminasjonen ligger sentralt i kartet.

Fra bunn til topp er den tektonostratigrafiske inndelingen:

Grunnfjell (Stedegne eller nær stedegne dyp-, gang-, og vulkanske b.a. av prekambrisk alder). Vesentlig granitt, rhyolitt.

Formofossdekkekomplekset (prekambrisk alder). Granitt, øyegneis, udifferensierte gneiser av granittisk til monzonittisk og granodiorittisk sammensetning, metagabbro.

Leksdalsdekket (antatt senprekambrisk alder). Metasandstein. Rik på ganger (metadoleritter).

Skjøtingendekket (Omdannede sedimentære og vulkanske b.a. av antatt prekambrisk til kambrisk alder). Hovedsakelig amfibolitt, granatglimmerskifer, kalksilikatgneis, marmor.

Guladekket (Metasedimenter og metavulkanske b. a. av kambrisk til tidligordovicisk alder). Vesentlig grafittisk granatglimmerskifer, sulfidrik grafittskifer, glimmerskifer, kvartsitt, amfibolitt.

Gjersvikdekket (Metasedimenter, metavulkanitter og dypbergarter av antatt ordovicisk alder). Dekket ligger lengst nord på kartet. Dypbergarter er metagabbroer og kvartsdioritt til trondhemitt. Liminggruppen er vesentlig metasandsteiner/arkose. Gjersvikgruppen er en heterogen gruppe av vesentlig metavulkanske bergarter (grønnsteiner, amfibolitter, tuffer, keratofyrer, grønnskifer) samt metasedimenter.

Hitra-Snåsa forkastningen kommer inn på kartblad Grong fra vest. Denne har strøketretning ØNØ-VSV og er en del av Møre-Trøndelag-forkastningssonen (MTF; Oftedahl 1975, Gabrielsen & Ramberg 1979, Grønlie & Roberts 1987). Bergfossforkastningen stryker gjennom studieområdet og er en del av MTF systemet (se figur 1). Disse forkastningene har dermed strukturgeologisk betydning i området.

3 AEROMAGNETISK TOLKNING

3.1 Kort om tolkningene og om metoder

Alle kartene vedlagt rapporten er i målestokk 1 : 50 000, med hydrografi, rutenett og koordinater slik at leseren lett skal kunne bruke kartene, og sammenlikne tolkningene med geologiske eller topografiske kart.

Kart 1 viser et magnetisk relieffkart med geologiske grenser fra det geologiske kartet i Fig. 1. Dette kartet, sammen med et kotekart i farger (ikke vist i denne rapporten) er grunnlaget for tolkningen. Et preliminært berggrunnsgeologisk kart i målestokk 1:50 000 over kartblad Grong (Roberts, 1987) har også vært sammenliknet med det magnetiske kartet.

Kontinuerlige magnetiske anomalier er representert ved heltrukne, røde streker på tolkningskartet (kart 2). Stiplede streker representerer diffuse anomalier. Disse forekommer særlig innenfor gneisene. Tolkede magnetiske dislokasjoner er vist med blå streker på tolkningskartet. Disse representerer forkastninger, sprekker og sprekkesoner (se Appendiks 2 for metodeforklaring).

Kontinuerlige anomalier (se strektolkningene) representerer strøkretning til magnetittrike geologiske lag. Bare tydelige anomalier er tatt med. Tolkningene er derfor relativt objektive. Endel av anomaliene krysser geologiske grenser. Dette viser at geologien må revurderes i noen områder (se under). Videre er det mange kontinuerlige anomalier innenfor områder på geologikartet som bare er utskilt som en geologisk enhet. Strektolkningene gir i disse delene av kartet informasjon om strøkretning. Vi har valgt å representere strøklengde på anomaliene med streker, istedenfor å tegne bånd, slik som Henkel (1979) anbefaler. Dette har vi gjort av følgende grunner: Måling av magnetisk susceptibilitet på bergarter i felt viste at innenfor en og samme geologisk enhet (f. eks. grønnstein, amfibolitt), så var noen lag magnetiske, mens andre var umagnetiske, (tilnærmet bimodal fordeling av susceptibilitetsverdier). Dette gjaldt selv om bergarten ellers var homogen. Båndene kan derfor ikke brukes til å identifisere bergarter, eller til å skille mellom ulike bergarter. Vi valgte derfor å tegne streker langs anomalitoppene som da vil representere strøkretninger.

3.2 Tolkning

Den nordvestlige delen av kartbladet tilhører Formofossdekkekomplekset (Fig. 1) som generelt viser uregelmessig magnetisk mønster med lavt til middels magnetiseringsnivå. En anomali (merket med nummer 1 på kartene) krysser grensen mellom det som på geologikartet er avmerket som grå porfyrisk øyegneis, og uddifferensiert gneiser. Ellers er anomaliene her er parallelle med kontakten (skyvegrensen) mellom gneisene og suprakrystalbergartene i Skjøtingendekket og Gjersvikdekket. Dette tyder på at skyvning og deformasjon av gneisene og de tektonostratigrafisk overliggende metasedimentene og vulkanittene har skjedd samtidig.

Nord for Sanddøladalen er det sterke magnetiske anomalier som forekommer vesentlig over basiske bergarter innenfor Gjersvikdekket. Sydgrensen av dekket er karakterisert ved et negativt anomalibelte over metasandsteinene i Liminggruppen. Kraftige anomalier nord for metasandsteinene skyldes grønnsteiner, amfibolitter, tuffer, hornblendeskifre og metagabbroer. Intrusivkompleksene (kvartsdiorittisk til trondhemittisk sammensetning) vises som magnetiske lavområder. Generelt er det god sammenheng mellom geologikartet og anomaliene i dette området. Anomaliene kan følges strøklangs over lengre distanser.

Grunnfjellsbergartene er karakterisert ved generelt lavt magnetiseringsnivå. Endel anomalier kan ses på relieffkartet. Disse reflekterer stort sett sammensetningsvariasjoner i gneisene. (Under feltarbeid ble dette sjekket med et feltinstrument). Tildels sammenfaller disse anomaliene også med topografiske høyder. I området øst for Formofoss, og syd for Sanddøla (nummer 2 på kart), stryker anomalien nord-nordvest og krysser en geologisk grense. Dette er grensen mellom bergartene i Grong-kulminasjonen, og gneisene i Formofossdekket. Dette tyder på at grensen ikke er plassert riktig, eller at en slik skarp (skyve-) grense ikke er reell. I dette området sammenfaller noen negative anomalier med lineære daler på det digitalt framstilte høydedatakartet (kart 3). Generelt er anomalibildet mer kaotisk over det Prekambriske grunnfjellet (Grong kulminasjonen) og over Formofossdekket enn over suprakrystalbergartene. Bargfossforkastningen kan såvidt ses fra anomalibildet over grunnfjellet.

En liten negativ anomali (2-10 nT amplitude) er assosiert med Bergfossforkastningen). Topografiske høyder øst for forkastningen sammenfaller med svake positive anomalier (nummer 3 på kartet). Vi har tolket lengde av sidelengs bevegelse langsmed Hitra-Snåsa forkastningen. Fem til seks km venstre-sidelengs bevegelse langsmed forkastningen er indikert fra anomalibildet. Metagabbroer innenfor Formofossdekket gir opphav til kraftige anomalier. Anomaliene ligger innenfor et en til to km bredt belte med middels høyt magnetiseringsnivå. Disse ligger langsmed, og på yttersiden av skyvegrensen mellom Formofossdekket og Guladekket i Snåsasynformen. Anomalisoner som er korrelert på hver

side av forkastningen (referansestrukturer) er vist med piler på kartet. Vi mener at denne tolkningen gir en relativt objektiv tolkning av tilsynelatende lengde på forskyvning slik den framkommer med dagens erosjonssnitt.

Området sørvest for Formofoss viser relativt sterke anomalier over gneisene. Dette representerer vesentlig granodiorittisk til diorittiske gneiser (det ble gjort feltmålinger av magnetisk susceptibilitet fra området). Dels er anomaliene parallelle til ombøyningen av Skjøtingendekket (se merke nummer 4), dels stryker anomaliene i forskjellige retninger.

Den sørlige halvdel av kartet viser anomalier over suprakrystalbergartene. Petrofysikken (Skilbrei, 1988a) viste at anomaliene som oftest skyldes grønnsteiner, amfibolitter, tuffbergarter og kalksilikatskifre. Dette gjelder også lengre vest, i Steinkjerområdet, innenfor Størendekket (som er en vestlig fortsettelse av Snåsadekket) og Skjøtingendekket (Fastland og Skilbrei, 1989). De kraftigste anomaliene finnes over amfibolittene i Skjøtingendekket, over endel av grønnsteinene i Snåsadekket, og over granatglimmerskifre i Gulagruppen. Støkretningene til anomaliene innenfor hver bergartsgruppe stemmer godt med geologikartet (Roberts, 1987). En negativ anomali er assosiert med metakalksteinene innenfor Snåsadekket (ved Snåsa sentrum). Noen mindre anomalier innenfor kalkbergartene indikerer tynne, magnetiske fyllitter.

Skjøtingendekket forekommer vest for Gulagruppen, nord for Snåsavatnet. I dette området er det mye overdekning. Kontinuerlige anomalier krysser grensen mellom Formofossdekket og suprakrystalbergartene i Skjøtingendekket. (Se nummer 5 på det magnetiske kartet). I dette området bør geologien vurderes på nytt. Et annet område hvor det er problematisk å forklare anomalimønsteret fra geologien er innenfor nordligste delen av Snåsadekket, hvor merke nr. 6 er satt på kartet. Anomaliene sør for merket stryker øst-nordøst. Nord for disse stryker to anomalier nord til nordøst i en bue som svinger nordøstover. Det ser ut til at disse anomaliene danner en "diskontinuitet" omtrent ved merke 6. En forkastning gjennom merke 6 er derfor mulig. Dette kan i så fall være en forlengelse av Hitra-Snåsaforkastningen, eller en gren av denne. Muligens er anomalimønsteret en indikasjon på en liggende dupleks struktur. Anomali nr. 7, sju til åtte km nordøst for nr. 6, skjærer tilsynelatende gjennom en geologisk grense.

På tolkningskartet er magnetiske dislokasjoner vist med heltrukket strek. Tolkningen viser en hovedretning: Nord til nordvest-sør til sørøst. En annen retning er nordøst - sørvest (sammenfallende med retningen til Møre-Trøndelag forkastningssonen).

Dislokasjonene med retning nordøst-sørvest er parallelle med strøkretningen til de magnetitteholdige bergartene innen Skjøtingendekket. Tolkningen av dislokasjoner indikerer at Møre-Trøndelag-forkastningssonen opptrer som et forkastningssystem med flere

parallele til subparallele forkastninger i dette området.

Dislokasjoner med retning nord til nordvest - sør til sørøst opptrer både i gneisområdene og innen dekkeenhetene. Siden det ikke er kartlagt større forkastninger med denne retningen i dette området, så antar vi at det er sprekker og mindre forkastninger som vises i datasettet.

4 TOPOGRAFISKE DATA

Et skjermbilde av tre-dimensjonal topografi er vist i figur 3. Legg merke til hvor godt lineamentene vises ved en slik bildeframhevning. Et fargekart av topografien er laget v. hj. av digitale høydedata (kart 3). En kunstig sol belyser datasettet fra nordvest (dette kalles relieffvirkning). De magnetiske strektolkningene er plottet oppå fargekartet. Kartet er brukt av M. Heim under strukturgeologisk kartlegging av området. Vi skal ikke repetere Heim sine tolkninger her, men refererer til en rapport som han har under bearbeidelse. Vi vil gjøre noen bemerkninger til kartet. Mange av lineamentene på kartet er parallele til de magnetiske lineamentene. Dette viser at mye av relieffet er styrt av strykningen til de forskjellige bergartene. I tillegg er Hitra-Snåsa forkastningen parallell med strykningen til bergartene. Vi antar at denne forgrener seg inn på kartblad Grong, og at endel av dalene som ses på kartet er forkastninger.

I nordlige og sentrale deler av kartblad Grong er det mange sprekker/forkastninger som stryker nordvest-sørøst. Grong-kulminasjonen er karakterisert ved få topografiske lineamenter relativt til omkringliggende områder. Langsmed Sandøladalen er det mange mindre lineamenter som krysser dalen, og som har retning ca. nordøst-sydvest. Disse kan såvidt ses fra kartet. Men de opptrer systematisk langs dalen, og er sannsynligvis dannet i forbindelse med et skjærsystem som har ført til forkastningsbevegelse langsmed Sandøladalen, sannsynligvis etter kaledonsk skyvetektonikk.

Disse forkastningene ble studert av forfatterne sammen med geofysikere fra Sverige, Finland og Danmark under en nordisk felteskursjon. På sørsiden av Sandøla, i øyegneisene, ble to av forkastningene som sees på topografien undersøkt nærmere. Det ble observert breksjer i en mylonittisk gneis langsmed forkastninger med strykning nordøst-sydvest (N55°). På fragmenter av mylonittisk gneis var det avsatt lavtemperaturmineraler på tensjonssprekker (zeolitt-mineraler). Breksjeringen, og mineraldannelsen, må være dannet etter kaledonsk skyvning. Siden alderen på bevegelse langsmed M.T.F lengre vest er av Mesozoisk alder, med mulig reaktivering i Tertiær tid (Grønlie og Roberts, 1988), så er det

rimelig å anta liknende alder for forkastningene som krysser Sandøladalen. (M. Heim var med på eskursjonen og arbeider videre med kartleggingen).

Et av resultatene av tolkningen av høydedataene er at oppløsningen er for dårlig til å kartlegge mange av forkastningene. Bare hovedforkastninger kan ses med sikkerhet. Kartet er basert på høyder som foreligger på et 100 m * 100 m rutenett. Dette fører til en målestokkeeffekt. Mange av lineamentene framtrer forenklet, som rette streker der de egentlig er mere kompliserte i virkeligheten (på kart med bedre oppløsning). Et annet viktig resultat er at en må se etter topografiske høyder (smale rygger) i terrenget som skyldes kataklasitter langsmed forkastninger. Kataklasittene er mer motstandsdyktige enn sideberget mot erosjon. (Vanligvis forbindes forkastninger med topografiske lavpunkt.)

Vi har forsøkt å 'tyne' informasjonsinnholdet i det digitale høydedatasettet ved å bruke bildeframhevningsteknikker, og ved å eksperimentere med ulike perspektiv og 'utsynsted'. Figur 3 er et perspektivbilde av topografien i Snåsa/Grong-området. Utsyn er fra sør for Snåsavatnet, som ses sentralt og til venstre på bildet. Relieffet i bildet er framhevet ved å drapere (trekke over) den tre-dimensjonale topografien med en relieffutgave av topografien. Relieffutgaven har en kunstig belysning fra øst. Videre er det brukt bildeframhevning (histogramekvivalisering). Dette framhever lineære trekk i morfologien (kopien av bildet som er tatt fra skjermen gjengir bare hovedtrekkene). Sentralt i bildet stryker lineamenter nordøst-sørvest. Mange av lineamentene representerer bergartskontakter. Imidlertid kan Hitra-Snåsaforkastningen (markert med pil) og den vestlige forlengelsen av Bergfossforkastningen (vest mot Snåsavatnet). Denne ser ut til å fortsette mot sørenden av Snåsavatnet, d.v.s. lengre sør enn tolket tidligere i dette området (Grønli og Roberts, 1988).

5 TOLKNING AV ELEKTROMAGNETISKE DATA

Tolkningen av elektromagnetiske anomalier er gjort på grunnlag av EM-profiler og kart som viser tilsynelatende resistivitet.

Øvre marine grense er ca. 170 meter o.h. i området. Betydelige deler av området, spesielt i sør og nordvest, ligger under den marine grense. Kvartærgeologisk kart (Sveian, 1991) viser at deler av kartområdet er dekket av marine strandavsetninger og hav- og fjordavsetninger. Videre viser det topografiske kartet (M711-serien, NGO 1974) at det er mye myrlendt terreng. De nevnte faktorer har betydning for de elektromagnetiske målingene. Elektrisk ledende overdekke vil gi elektromagnetiske anomalier som vil skjule responsen fra eventuelle elektriske ledere i berggrunnen under overdekket. Veier, jernbanelinjer, elektrisk ledningsnett o.l kan gi opphav til elektromagnetiske anomalier. For nærmere beskrivelse av innsamling og prosessering av elektromagnetiske data målt fra helikopter henvises det til tekniske rapporter (Mogaard o. a., 1990, Rønning, 1991).

Kart 4 viser tilsynelatende elektrisk motstand. På dette kartet er det plottet kvartærgeologiske grenser som er digitalisert fra 1:50000 kartblad Grong (Sveian, 1991). Dette er brukt sammen med profildata til å skille mellom EM-anomalier som skyldes kvartære avsetninger og de som skyldes ledere i berggrunnen. Videre er profildata analysert for å finne ledere som kan være sulfidforekomster.

Sedimentene i vannene, inkludert Snåsavatnet, er elektrisk ledende, noe som indikerer marine avsetninger. En del av bunnsedimentene i vannene som ligger over den øvre marine grense er også elektrisk ledende. Den nordvestlige delen av kartet (vest og sør for Grong sentrum), samt området vest for Snåsa sentrum, har mye marine avsetninger. Kartet viser kraftige EM-anomalier (stor amplitude på imaginærkomponenten) over disse.

Det er gjort en detaljert og systematisk gjennomgang av alle de elektromagnetiske dataene. Vi skal ikke beskrive tolkningsmetoder her. Vi nevner bare at det er relativt enkelt å skille ut anomalier som skyldes kvartært overdekke. Disse vil ha mye større amplitude på imaginærkomponenten enn reelkomponenten. Grafittholdige skifre gir ekstremt stor amplitude på EM-anomaliene. I slike områder (f. eks. innenfor Guladekkets skifre) kan responsen fra eventuelle malmmineraliseringer skjules.

Vi summerer først opp noen hovedtrekk fra tolkningen. Deretter blir det påvist anomalier som kan representere interessante mineralforekomster. I den sydøstlige delen av området fremkommer flere anomalier som kan tyde på elektrisk ledende materiale i berggrunnen. Videre kan anomalier følges strøklangs over lengre avstander. Disse opptrer innenfor Guladekket og Snåsadekket. De fleste av anomaliene skyldes grafittrike skifre og fyllitter.

5.1 Interessante EM-anomalier

Ut fra et nærmere studium av responsen for de ulike frekvensene er interessante objekt funnet innenfor tre områder. Disse områdene avmerket på ledningsevnekartet. Spredte anomalier/anomalisoner opptrer på nordsiden av Sandøladalen. Flere av anomaliene indikerer en relativ god elektrisk leder. Bergartene i området er kartlagt som metavulkanitter.

Tre detaljerte tegninger (kart 5, 6 og 7) viser profildata innenfor hvert av de tre utpekte områdene. Responsen for de ulike frekvensene langs helikopterprofilene over det aktuelle området er vist på kart nr. 5, 6 og 7. Den elektromagnetiske responsen i ppm er plottet for de 4 målefrekvensene (923 Hz og 4551 Hz koaksialt system, og 4287 Hz og 32164 Hz koplanart system). Heltrukne tykke linjer angir reellkomponenter og tynne streker angir imaginærkomponenter (se tegnforklaring på kartene). En indikasjon på at anomaliårsaken er en god elektrisk leder i berggrunnen er at reelldelen har høyere respons enn imaginærdelen, og at responsen viser en enkeltstående skarp anomali. Mange av anomaliene kan følges over flere profil fra sør mot nord, noe som indikerer at det ledende materialet har en utstrekning på minst flere km. Det er også tegnet inn tolkning av geometri til den ledende strukturen (platemodell) som kan forklare observerte anomalier på kartene. Tolkningen er gjort ved å sammenligne observerte anomalier med publiserte modell-profiler. Platene kan representere sulfidkropper og eller skifre. I områder med kjente forekomster (Myklevatn sulfidforekomst) har en kontroll på om metoden virker. Endel av de kjente forekomstene kunne "gjenfinnes" på dataene.

Område nr. 1 (Tømmeråsfjellet):

Interessante anomalier er plottet som punkt på kart 4. Endel av anomaliene tyder på god ledningsevne. Anomaliene forekommer innenfor basiske bergarter i Gjersvikgruppen. Ifølge preliminært berggrunnskart Grong 1:50000 (Roberts 1987) ligger anomaliene innenfor amfibolitter og amfibolrik grønnstein. Det er også to kjente skjerp (kopperkis) nær anomaliene. På profilplottene er det tegnet inn tolket geometri til ledere med god ledningsevne (platemodell; kart 5). Uten detaljert geokjemisk prøvetaking innefor området er det ikke mulig å si noe mer om hvilke av anomaliene som er verdt nærmere undersøkelse.

Område nr. 2 (Myklevatn):

Vest og sørvest for Myklevatn er det flere skjerp (kopperkisforekomster). Disse er plottet på kart 3. Ledningsevnen er god for tre av anomaliene (plategeometri er inntegnet på kart nr. 6 for disse tre). Kvartært overdekke kan imidlertid dempe responsen for noen av anomaliene innenfor området. Oppfølgingsarbeid anbefales i området.

Område nr. 3 (Rongstjørnhøgda):

Anomaliene (kart 7) har tildels god ledningsevne. De ligger innenfor Guladekkets granatglimmerskifre. Guladekket er kjent for å inneholde grafittrike enheter, og sulfidimpregnering (sulfidgul forvitring). Ut fra dette er område 3 det minst interessante for videre oppfølging. En av anomaliene med god ledningsevne bør kanskje oppfølges.

Vi anbefaler begrenset oppfølging innenfor de to første av de tre utpekte områdene. Dette kan skje ved bakkegeofysikk eller tettere nett med helikopterlinjer. Profilplottene for området 1 og 2 bør brukes til feltoppfølging. Videre bør det prøvetakes for geokjemiske analyser. Dersom disse legges på et tett rutenett, så **kan** geokjemiske data sannsynligvis skille mellom interessante og uinteressante sulfidmineraliseringer.

6 KONKLUSJON

Tolkning av elektromagnetiske data har påvist flere interessante EM-anomalier. Disse faller innenfor avgrensede områder. Noen av anomaliene indikerer god ledningsevne i berggrunnen. Ut fra det geologiske miljøet er det grunn til å tro at noen av disse representerer sulfidmineraliseringer (områdene 1 og 2 på kartene).

En tolkning av magnetiske data er foretatt. Det er påvist noen områder hvor det er konflikt mellom anomalikartet og kartlagt geologi. Tolkning av magnetiske dislokasjoner viser to hovedretninger:

- 1) Nordøst - sørvest (sammenfallende med Møre-Trøndelag forkastningssonen).
- 2) Nord til nordvest - sør til sørøst.

I området som dekkes av kartblad Grong indikerer tolkningen av magnetiske dislokasjoner sammen med relieff av topografi at Møre-Trøndelag-forkastningssonen opptrer som et forkastningssystem med flere parallelle til subparallelle forkastninger innenfor kartblad Grong. Forkastningssystemet ender ikke innenfor kartbladet, selv om Hitra-Snåsa forkastningen ikke er markert i topografien eller geologien. Deformasjonen har spredt seg utover større (bredere) områder enn hva tilfellet er lengre vest.

7 REFERANSER

- Dalsegg, E., Grenne, T. and Lauritzen, T., 1990: Geofysisk og geologisk oppfølging av helikoptermålinger på kartbladene Steinkjer og Grong 1989/1990. *NGU rapport 90.003*. 38 sider, 12 kartbilag.
- Fasteland, F. and Skilbrei, J.R., 1989: Tolkning av helikoptergeofysikk, gravimetri og petrofysikk innenfor kartblad 1723 III Steinkjer, Nord-Trønderlag. *NGU rapport 89.158*.
- Gabrielsen, R.H. and Ramberg, I.B., 1979: Fracture patterns in Norway from Landsat imagery: results and potential use. *Proc., Norwegian Sea Symposium, Tromsø, Norwegian Petroleum Society, NNS/23*, 1-28.
- Gee, D.G., Guezou, J.C., Roberts, D. and Wolff, F.C. 1985: *The central-southern part of the Scandinavian Caledonides*. In Gee, D.G. and Sturt, B.A. (eds.) *The Caledonide Orogen Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, Chichester, 109-133.
- Grønlie, A. and Roberts, D., 1987: Dextral strike-slip duplexes of Mesozoic age along the Hitra-Snåsa and Verran Faults, Møre-Trøndelag Fault Zone, Central Norway. *NGU Rapport 87.139*.
- Heim, M., 1990: Berggrunnsgeologiske undersøkelser Sibirien, Grong, Nord-Trønderlag. *NGU Rapport 90.022*.
- Henkel, H., 1975: Studies of density and magnetic properties of rocks from Northern Sweden. *Pure and Appl. Geophys.* 114, 236-249.
- Henkel, H., 1979: Dislocation sets in northern Sweden. *Geol. Førh. Stockholm Førh.* 100, 271-278.
- Henkel, H., 1984: Nordkalottprosjektet - flymagnetisk tolkning i testområdet. *Upublisert SGU Rapport 84.04*.
- Henkel, H., 1985: The North Calotte Projectreport on the aero-magnetic interpretation map. Abstract. XV Nordiska geofysikermøte 15.-17. jan. 1985, Esbo, Finland.
- Henkel, H. and Mannby, B., 1976: Parametermatning, instruksjon og dokumentasjon, del II. *Rutinmassig parametermatning i laboratoriet SGU. Upubl. rapport*.

- Johansson, L., 1986: Basement and cover relationships in the Vestranden Grong-Olden region, Central Scandinavian Caledonides. *Unpubl.Dr.phil.thesis, Univ. of Lund*, 142s.
- Kleven, E. and Leistad, R., 1985: Databasesystem for petrofysiske målinger, dokumentasjon. *NGU Rapport 85.166*.
- Rønning, S., Blokkum, O., Håbrekke, H. and Kihle, O., 1990: Helikoptermålinger kartblad GRONG og sydlige halvpart av kartblad HARRAN, Nord-Trøndelag. *NGU Rapport 90.085*.
- Møller, C., 1988: Geology and metamorphic evolution of the Roan area, Vestranden, Western Gneiss Region, Central Norwegian Caledonides. *NGU Bulletin 413*.
- NGO, 1974: Steinkjer, 1723 III, Serie M711, Topografisk kart M 1:50 000, utgave 2-NOR. *Norges geografiske oppmåling*.
- Oftedahl, C., 1975: Middle Jurassic graben tectonics in Mid-Norway. *Proc. Jurassic North Sea Symposium*, Stavanger, JNSS/21,1-13.
- Olesen, O., 1985: Petrofysisk laboratorium. Brukerbeskrivelse. *NGU Rapport 85.271*.
- Roberts, D., 1985: Hovedtrekk av geologien i Nord-Trøndelag og Fosenhalvøya, *NGU Rapport 85.274*.
- Roberts, D., 1986: Structural-photogeological and general tectonic features of the Fosen-Namsos Western Gneiss Region of Central Norway. *NGU Bulletin 407, 13-25*.
- Roberts, D., 1987: Grong. Foreløpig berggunnsgeologisk kart 1823 IV, M = 1:50,000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D., 1988: Grong. Foreløpig berggunnsgeologisk kart, M = 1:250,000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D., 1989: Tectonostratigraphy within the area of 1:250,000 map-sheet 'Grong', Nord-Trøndelag, Central Norway. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar 111, 404-407*.
- Rønning, S., 1991: Helikoptermålinger over kartblad Andorsjøen, 1823 I. *NGU rapport nr. 91.153*.

Skilbrei, J.R., 1988a: Geophysical interpretation of the Fosen-Namsos Western Gneiss Region and northern part of the Trondheim Region Caledonides, Central Norway. *Nor. geol. unders. Special publ. 3*, 70-79.

Skilbrei, J.R., 1988b: Målenøyaktighet og reproduserbarhet ved måling av petrofysiske egenskaper i laboratorium og i felt; med forslag til endringer og utskiftning av instrumenter. *NGU Rapport 88.001*.

Sveian, H., 1991: Grong, Kvartærgeologisk kart 1823 4 - M 1:50 000, *Norges geologiske undersøkelse*.

Torsvik, T.H. and Olesen, O., 1988: Petrophysics and palaeomagnetism initial report of the Norwegian Geological Survey Laboratory. *NGU Rapport 88.171*.

APPENDIKS 1 DATAGRUNNLAG

Datagrunnlag for tolkningen har vært:

- (1) Elektromagnetiske og magnetiske helikoptermålinger. Data ble innsamlet med gjennomsnittlig profilavstand på 250 meter. Flyhøyden er forsøkt holdt til ca. 60 meter over terrenget. Vanligvis varierer den fra 55 til 75 meter. Utskrift av radar-høydemåleren viser at flyhøyden i områder med kraftig topografisk relieff varierer mellom 60 og 150 meter.
- (2) Foreløpig berggrunnskart i målestokk 1:50000 (Roberts, 1987).
- (3) Geologiske observasjoner gjort under oppfølging av magnetiske og elektromagnetiske anomalier i felt.
- (4) In-situ måling av susceptibilitet innenfor kartblad Grong og av korrelerbare geologiske enheter i de omkringliggende områder.
- (5) Laboratiemålinger av petrofysiske parametre på 148 bergartsprøver innsamlet fra kartblad Grong i årene 1986 og 1989.

Målingene av magnetisk susceptibilitet er gjort over flere feltsonger med forskjellige instrumenter. Instrumenttype som er benyttet er Geoinstruments TH-15.

Petrofysiske parametre som er målt i laboratorium er tetthet, susceptibilitet og forholdet mellom remanent og induert magnetisering (Q-verdi). Måleprosedyre for prøvene som er målt før feltsongen 1988, er beskrevet av Olesen (1985) mens målemetoden for prøver målt etter 1988, er beskrevet av Torsvik og Olesen (1988). Undersøkelser utført av Skilbrei (1988b) har vist at presisjonen på instrumentene som benyttes for tetthetsmålingene er 100% signifikante til 3. siffer. Feilmarginen ved tetthetsmålingene er derfor liten sett i forhold til de tetthetskontraster som er benyttet i tolkningen.

APPENDIKS 2 PETROFYSIKK

Petrofysiske data ble innsamlet fra 1986 til 1989 i forbindelse med tolkning av flymagnetiske data som er gjort innenfor Nord- Trøndelagsprogrammet. En del nye petrofysiske data ble innsamlet sommeren 1990 for å undersøke de geologiske årsakene til anomalier som fremkom på helikopter-dataene. Dette ble gjort under en felteskursjon for geofysikere som deltar i midt-Norden prosjektet. Disse data er benyttet til tolkning av de flymagnetiske data, for å identifisere kilden til anomaliene. Hovedresultatene er publisert (Skilbrei, 1988a). Vi nevner bare hovedresultater fra dette arbeide som har betydning for Grongområdet.

Gneisene viser en bred fordeling fra lav til middels magnetisering. De granittiske gneisene har en sentral-tendens rundt 0.008 SI. Dette forklarer magnetiske anomalier med moderate amplituder i områder med granittisk gneis, som gir opphav til diffus bånding. Det er godt samsvar mellom lab.målingene og in-situ målingene. (In-situ målingene måler bergartene i en "halv-kule" med ca. 20 cm diameter fra overflaten og nedover. De er derfor mer representative for bergarten enn håndstykkemålingene). Metasedimentære b.a. er stort sett lavmagnetiske. Det magnetiske kartet viser små magnetiske anomalier over metasedimentene. Grønnsteiner og amfibolitter viser både fordelinger innenfor det paramagnetiske og det ferromagnetiske området. De viser tendens til bimodale fordelinger som kan forklare det areomagnetiske mønsteret. Denne fordelingen kan forklare den magnetiske båndingen innenfor matavulkanitt-områdene. Videre er amfibolittene noe sterkere magnetisert enn grønnsteinene. Generelt ser det ut til at bergartene fra Skjøtingendekket viser noe høyere susceptibilitetsverdier enn tilsvarende bergarter fra Størendekket. Dette kan skyldes forskjellige avsetningsforhold og/eller forskjellig metamorfosegrad. En del av Skjøtingendekket har høyere metamorfosegrad enn Størendekket.

Hornblendeskifre og kalksilikatskifre viser også høy magnetisering. Dette gjelder også hornblende- og kalksilikat-gneiser (som er antatt suprakrystall-bergarter) fra gneisregionen nord for de Kaledonske dekkeenhetene, og fra Skjøtingendekket.

Q-verdiene (forholdet mellom remanent magnetisering, NRM, og induert magnetisering) er generelt lave. Dette forenkler tolkningsarbeidet da en som en regel kan gå ut fra at magnetiseringen er hovedsakelig induert.

APPENDIKS 3 AEROMAGNETISK TOLKNINGSMETODER

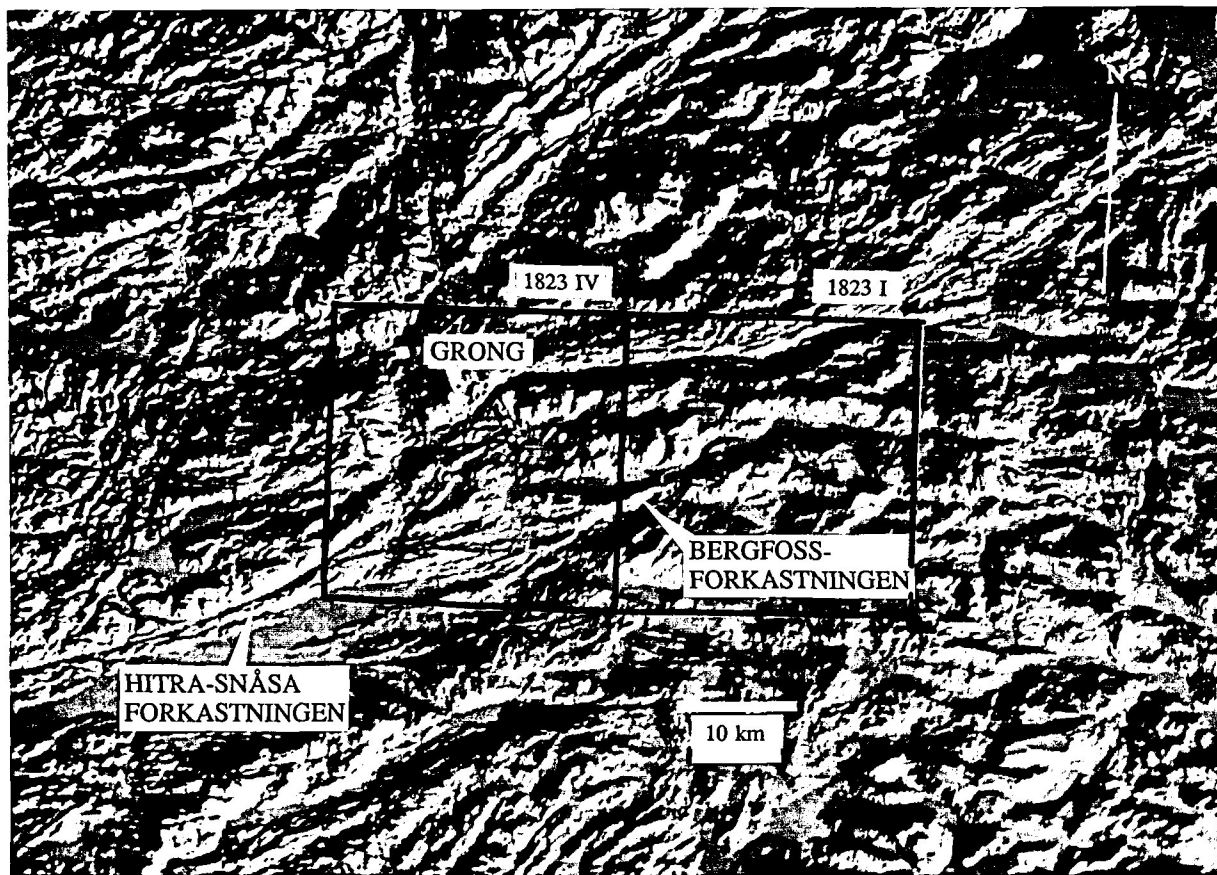
Tolkningen er delvis basert på metoder utviklet ved SGU (Henkel 1975, 1979, 1984 og 1985). Kart 1 viser datagrunnlaget for tolkningen og kart 2 viser geofysiske tolkningskart.

Kart

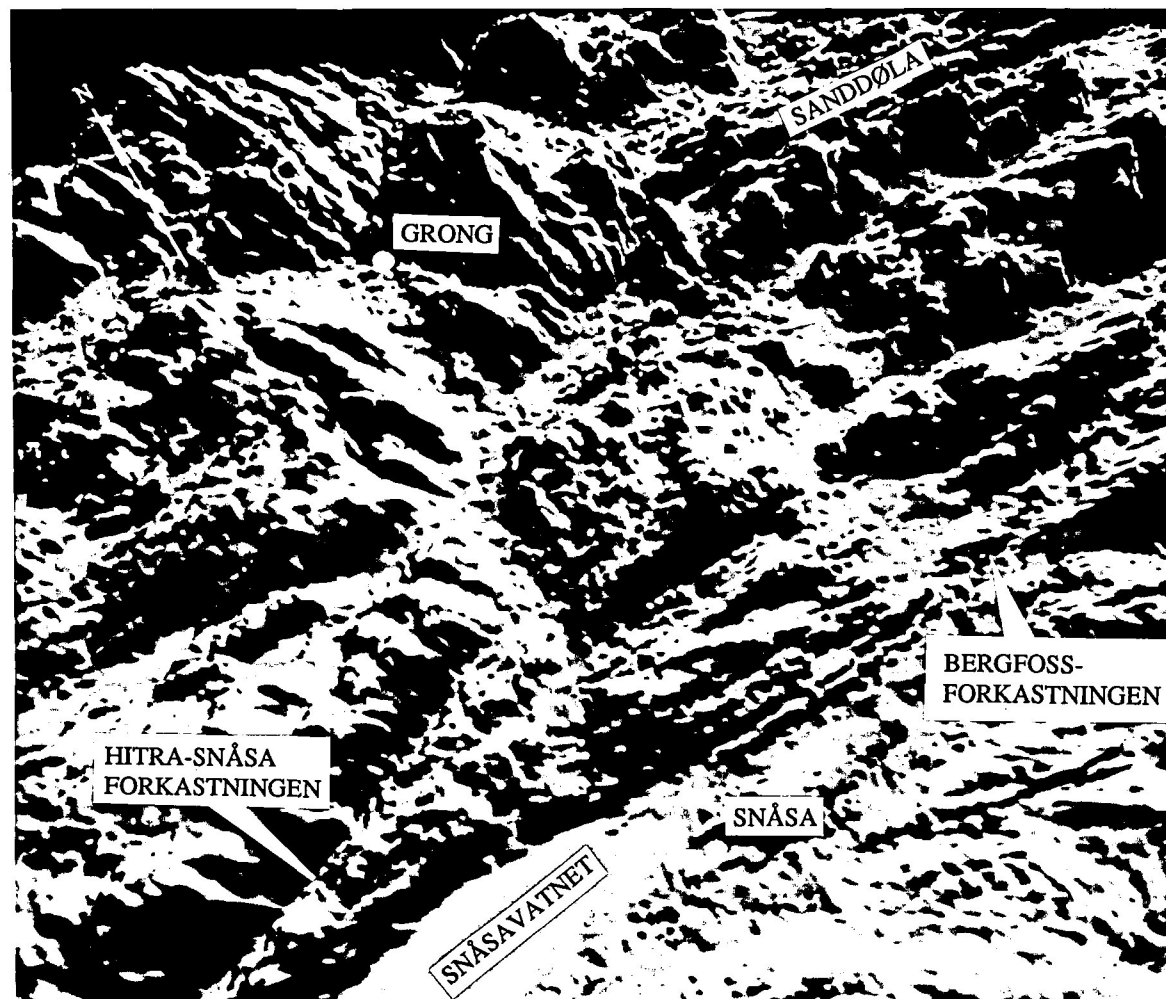
2 viser også tolket magnetiske dislokasjoner. Følgende kriterier er brukt (Henkel 1975):

- (1) Lineære brudd i anomalimønsteret
- (2) Forskyvning av karakteristiske anomalier (referansestrukturer)
- (3) Lineære gradienter i magnetfeltet
- (4) Lineære diskordante magnetiske minima

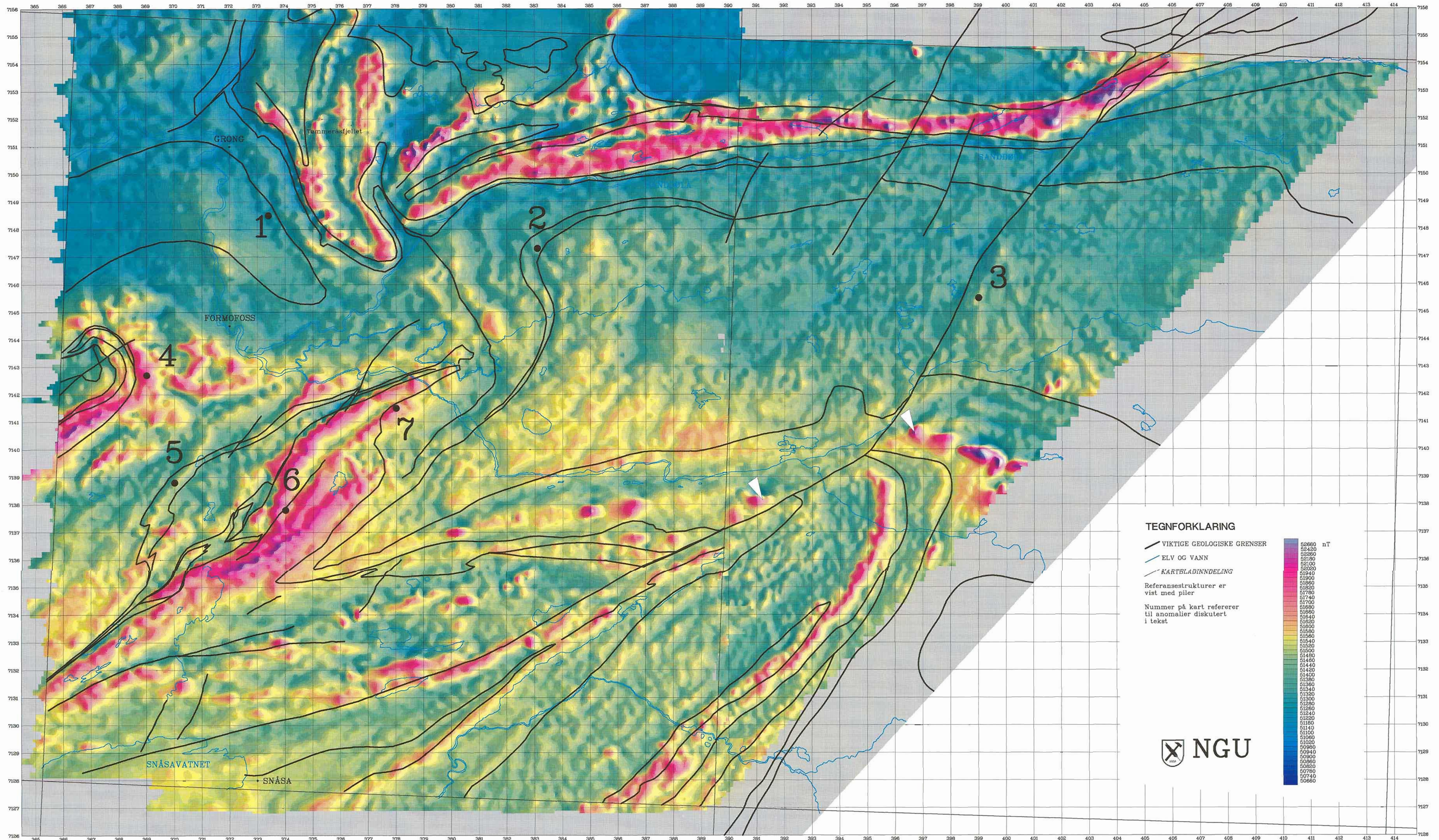
Magnetiske dislokasjoner kan være indikasjon på forkastninger, knusningssoner, sprekkesystem eller skyvesoner.



Figur 2. Relieffkart over digitale høydedata. Studieområdet er avmerket. Piler peker på Hitra-Snåsa og Bergfoss forkastningene.

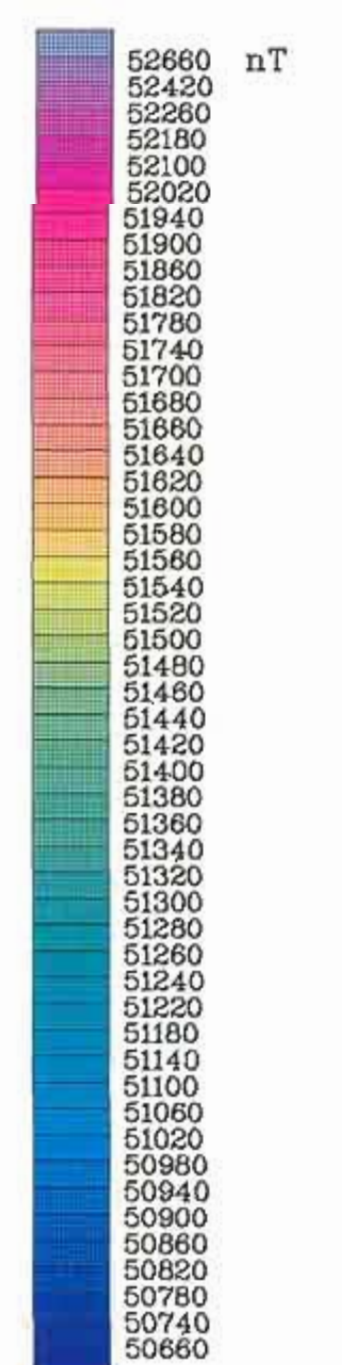


Figur 3. 'Tre-dimensjonalt' perspektiv-bilde generert fra digitale høydedata. Piler peker på lineamenter diskutert i teksten.

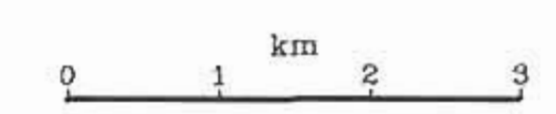


TEGNFORKLARING

- VIKTIGE GEOLOGISKE GRENSER
- ELV OG VANN
- KARTBLADINDELING
- Referansesstrukturer er vist med piler
- Nummer på kart refererer til anomalier diskutert i tekst

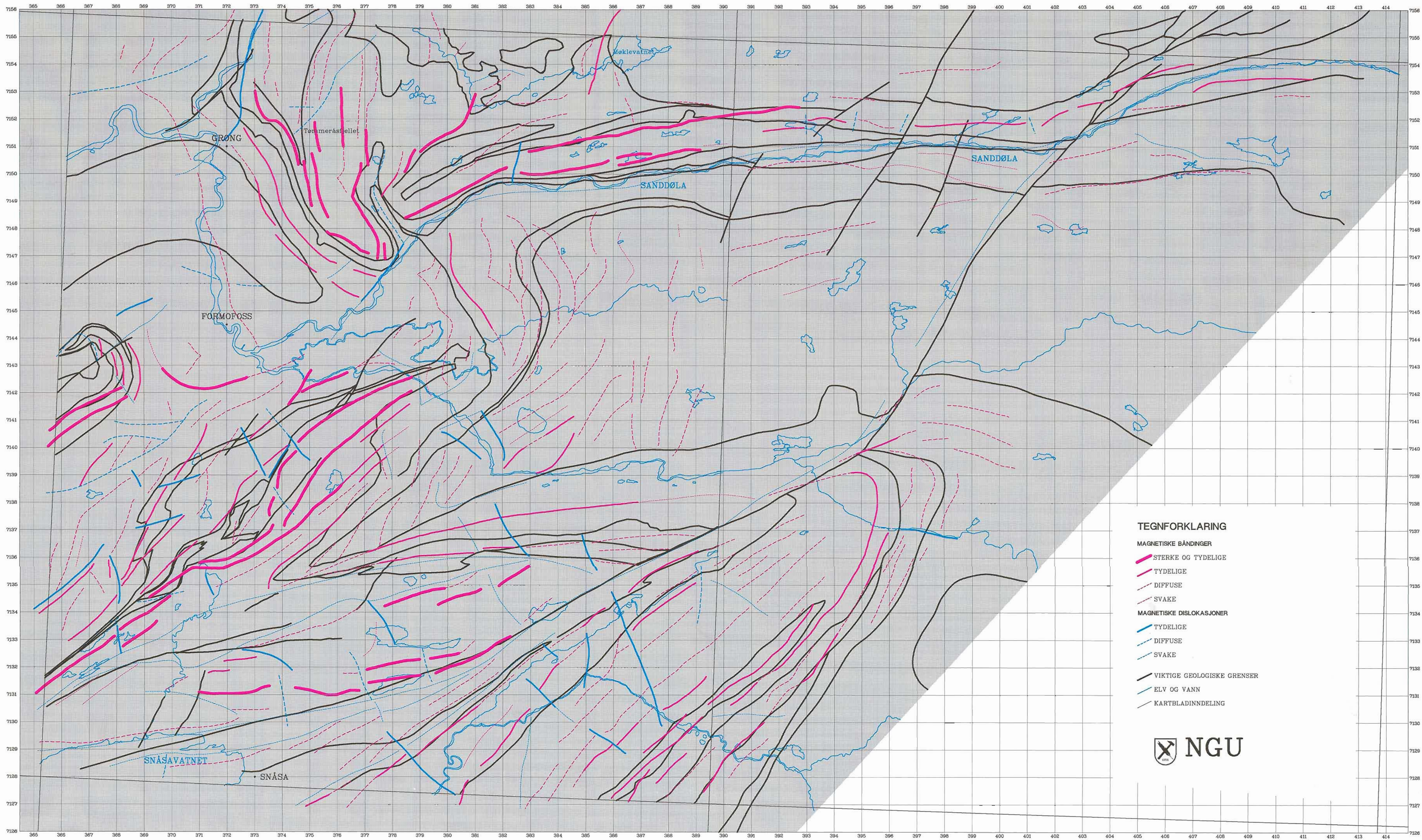


M 1 : 50000



NGU 1992
GEOLOGICAL SURVEY OF NORWAY

NORD-TRØNDELAGPROGRAMMET		MALESTOKK	MALT
MAGNETISKE TOTALFELT		1:50000	TEGN.
GRONG OG ANDORSJØEN			TRAC.
SNÅSA, GRONG, LIERNE, N-TRØNDELAG			KFE.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM		TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
		92.265-01	1823-I,-IV



TEGNFORKLARING

MAGNETISKE BÅNDINGER

- STERKE OG TYDELIGE
- TYDELIGE
- DIFFUSE
- SVAKE

MAGNETISKE DISLOKASJONER

- TYDELIGE
- DIFFUSE
- SVAKE

- VIKTIGE GEOLOGISKE GRENSE
- ELV OG VANN
- KARTBLADINNDELING

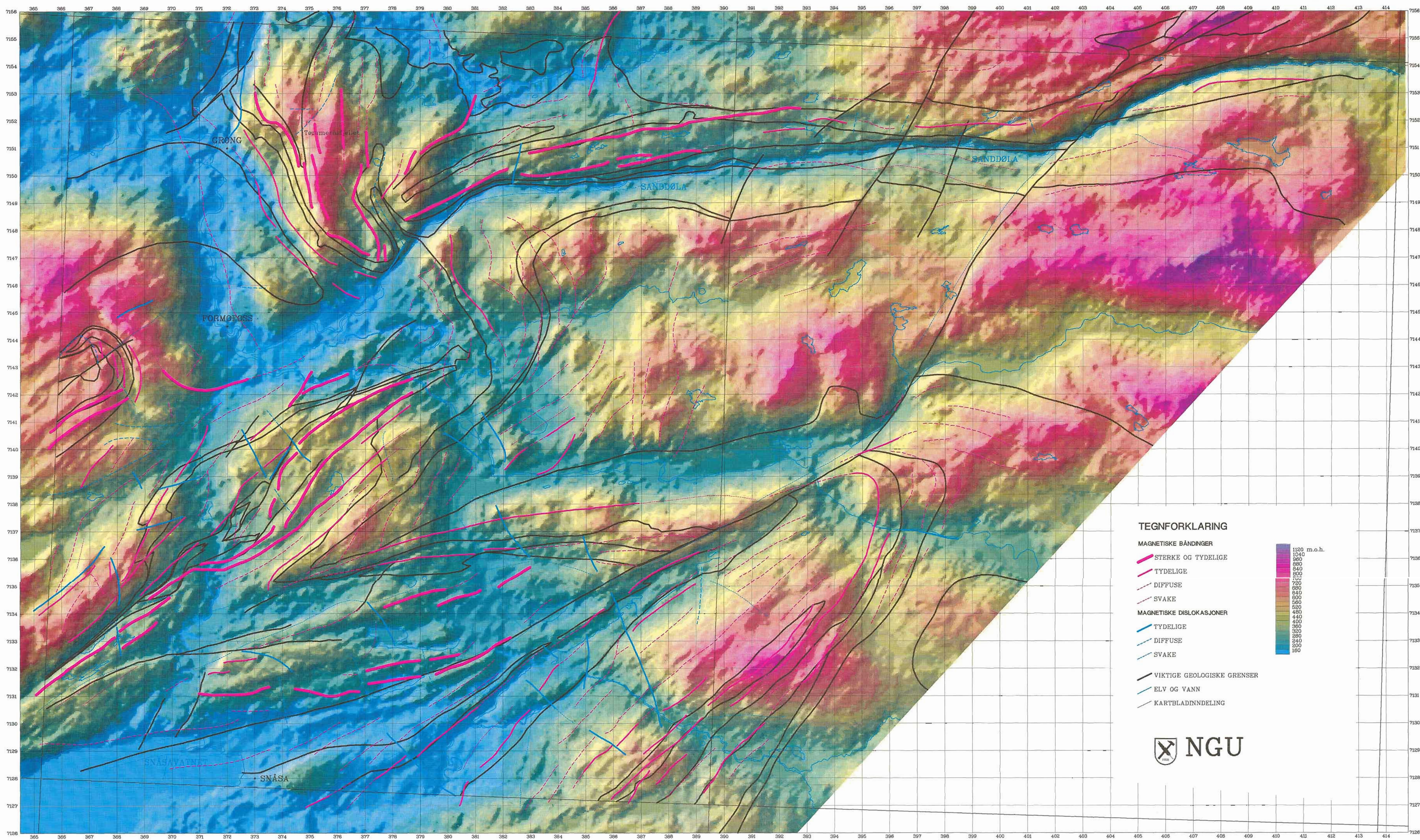


M 1 : 50000

0 1 2 3 km

NGU 1992
GEOLOGICAL SURVEY OF NORWAY

NORD-TRØNDELAGPROGRAMMET		MALESTOKK	MALT
MAGNETISKE TOLKNINGER		1:50000	TEGN.
GRONG OG ANDORSJØEN			TRAC.
SNÅSA, GRONG, LIERNE, N-TRØNDELAG			KFR.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE		TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
TRONDHEIM		92.265-02	1823-1, -IV

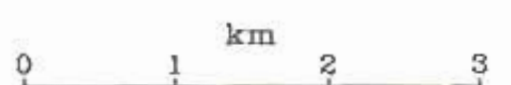


TEGNFORKLARING

- MAGNETISKE BÅNDINGER
 - STERKE OG TYDELIGE
 - TYDELIGE
 - DIFFUSE
 - SVAKE
- MAGNETISKE DISLOKASJONER
 - TYDELIGE
 - DIFFUSE
 - SVAKE
- VIKTIGE GEOLOGISKE GRENSER
- ELV OG VANN
- KARTBLADINDELING

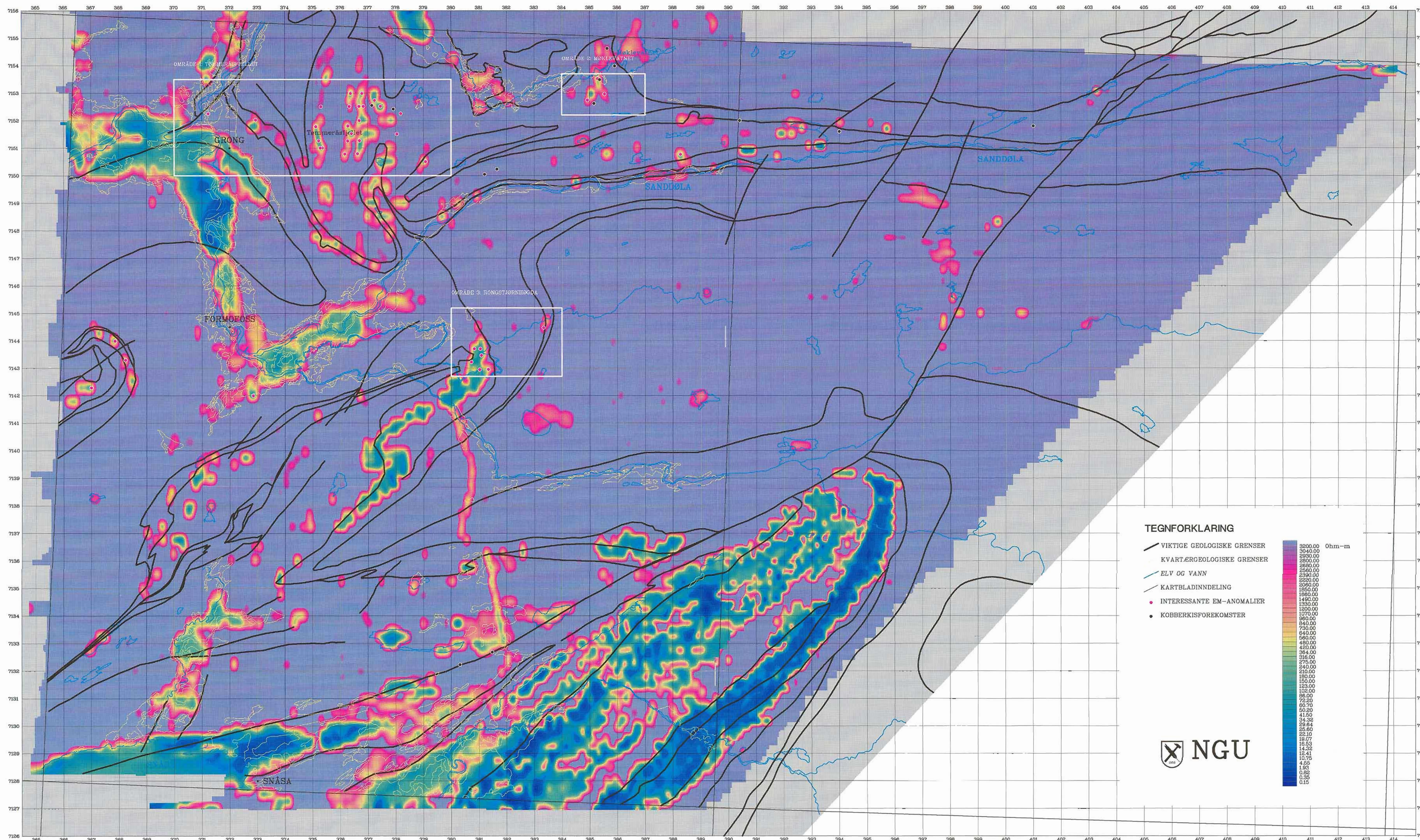


M 1 : 50000



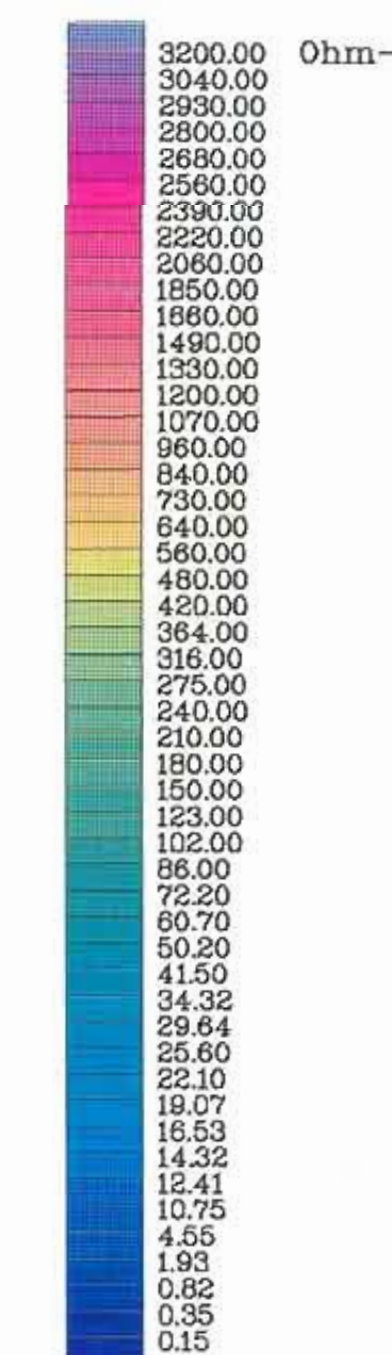
NGU 1992
GEOLOGICAL SURVEY OF NORWAY

NORD-TRØNDELAGPROGRAMMET		MALESTOKK	MALT
TOPOGRAFI, MAGNETISKE TOLKNINGER		1:50000	TEGN.
GRONG OG ANDORSJØEN			TRAC.
SNÅSA, GRONG, LIERNE, N-TRØNDELAG			KFR.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE		TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
TRONDHEIM		92.265-03	1823-1-IV

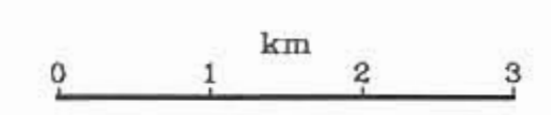


TEGNFORKLARING

- VIKTIGE GEOLOGISKE GRENSER
- KVARTÆRGEOLIGISKE GRENSER
- ELV OG VANN
- KARTBLADINDELING
- INTERESSANTE EM-ANOMALIER
- KOBBERKISFOREKOMSTER



M 1 : 50000



NGU 1992
GEOLOGICAL SURVEY OF NORWAY

NORD-TRØNDELAGPROGRAMMET		MALESTOKK	MALT
TILSYNELATENDE MOTSTAND		150000	TEGN
GRONG OG ANDORSJØEN			TRAC.
SNÅSA, GRONG, LIERNE, N-TRØNDELAG			KFR.
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE		TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
TRONDHEIM		92.265-04	1823-1,-IV

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

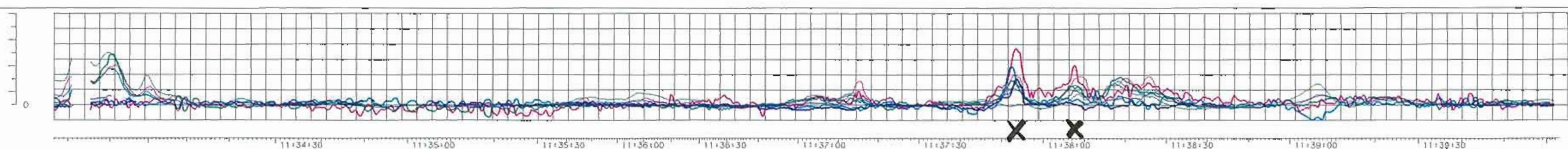
J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

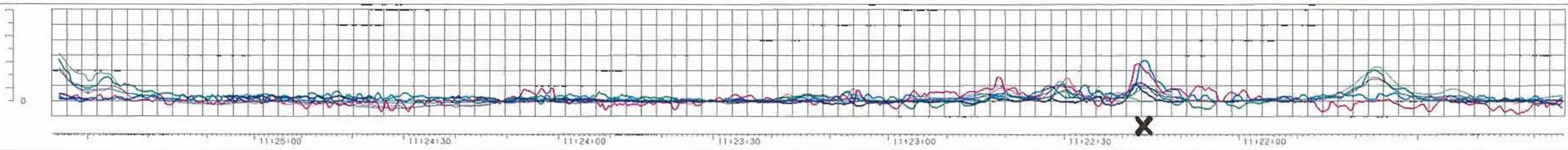
J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM

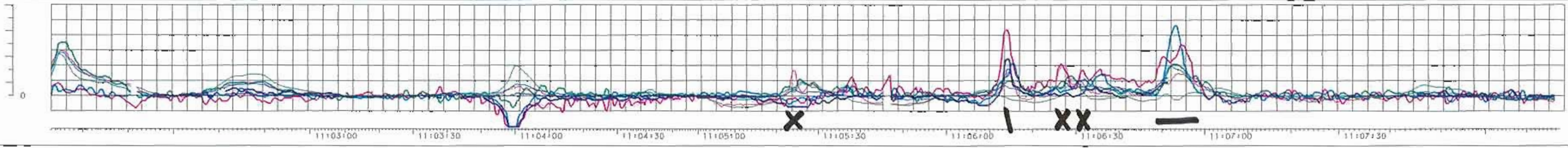
J8801
 COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
 COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
 COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM



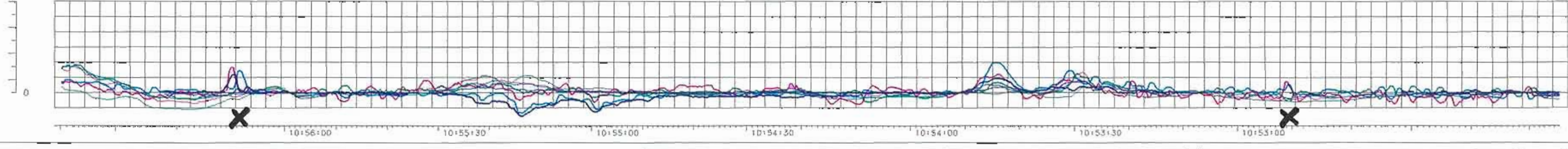
TIME 105



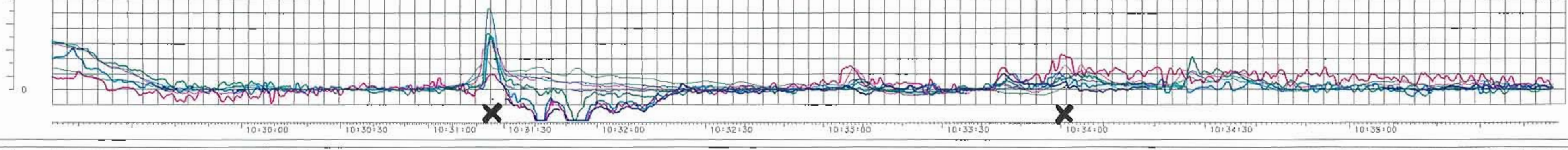
TIME 104



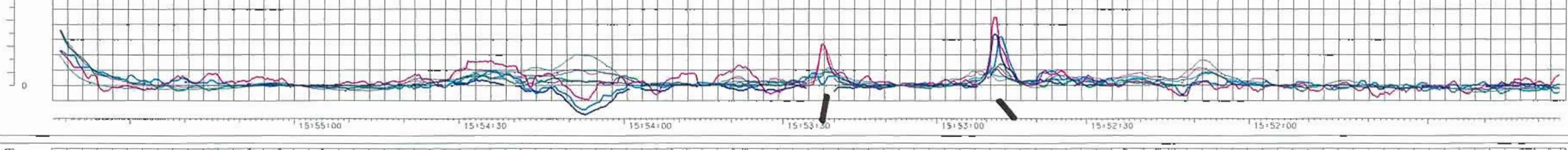
TIME 103



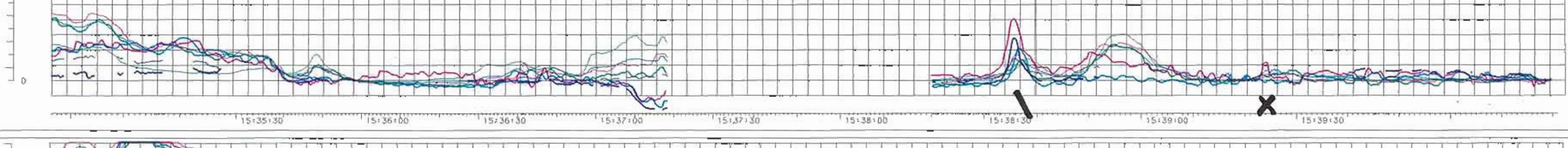
TIME 102



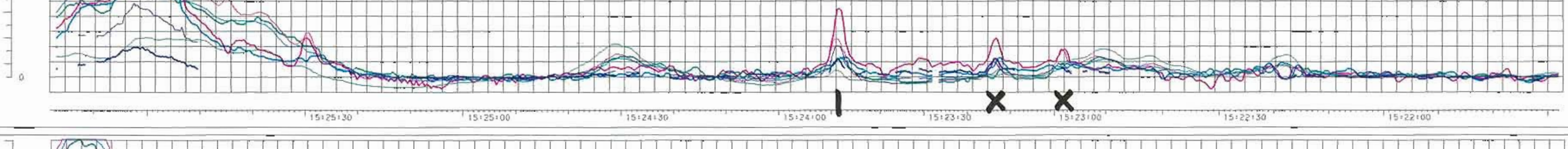
TIME 101



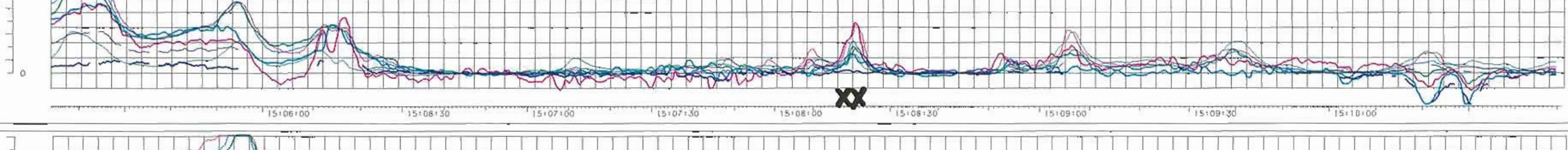
TIME 100



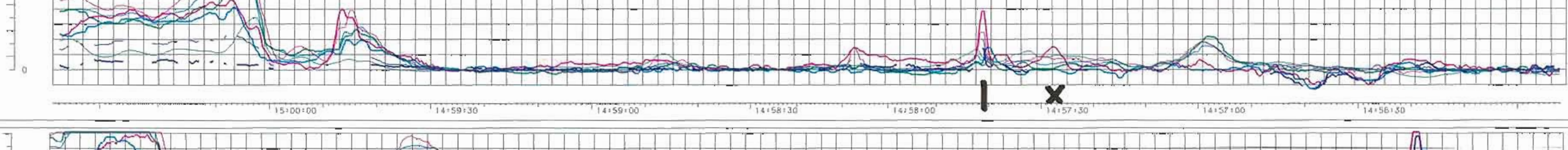
TIME 99



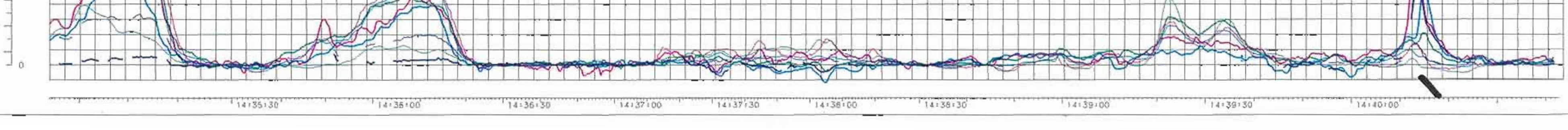
TIME 98



TIME 97



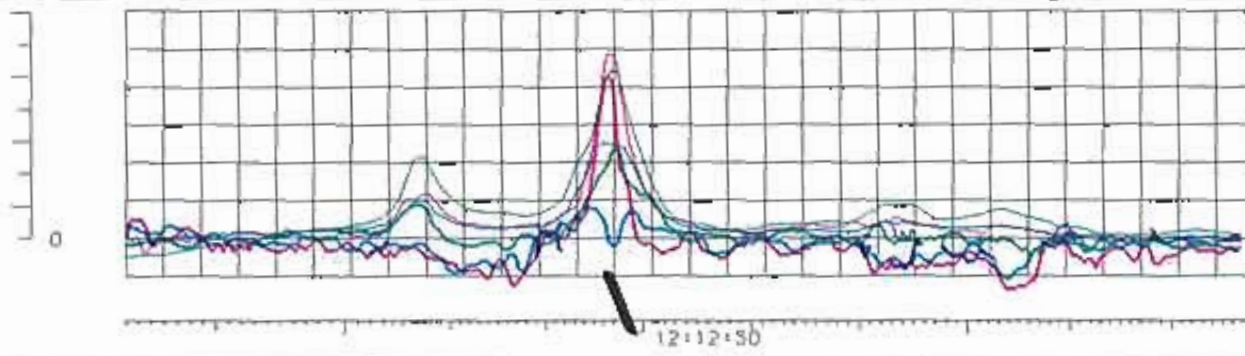
TIME 96



TIME 95

NORD-TRØNDERLAG PROGRAMMET
 NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

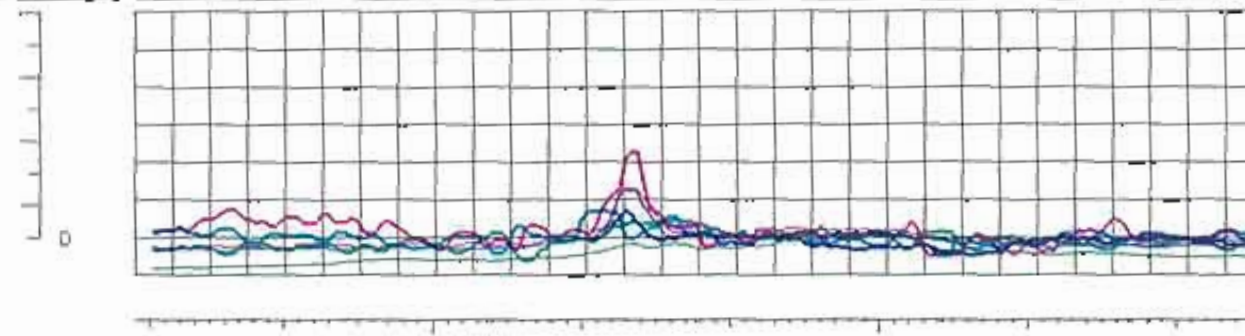
EM-Profiler fra område 2: Møklevatnet
 TEGNING NR. 92.265-06



TIME 107

J8801

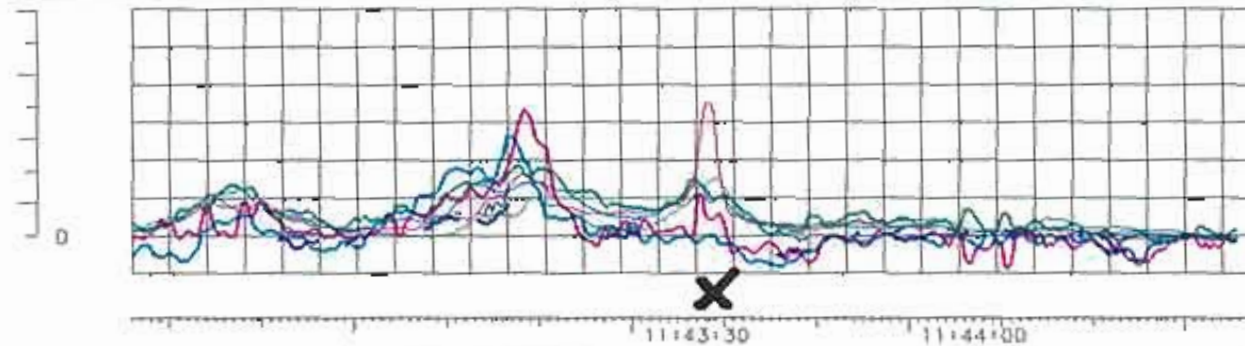
- COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
- COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM



TIME 106

J8801

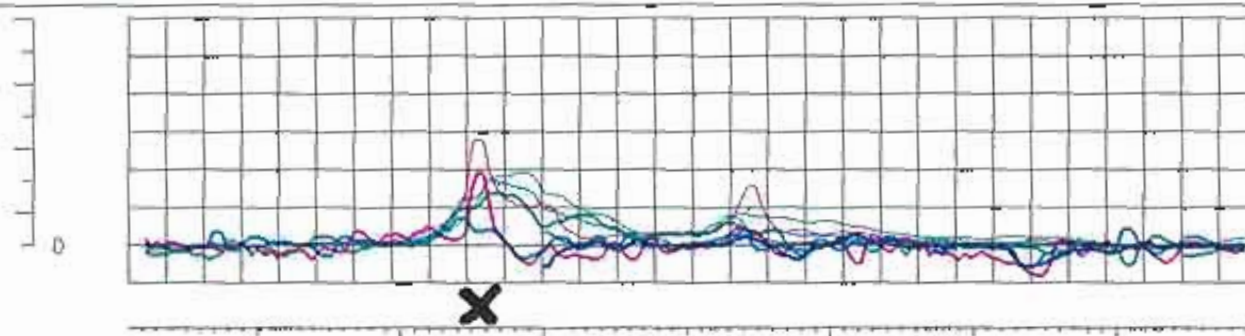
- COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
- COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM



TIME 105

J8801

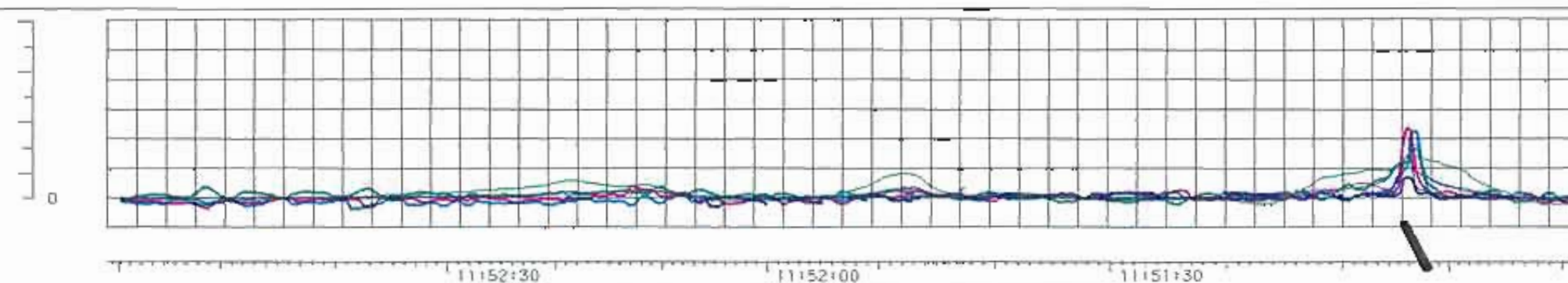
- COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
- COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM



TIME 104

J8801

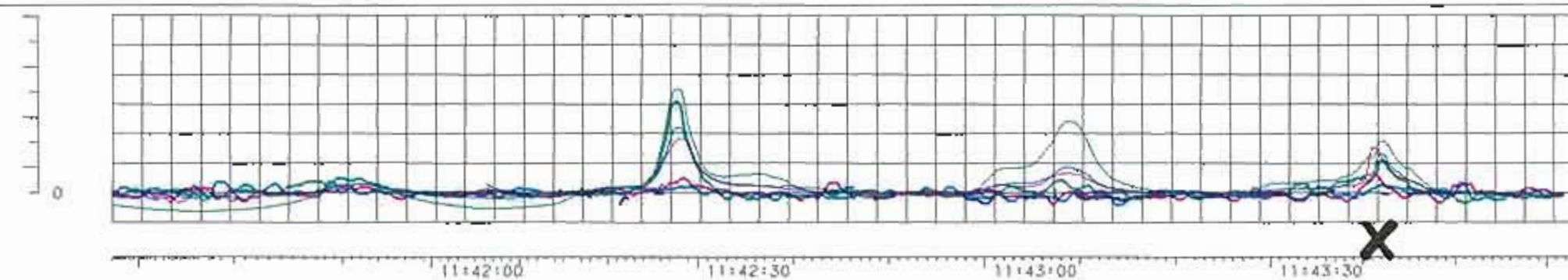
- COAXIAL (IP - OD) 923 Hz 5 PPM/CM
- COAXIAL (IP - OD) 4551 Hz 5 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 4287 Hz 20 PPM/CM
- COPLANAR (IP - OD) 32165 Hz 40 PPM/CM



TIME 72

J8801

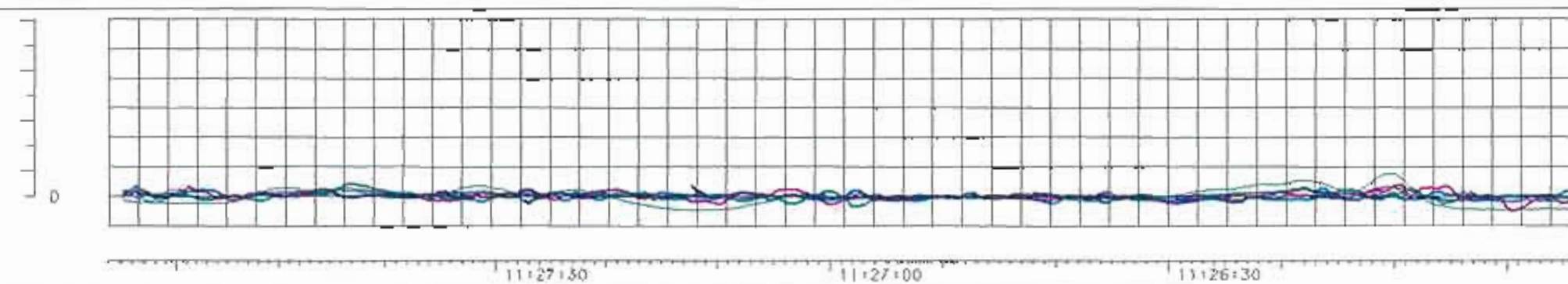
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 71

J8801

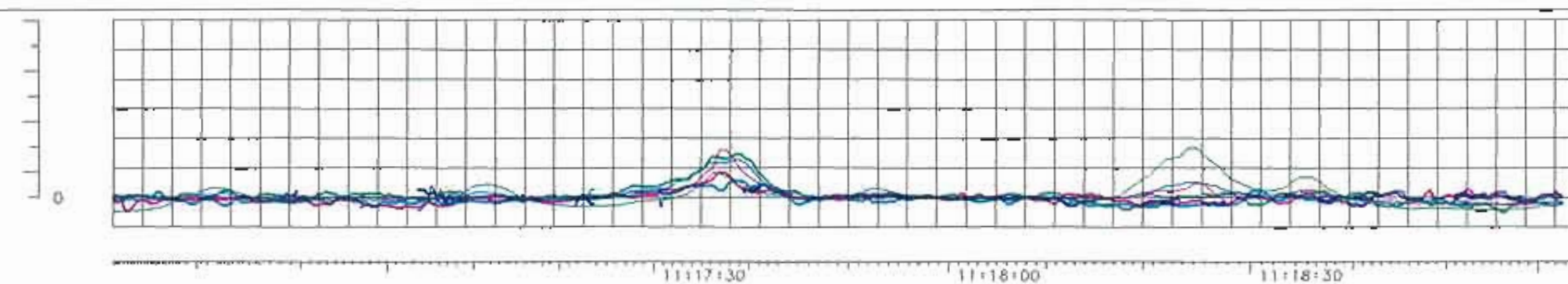
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 70

J8801

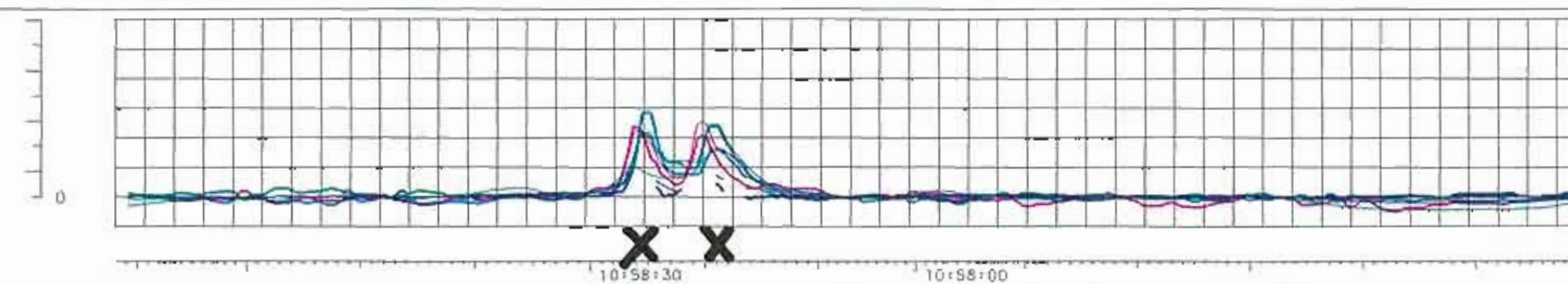
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 69

J8801

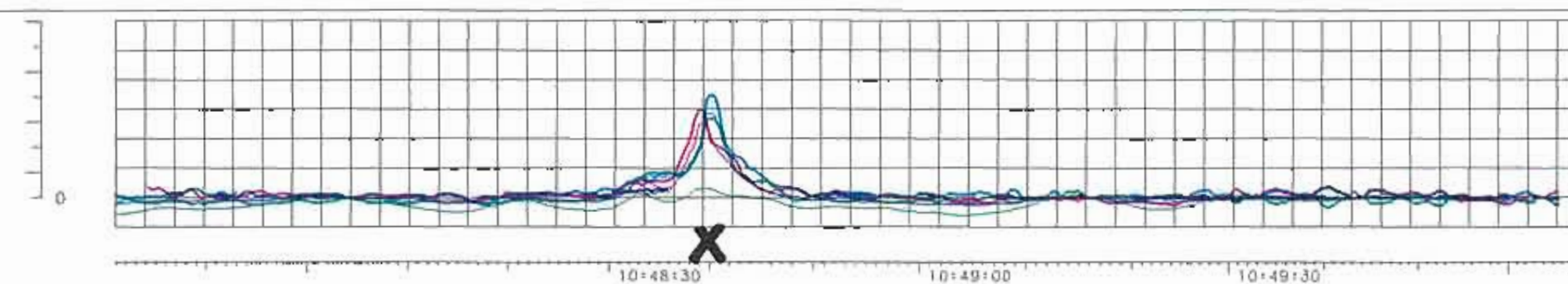
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 68

J8801

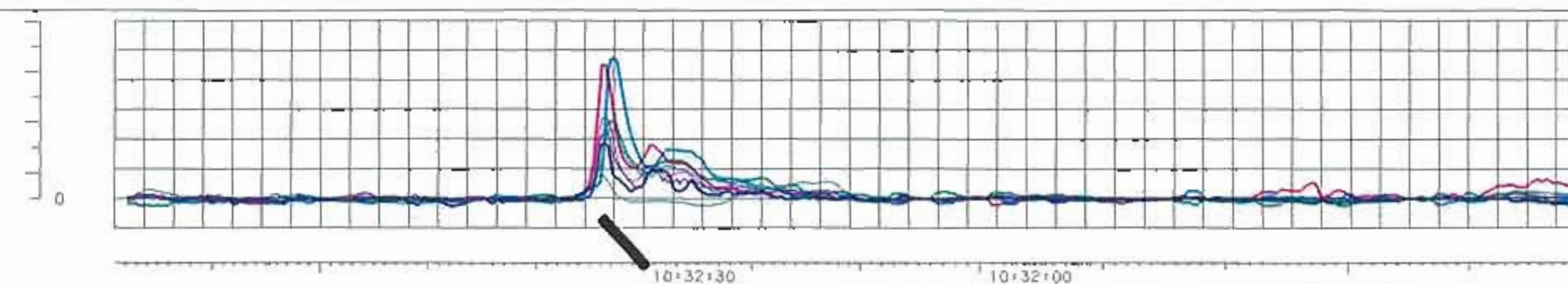
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 67

J8801

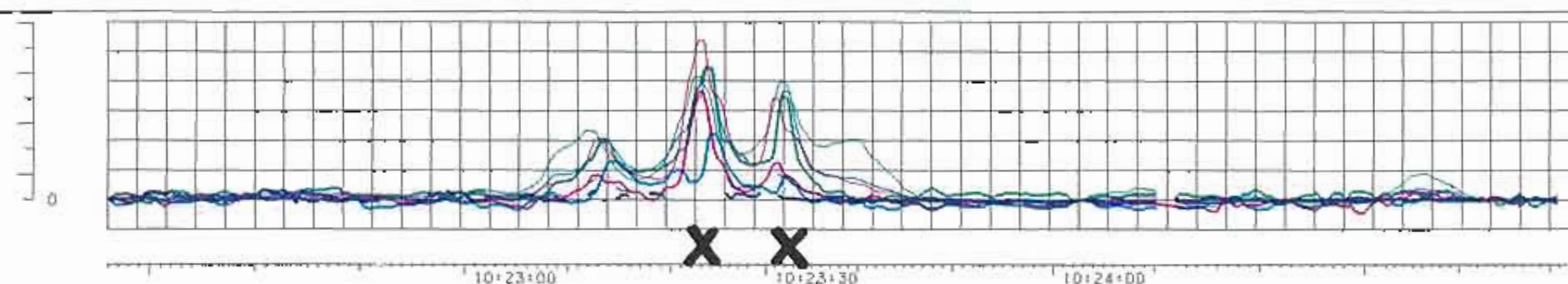
— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 66

J8801

— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM



TIME 65

J8801

— COAXIAL (IP - 00) 923 Hz 10 PPM/CM
 — COAXIAL (IP - 00) 4551 Hz 10 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 4287 Hz 30 PPM/CM
 — COPLANAR (IP - 00) 32165 Hz 55 PPM/CM