

NGU Rapport nr. 91.288

Tolkning av geofysiske
helikoptermålinger,
Altermark-området,
Mo I Rana, Nordland

Rapport nr. 91.288		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Tolkning av geofysiske helikoptermålinger, Altermark-området, Mo i Rana, Nordland			
Forfatter: Tor Arne Karlsen og Odleiv Olesen		Oppdragsgiver: Norwegian Talc Altermark a.s/NGU	
Fylke: Nordland		Kommune: Rana	
Kartbladnavn (M=1:250.000) Mo i Rana		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1927 I Mo i Rana	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 94	Pris: kr 240,-
Feltarbeid utført: 1991		Rapportdato: 05.05.92	Prosjektnr.: 67.2543.05
		Ansvarlig: <i>Jan S. Rønning</i>	
Sammendrag: <p>Geologiske helikoptermålinger i Altermarkområdet er tolket for å påvise nye serpentinitter i overflaten og på dypet i tillegg til å forbedre den strukturgeologiske informasjonen. Magnetiske data er modellert for å framskaffe mer detaljerte kunnskaper. Nakken-anomalien er mest sannsynlig forårsaket av en serpentinit på dypet. Den magnetiske kroppen har et fall mot sørøst på ca. 35°. Dersom tolkningen er riktig, vil serpentiniten mest sannsynlig ligge på et dyp på 130-200 meter rett under anomalisentrum. Bjerklifjell- og Jenshusaug-anomaliene samt en svak langstrakt anomali øst for Annabergan antas å være forårsaket av magnetittrike glimmerskifer i overflaten eller meget nær overflaten. Profilkurven for to av de førstnevnte anomaliene, og særlig den første, indikerer en utpreget folding av de overflatenære magnetiske kroppene. Selv om overflatenære magnetittanriket skifer er antydnet som årsak til anomalimønstrene i disse to profilene, kan det ikke utelukkes at mer dyptliggende serpentinitter danner hovedtyngden av anomaliene. En langstrakt anomali øst for Annabergan antas å være forårsaket av en magnetittrik skifer. Anomaliårsaken er overflatenær (<30 meter under bakkenivå) og antakelig eksponert i overflaten. Kroppen har et fall på 45-55° mot sørøst. En alternativ, men mindre sannsynlig løsning er at anomalien er forårsaket av serpentinit. Straumdalen anomalien skyldes en overflatenær tre-delt magnetisk kropp med et relativt steilt fall (60-70°) mot sør. De magnetiske kroppene er mest sannsynlig serpentinit(er), men magnetittanriket skifer eller eventuelt både serpentinit og magnetittrik skifer er også meget mulig.</p>			
Emneord: Geofysikk	Radiometri	Serpentinit	
Petrofysikk	Elektromagnetisk metode	Talk	
Magnetometri	Industrimineraler	Fagrapport	

INNHOOLD

Innledning.....	3
Bakgrunn for undersøkelsene.....	3
Tidligere arbeider.....	4
Områdets regionalgeologiske plassering.....	6
Det undersøkte områdets geologi.....	8
Ultramafittlinsenes oppbygging.....	10
Litt om de ulike geofysiske metoder.....	12
Feilkilder	13
Petrofysikk.....	15
Målemetoder.....	15
Bergartenes petrofysiske egenskaper.....	16
Forholdet mellom ultramafittenes susceptibilitet og grad av omdanning.....	23
Geofysikk.....	28
Geofysisk datagrunnlag.....	28
Områdets geofysiske karakteristika.....	28
Modellering av magnetisk totalfelt.....	34
Benyttede petrofysiske verdier.....	34
Profil 80 Straumdalen.....	35
Profil 2210 Store Esjeklumpen - Nakken.....	40
Profil 2490 Annabergan.....	53
Profil 2600 Bjerklifjellet - Jenshushaugen....	60
Profil 410 Kvanndalen.....	65
Geologisk modell.....	68
Konklusjon.....	70
Anbefalinger.....	71
Referanser.....	72
Appendix.....	73

INNLEDNING

Bakgrunn for undersøkelsene

I forbindelse med prospektering etter nye forekomster av talk i Altermark-området ved Mo i Rana, Nordland, ble en samarbeidsavtale mellom Norwegian Talc Altermark a.s., som driver en talkgruve i området, og NGU inngått våren 1991.

Før samarbeidsavtalen ble inngått ble det etter vurderinger av Tor Arne Karlsen i samråd med Norwegian Talc Altermark a.s., Seksjon for industrimineraler og Seksjon for geofysikk, NGU, og Stig Bakke (tidlige NGU) besluttet å bruke magnetometri som hovedverktøy i prospekteringen. Denne beslutningen ble tatt av to hovedgrunner:

- a) tidligere petrofysiske og geofysiske undersøkelser i området (Bakke 1984) indikerer at magnetometri er den best egnede metoden
- b) magnetometri har tidligere gitt gode resultater ved leting etter talk (f.eks. Raudbergfeltet i Sogn (NGU 1982 - 1988))

Et magnetisk totalfeltkart over deler av området eksisterte fra før (Mogaard o.a. 1988, Midtun 1988), men en ønsket nå bedre dekning, kortere profilavstand og optimal profilretning i forhold til bergartenes lagning og foliasjon.

Magnetiske målinger ble utført med helikopter av NGU sommeren 1991. I tillegg ble det gjort elektromagnetiske (VLF-EM) og radiometriske målinger (Mogaard & Walker 1991).

I denne rapporten er tolkningene av de viktigste magnetiske anomalier presentert. VLF-EM-data og radiometriske data er også benyttet.

Arbeidet som er gjort inngår, i mer eller mindre modifisert form, som en del av en Doctor Ingeniør - avhandling som gjøres av Tor Arne Karlsen.

Tidligere arbeider

Petrofysiske og geofysiske arbeider i området er tidligere utført av Norges geologiske undersøkelse (Bakke 1984, Midtun 1988, Mogaard o.a. 1988), av Holter (1990), samt av Karlsen (u.bearb.).

Bakke (1984) gjorde petrofysiske studier og magnetiske målinger i Altermark-området for å teste magnetometri som metode ved prospektering etter talk. Det ble konkludert med at magnetometri var godt egnet og at serpentinit med tilhørende talkforekomster i de fleste tilfeller gir magnetiske anomalier. Videre ble deler av Altermark-området dekket med magnetiske målinger på bakken. En del anomalier ble påvist og anbefalt undersøkt nærmere.

Talkprospektering ved hjelp av magnetometri ble i perioden 1981 - 1988 benyttet som verktøy ved leting etter nye talkforekomster i Vik og i Raudbergfeltet i Sogn (f.eks. Torstensen 1981 (magnetiske bakkemålinger), Mogaard & Håbrekke 1983 (magnetiske helikoptermålinger), Bakke 1986 (magnetiske bakkemålinger)). Store mengder talk ble påvist i Raudbergfeltet, blant annet på bakgrunn av de magnetiske målinger.

I forbindelse med geofysiske undersøkelser av Høgtuva-vinduet, som ligger like ved det undersøkte området, ble store deler av Altermark-området dekket med geofysiske målinger fra helikopter (Mogaard o.a. 1988). Målingene, som var gjort med en profilavstand på 250 meter, gir en god oversikt over områdets magnetiske anomalier, hvorav flere ikke er beskrevet tidligere. Generelle regionale tolkninger av områdets anomalier er gjort av Midtun (1988).

Følgende av Midtuns tolkninger er av interesse for talkprospekteringen:

- a) de kaledonske hovedbergarter som omgir grunnfjellsbergartene i Høgtuva-vinduet ("Gråvakke", "glimmer-skifer") viser en gjennomgående lav magnetiserbarhet
- b) de høyeste susceptibilitetsverdiene ble funnet i forbindelse med amfibolholdige sedimenter; det ble derfor antatt at sedimenter med vulkansk derivert materiale kunne forklare noen av de magnetiske anomaliene innen de kaledonske bergartene
- c) de elektromagnetiske og magnetiske anomaliene er parallelle. Magnetiske anomalier antas å være et uttrykk for lagningen innen bergartene.

Holter (1990) gjorde petrofysiske målinger samt magnetiske bakkemålinger over mindre utvalgte deler av området. Et område i Straumdalen, hvor det eksisterer en liten blotning av en talkbergart, ble undersøkt ved boring. Boringen viste at talkbergarten fortsatte ned mot dypet og at mengdene var langt større enn hva som er indikert på overflaten. Videre ble det påvist tildels meget høye susceptibilitetsverdier i en glimmer-skifer i forbindelse med denne undersøkelsen. Verdiene var store nok til å gi store magnetiske anomalier. Undersøkelsene i Straumdalen foregikk helt i den østlige begrensningen av eller like utenfor en større anomali (som blir modellert i denne rapporten).

Områdets regionalgeologiske plassering

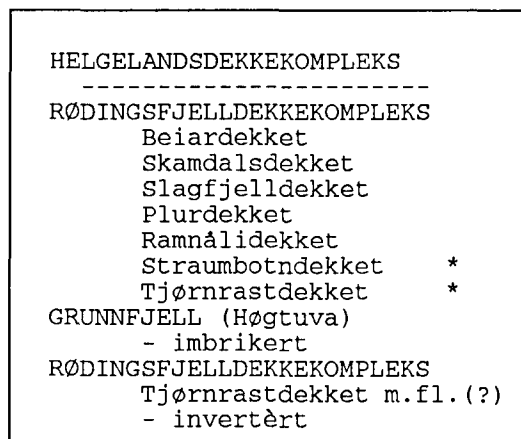
Det undersøkte området ligger i sin helhet innenfor de kaledonske dekkeenheter.

I følge Sjøvegjarto o.a. (1988) kan dekkebergartene som framtrer på kartblad Mo i Rana deles inn i to hovedgrupper: Rødingsfjelldekkekompleks og Helgelandsdekkekompleks hvor sistnevnte tektonostratigrafisk ligger øverst.

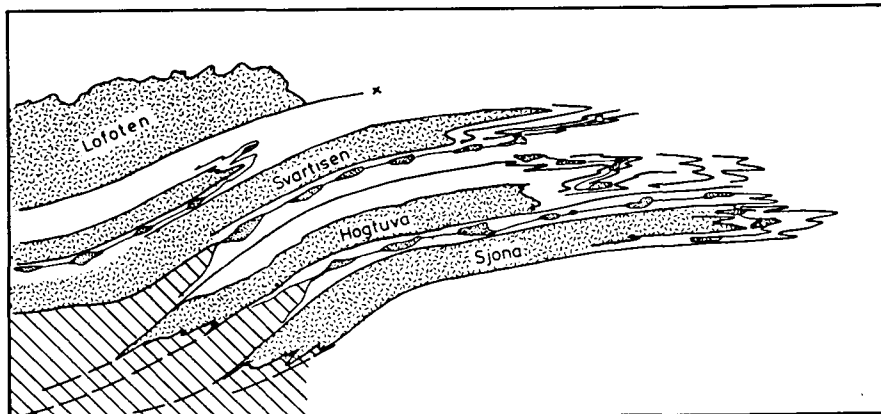
Dekkene opptrer tektonostratigrafisk over granittiske paraautoktone til alloktone grunnfjellsbergarter i Høgtuva-vinduet (figur 1).

I tillegg til Høgtuva-vinduet opptrer en rekke grunnfjellsvinduer langs kysten av Nordland. For noen av disse kan en observere at de kaledonske metasedimentene kan følges fra en posisjon over grunnfjellsbergartene til en posisjon under grunnfjellsbergartene.

Bucher-Nurminen (1988) mener det er en sammenheng mellom de paraautoktone \ alloktone grunnfjellsbergartene og opptreden av ultramafiske linser langs klart definerte skyvesoner (figur 2); han mener grunnfjellet har blitt imbrikert langs disse skyvesonene, som ifølge hans modell går helt ned til mantelen. Skyvesonene har fungert som "tilførselsårer" for ultramafittlinser fra sub-kontinental mantel.

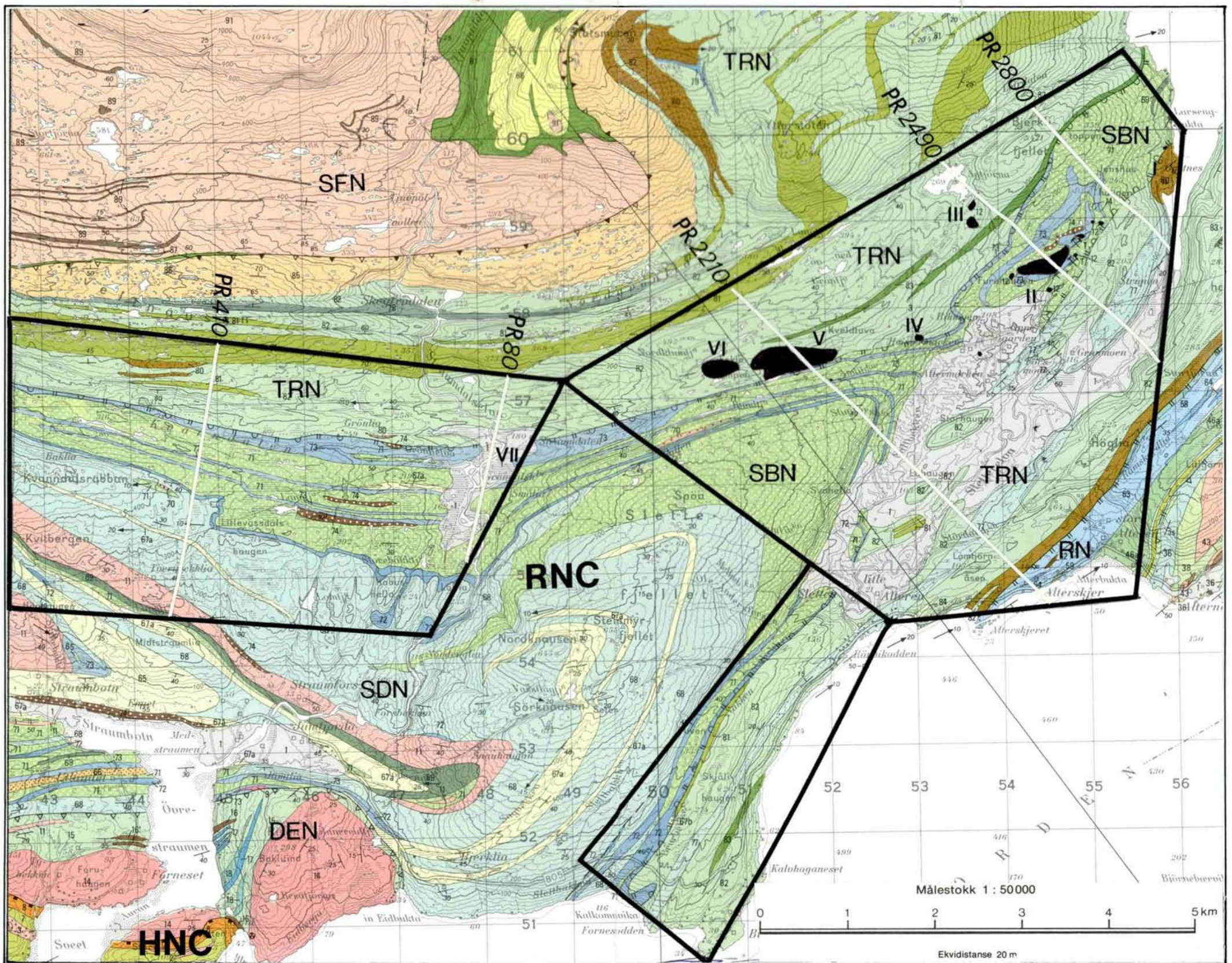


Figur 1: Tektonostratigrafisk oppbygning av dekkene i det undersøkte området. Asteriks viser hvor bergartene i det undersøkte området hører hjemme.



Figur 2: Skjematisk snitt over området vest for Mo i Rana som illustrerer opptreden av ultramafitter langs dyptgående forkastninger rundt imbrikerte grunnfjellsflak (Bucher Nurminen 1988). Modellen er ment å illustrere at ultramafittlinsene representerer fragmenter av sub-kontinental mantel som i kaledonsk tid ble løsrevet og transportert opp langs forkastninger som går helt ned til mantelen.

Hvit: kaledonske metasedimenter, prikket: linser og boudinere av av mantel-fragmenter som opptrer langs forkastninger som er sterkt foldet og refoldet. Nederst til venstre: subkontinental mantel med "detachments" (fortsettelse av skorpe-forkastninger).



Figur 3: Utsnitt fra kartblad Mo i Rana 1:50 000 (Søvegjarto 1988) som illustrerer hvilket område som er undersøkt geofysisk (inrammet) og hvilke profillinjer som er tolket i denne rapporten. Linser med svart farge er ultramafitter med utgående i dagen. I = Grotnes, II = Annabergan, III = Rausantind, IV = Remlia, V = Store Esjeklumpen, VI = Lille Esjeklumpen, VII = Straumdalen. HNC = Helgeland Dekkekompleks, RNC = Rødingsfjell Dekkekompleks, RN = Råmnålidedekket, TRN = Tjørnrastdekket, SBN = Straumbotndekket, DEN = Dalselvdekket, SFN = Snøfjelledekket (Høgtuvavinduet)

Det undersøkte områdets geologi

I følge Søvegjarto o.a. (1988) tilhører bergartene i det undersøkte området Tjørnrastdekket og Straumbotndekket som begge tilhører Rødingsfjelldekkekompleks (figur 3).

Tjørnrastdekket og Straumbotndekket er i det undersøkte området begge foldet av en regional, tett synform (Søvegjarto o.a. 1988) med en vest-sørvestlig stupende (5-10°) foldakse. Ut i fra geologien slik den er tegnet inn på kartblad Mo i Rana synes denne regionale foldestrukturen såvidt å være refoldet rundt en sørlig stupende (ca.25°) foldakse lenger mot vest (Karlsen u.bearb.).

Både Straumbotndekket, som opptrer i kjernen av den førstnevnte regionale foldestrukturen, og Tjørnrastdekket inneholder omdannede (kyanittgrads-, amfibolittfacies metamorfose) sedimentære og mulig vulkanske bergarter. De er antatt å være av senprekambrisk til kambro-silurisk alder (Søvegjarto o.a.1988).

Tjørnrastdekket har en lite variert litologisk sammensetning; bergartene er, generelt sett, nokså kvarts/feltspatrike og dominerende bergart er en kvarts/feltspatrik granat-2-glimmer-gneis.

Straumbotndekket har, i det undersøkte området, en meget variabel litologisk sammensetning hvor dominerende bergarter først og fremst er granat-2-glimmer-skifre, men også granat-biotitt-skifre, marmor, grafitt-biotitt-skifer og amfibolitt. Ultramafiske bergarter, hovedsakelig serpentinit, opptrer som linser i stort antall i dette dekket.

Overgangen mellom de to dekkene er lett å observere i felt på grunn av overgangen fra kvarts/feltspatrik granat-2-glimmer-gneis øverst i Tjørnrastdekket til grafittrike skifre og langt mer variert litologi i basis av Straumbotndekket (Karlsen u.bearb.). Den foreløpige geologiske kartleggingen tyder på at grensen mellom dekkene, slik den framgår av kartblad Mo i Rana (Søvegjarto o.a. 1988), er noe feilaktig og at alle ultramafitter i det undersøkte området egentlig tilhører Straumbotndekket (Karlsen u.bearb.). En slik tolkning er også sannsynlig ut i fra VLF-EM-målinger (dette arbeidet).

Ultramafittlinsenes oppbygging

Ultramafittlinsene i Altermark har oftest en typisk sonert oppbygging (Karlsen u.bearb., figur 4):

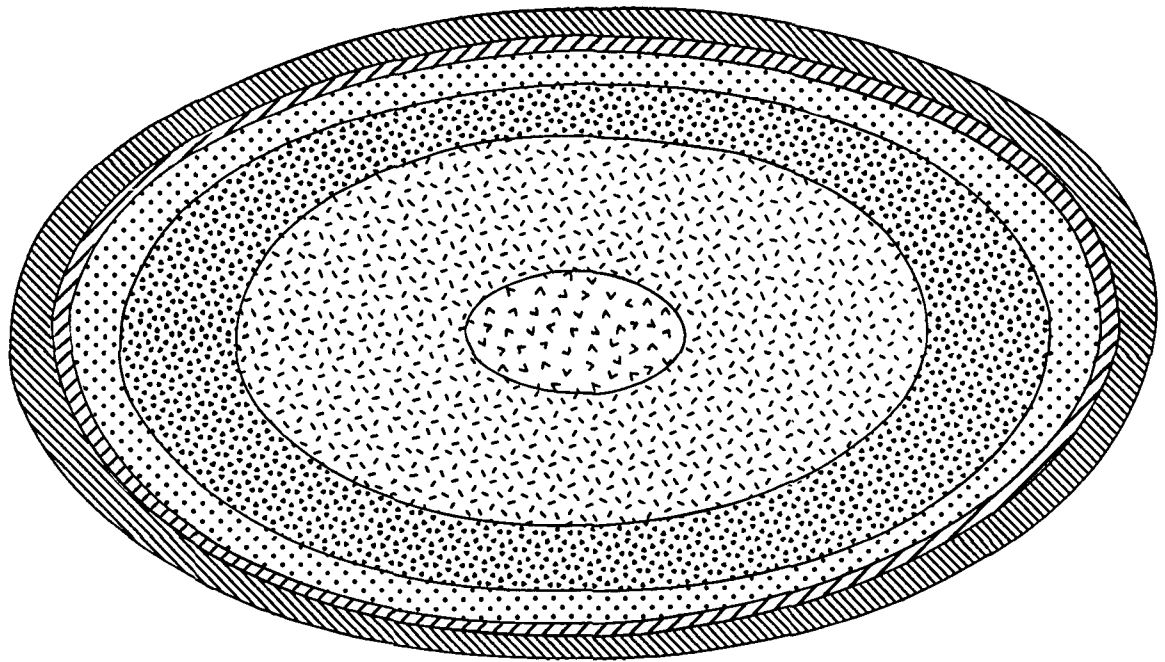
- a) en lite omdannet kjerne med rester av opprinnelig materiale, d.v.s. peridotitt, dunitt m.m..
- b) et midtre parti hvor det opprinnelige materialet er omdannet til serpentinit
- c) en rand hvor serpentiniten er omdannet til talkrike bergarter. Ved grensen til sideberget er det vanlig med et tynt sjikt av kloritt- og/eller amfibol-rike bergarter.







Dette klassiske eksemplet på metasomatose (Sanford 1982) kan observeres i Altermark-området store ultramafitt-linser (først og fremst Annabergan og Esjeklumpen, men også Rausanntind og enkelte mindre linser i tilknytning til Annabergan). I Altermark-området er imidlertid kjernen av peridotitt og lignende bergarter liten eller manglende og det meste av kroppene består av serpentinit.

Det er også eksempler på hvor omdanningen har gått så langt at hele den ultramafiske kroppen er fullstendig omdannet til talkbergarter.

Omdanningsgraden av ultramafittene er av stor betydning når det gjelder magnetometri fordi det mineralet som er hovedårsaken til magnetiske anomalier, magnetitt, hovedsakelig blir dannet ved omdanning av peridotitt til serpentinit. Dersom serpentiniten er blitt fullstendig omdannet til talkrike bergarter vil magnetittinnholdet kunne minske/bli borte: blant annet vil jernet i magnetitten gå over i karbonatet breunneritt, som ofte er en viktig bestanddel av talk-karbonat-bergarter.

Altermark-områdets ultramafitter har store likhetstrekk når det gjelder sonering med ultramafittene i Raudbergfeltet i Sogn (Bakke 1986, Karlsen 1990). Ultramafittlinsene i Raudbergfeltet er imidlertid omgitt av fyllittiske bergarter dannet under en lavere metamorfosegrad (grønnskiferfacies) enn bergartene i Altermark (amfibolittfacies).



- | | |
|---|-----------------------------|
|  | REST OF PRIMARY ULTRAMAFICS |
|  | SERPENTINITE |
|  | TALC-CARBONATE-ROCKS |
|  | TALC-SCHIST |
|  | "SMARAGDITE"-ZONE |
|  | CHLORITE-ZONE |

Figur 4: Typisk sonering av ultramafittlinser i Altermark-området (noe forenklet).

Litt om de ulike geofysiske metoder

Talkprospektering ved hjelp av magnetometri bygger på følgende grunnprinsipp:

Omdannede ultramafiske bergarter inneholder ofte relativt mye magnetitt som et resultat av omdanning fra primær kromitt i den opprinnelige ultramafiske bergarten og nyvekst. Det høye magnetitt-innholdet gir en høy magnetisk susceptibilitet og gjør at en ved oppmåling av magnetfeltet vil kunne få positive magnetiske anomalier.

Ultramafittene må i tillegg skille seg ut fra omliggende bergarter med hensyn til magnetiske egenskaper. Dette er ikke alltid tilfelle (se for eksempel Rønning 1982).

Magnetometri kan sies å være en indirekte metode for å finne talk fordi det som regel er serpentiniten og ikke talk-bergarten som gir anomali. Men ettersom serpentiniten oftest er ledsaget av talk-bergarter vil en positiv magnetisk anomali ofte bety at talk-bergarter er tilstede.

Magnetometri er den metoden som klart er best egnet for talkprospektering i det undersøkte området.

VLF-EM- og radiometriske målinger gir til en viss grad tilleggsinformasjon og vil derfor også bli beskrevet nedenfor.

- Magnetometri:
- gir positive magnetiske anomalier av bergarter med høy susceptibilitet. Det vil si bergarter som inneholder magnetiske mineraler, og da først og fremst magnetitt.
 - den magnetometriske metoden gir opplysninger om bergartenes magnetiske egenskaper i området fra overflaten og ned til store dyp.
- VLF-EM:
- gir positive anomalier over bergarter som inneholder elektrisk ledende mineraler.
 - Disse bergartene er vanligvis grafittholdige skifre, sulfider eller vannholdige forkastningssoner.
 - I likhet med de magnetiske målingene gir VLF (very low frequency) data opplysninger om bergartenes egenskaper ned til en viss dybde, anslagsvis 200 meter for VLF.

- Ved VLF-EM-målinger benyttes sendere fra flere steder, blant annet Bodø og Storbritannia. Best resultater får en dersom de elektriske ledere er parallele med retningen til senderen (i Altermark: senderen i Storbritannia).
- Radiometri:
- gir positive anomalier over bergarter som inneholder mineraler med radioaktive elementer slik som kalium, thorium og uran.
 - De radiometriske målingene gir opplysninger om stråling fra overflata av bergartene eller overdekket og sier således ikke noe om egenskapene på dypet.

Feilkilder

Tolkninger av potensialfeltdata er ikke entydige. Mange geologiske modeller vil gi samme geofysiske anomali. Ved å redusere antall ukjente parametere kan man imidlertid redusere antall mulige løsninger. Viktige parametere er de magnetiske egenskapene (susceptibilitet og remanens) til bergartene (Aalstad & Åm 1972). De petrofysiske undersøkelsene danner altså grunnlaget for de geofysiske tolkningene. Det er derfor viktig at de petrofysiske dataene er gode.

Det som burde vært bedre og bør forbedres i denne sammenhengen er først og fremst målinger av remanent magnetisme. Få målinger med stor spredning gir et dårlig grunnlag for tolkningene. Med hensyn til serpentinit er det utført et tilfredstillende antall målinger, men målinger i andre bergarter er fåtallige. Remanensmålingene er viktige fordi de i stor grad virker inn på tykkelsen og plasseringen av anomaliårsakene i tolkningene. I modelleringen er det videre antatt at retningen av remanensen (NRM) er parallell dagens magnetiske felt. Erfaringer viser at dette ofte er tilfelle, men ved fremtidige undersøkelser bør retningsorienterte prøvertas slik at NMR-retningen kan bestemmes mer nøyaktig.

Ved en del av anomaliene er det ikke utført susceptibilitetsmålinger i felt. Slike data ville luket vekk flere usikkerheter i de tilfeller hvor anomaliårsaken kan ligge helt oppe i dagen.

Når det gjelder store serpentinitter som er påvist i dagen er det tydelig at susceptibiliteten varierer innenfor de enkelte kropper. For å få en skikkelig modellering kreves det bedre kunnskaper om disse variasjonene.

Modellering av magnetiske data gir altså mengdevis av ulike løsninger som passer perfekt til den magnetiske kurven. Jo dypere anomaliårsaken er, jo flere mulige modeller eksisterer. Ved overflatenære anomaliårsaker får en bedre kontroll, og ved anomaliårsaker som ligger helt oppe i dagen og hvor en kjenner dens utgående, dens orientering og dens magnetiske egenskaper, har man en rimelig bra kontroll og færre mulige løsninger. En modellering av denne typen er i stor grad basert på å teste geologiske modeller, og det bør understrekes at den struktur-geologiske kontrollen her er meget viktig.

PETROFYSIKK

Målemetoder

Bergartenes petrofysiske egenskaper er målt med tre ulike metoder:

- 1) Feltmålinger av susceptibilitet
- instrumentet "Geoinstruments TH-15" er benyttet. Det er ved hver lokalitet utført ca. 10 målinger med noen meters mellomrom.
- 2) Laboratoriemålinger av 130 bergartprøver
- Målingene er utført ved laboratoriet ved NGU (beskrivelse av laboratoriet: Torsvik & Olesen 1988). I tillegg til susceptibilitet er bergartenes tetthet beregnet. Remanent magnetisme er målt i mange av de prøvene som har høy susceptibilitet. Vi har beregnet Q-verdier (Königbergers konstant) som er forholdet mellom induert og remanent magnetisering (Aalstad & Åm 1972). Retningen av den naturlige remanente magnetiseringen (NRM) er ikke målt.
- 3) Målinger av borkjerner
For å få en oversikt over borkjerners susceptibilitet er det foretatt målinger av hele borkjerner med en avstand på en meter mellom hvert målepunkt. Instrumentet "Geoinstruments JH 8" er benyttet i dette arbeidet.

I denne undersøkelsen er det de magnetiske egenskapene som er av betydning. Når det gjelder susceptibilitet er det bra samsvar mellom metode 1 og metode 2 og dataene fra disse er plottet sammen i histogrammer i figur 6 a. Disse dataene er brukt som veiledende grunnlag for geologisk tolkning av de kartlagte anomalier.

Metode 3 gir gjennomgående litt lavere verdier enn metode 1 og 2. Disse dataene er derfor ikke plottet i samme diagrammer, men er gitt i appendix. Hovedhensikten med å måle direkte på borkjernene har vært å få en rask oversikt over bergartenes susceptibilitet hovedsakelig på steder hvor det har vært boret på magnetiske anomalier.

Bergartenes petrofysiske egenskaper

I dette delkapittelet blir bergartenes petrofysiske egenskaper beskrevet. Det er lagt vekt på susceptibiliteten og dens relasjon til bergartstype og bergartenes opptreden. Q-verdier blir beskrevet i de tilfeller hvor susceptibiliteten er høy. Tabell over laboratoriemålinger er gitt i appendiks.

Elektrisk ledningsevne og radiometriske egenskaper er kun nevnt i de tilfeller hvor det kan ha interesse for modellering /tolkning.

Det ideelle ved prospektering etter talk ved hjelp av magnetometri ville selvsagt vært at kun ultramafittlinsene med assosierte bergarter hadde hatt høy susceptibilitet. Hvis en kun ser på gjennomsnittet er dette tilfelle (figur 5), men tar en hensyn til spredningen av måleverdiene er det betydelige overlappinger.

Det at flere typer bergarter, ved siden av ultramafittene, kan gi magnetiske anomalier, skaper visse problemer ved modelleringen.

En nærmere vurdering av bergartene følger derfor nedenfor.

Serpentinitt

Susceptibilitet

Som det framgår av figurene 5 og 6 a, så skiller serpentinit seg ut fra øvrige bergarter ved at den i hovedsak har de høyeste susceptibilitetsverdiene.

Flest målinger ligger i intervallet 0.04000 - 0.16000 (SI), men verdiene varierer stort. Variasjonen er i stor grad stedsavhengig (figur 6 b);

Variasjon mellom de ulike serpentinittkropper:

Både Store Esjeklumpen og Annabergan (figur 3) viser gjennomgående høye verdier med flest målinger rundt 0.10000 (tilsvarer ca. 3 % magnetitt). For Store Esjeklumpen er denne trenden nokså tydelig, mens det for Annabergan er mer uklart da datagrunnlaget er tynt. Magnetiske utslag og modelleringen antyder imidlertid en lavere susceptibilitet for Annabergan enn for Store Esjeklumpen. Forklaringen på dette er at Annabergan-serpentinitten har en komplisert geometri hvor innblanding av sideberg og linsestrukturer er vanlig. Dette fører til at den samlede susceptibiliteten for Annabergan-"komplekset" blir lavere enn ved Store Esjeklumpen. For Rausanntind (figur 3) er verdiene gjennomgående lave (0.00100-0.02000). Dette forklarer at linsene gir meget små utslag på de magnetiske målingene. To små serpentinit-linser like nord og like sør for gruva (UTM: 45495/75880 og 45458/735819) har gjennomsnittsverdier på henholdsvis 0.02500 og 0.06000.

Interne variasjoner i Store Esjeklumpen-ultramafitten:

I felt kan det visuelt skilles mellom lyse og mørke serpentinit-partier i Store Esjeklumpen-ultramafitten. Mørke partier ligger som linser inni den lyse varianten, vesentlig i midtre deler av kroppen. Begge typer viser ganske stabile høye verdier, men hvor susceptibiliteten generelt sett er noe høyere i den lyse og har en noe mindre spredning. Gjennomsnitt for den lyse varianten er ca. 0.12000 mens gjennomsnitt for den mørke varianten er ca. 0.06000 - 0.07000. En gulaktig amfibolførende serpentinitvariant har betydelig lavere verdier med et gjennomsnitt på ca. 0.-0.1500. På magnetiske profiler over Store Esjeklumpen gir denne bergarten opphav til en "negativ" anomali i midtre deler av en stor positiv anomali (figur 13 b). Enkelte grovkornete, små hornblendittlinser som opptrer lokalt i midtre deler av Store Esjeklumpen har en susceptibilitet på opptil 0.40000. Målinger direkte over kromittlag gir utslag på 0.30000 - 0.40000 (tilsvarer ca. 10 % magnetitt).

Interne variasjoner i Annabergan-ultramafitten:

På grunn av utstyrsproblemer eksisterer det kun laboratorie-målinger av prøver fra enkelte borhull fra denne serpentinittkroppen. Resultatene viser en ganske stor spredning av susceptibilitets-verdiene men med ganske mange målinger i områdene 0.08000 - 0.10000 og 0.12000 - 0.16000. Det er imidlertid kun serpentinit som er undersøkt, og den samlede susceptibiliteten for Annabergan-komplekset ville, som nevnt ovenfor, bli lavere dersom en tok hensyn til dets komplekse geometri.

Q-verdi

Serpentinittene har en Q-verdi som varierer fra 0 - 1.40 med et aritmetrisk middel på 0.30 og et standardavvik på 0.34. Det aritmetriske middelet på 0.30 er noe lavere enn det middelet som framgår av figur 5. Dette skyldes at en sterkt avvikende høy verdi er kuttet ut fra beregningsgrunnlaget. Det er ikke påvist noen regelmessig variasjoner i Q-verdi mellom de forskjellige serpentinittkropper.

Radiometri

Alle kjente ultramafitt/serpentinit-linser gir negative radiometriske anomalier. Men de skiller seg ikke så veldig klart ut fra resten av området. Dette synes til en viss grad å skyldes overdekning ved vegetasjon og vann hvilket også kan skape negative anomalier.

Talk-karbonat-bergarter

Susceptibilitet

Susceptibiliteten har en bimodal fordeling (figur 6 a). Dette skyldes at bergarten inneholder mye magnetitt når den opptrer i den umiddelbare nærhet av serpentinit og et lavt magnetitt-innhold når den ikke opptrer sammen med serpentinit eller i en viss avstand fra en sideliggende serpentinit (figur 7) (Karlsen u.bearb.).

Høy susceptibilitet av talk-karbonat-bergarten er selvfølgelig ikke noe problem da det er forekomster av denne bergarten som er hovedmålet. Men når bergarten har lav susceptibilitet risikerer en å overse eventuelle forekomster som ikke er direkte knyttet til serpentinit. Et eksempel på dette er Remlia-ultramafitten (figur 3), hvor bergarten ikke gir magnetisk anomali. Ultramafitten er her totalt omdannet til en magnetitt-fattig anthofyllitt-talk-karbonat-bergart. En generell modell over ultramafittlinsenes grad av omdanning og susceptibilitet er gitt i figur 8.

Q-verdi

Kun en måling er foretatt. Målingen gir en Q-verdi på 0.39.

(Aktinolit-biotitt)-kloritt-bergarter

Susceptibilitet

Susceptibiliteten har en bimodal fordeling omtrent som talk-bergartene, men kan ha høyere verdier (figur 6 a). Høye susceptibilitetsverdier er utelukkende funnet i forbindelse med magnetittanrikning i de tilfeller hvor kloritt-bergarten opptrer rundt/i serpentinit (figur 7) mens lave verdier er funnet i bergarten der hvor den er løsrevet fra sin antatt opprinnelige posisjon rundt serpentiniten og opptrer alene. Bergarten opptrer i tilknytning til enten serpentinit eller talk, og skaper derfor ikke noe problem ved modellering av magnetiske anomalier.

Q-verdi

Bergarten har en gjennomsnittelig Q-verdi på 0.30 og en relativt liten spredning av verdiene.

Granat-glimmer-skifre

Susceptibilitet

Granat-glimmer-skifrenes susceptibilitet viser en meget stor spredning og en positiv skjevhet (figur 6 a).

De høyeste målte verdiene skyldes magnetittanrikning i relativt tynne bånd (< 10 meter) og er kun observert i områder like nord for gruva og i borhull fra dette området (se kjernelogg FST 9004 A i appendix).

Opptreden av glimmer-skifre med like høy susceptibilitet som serpentinit er et problem ved tolkning av de magnetiske anomaliene.

Q-verdi

Kun fire målinger av remanent magnetisme er gjort av granat-glimmer-skifre. Målingene gir følgende Q-verdier: 0.04, 0.07, 0.54 og 0.54. Dette gir et aritmetrisk snitt på 0.30.

Amfibolitter

Susceptibilitet

Amfibolitter som opptrer uavhengig av ultramafitter har en noe positiv skjev fordeling av susceptibilitet hvor flest målinger ligger i området rundt 0.00500, men med enkelte verdier helt opptil 0.02500 (figur 6 a).

Den høyeste registrerte susceptibilitet i amfibolitt (0.04000) er gjort i en amfibolittlinse som opptrer i Store Esjeklumpen-serpentiniten. Denne er imidlertid regnet som en del av serpentiniten og er i dette tilfellet ikke særlig interessant.

De høyeste registrerte målinger finnes ellers ved to steder: Grotnes (UTM: 560\595, helt i nordøstligste del av det undersøkte området) og Nakken (UTM: 519\571). I begge tilfeller opptrer amfibolittene sammen med tynne klorittsoner som igjen inneholder tynne partier av talk. Ved begge lokaliteter opptrer det magnetiske anomalier.

Ved Grotnes er den magnetiske anomalien meget liten. På grunn av relativt sterke indikasjoner på talk ble denne anomalien undersøkt ved boring sommeren 1991. Resultatet var negativt og petrofysiske målinger i felt og av kjerner (se borkjerne 9103, H1, Appendix) avslørte at amfibolitt med en susceptibilitet på opptil 0.02500 forårsaket den svake anomalien.

Ved Nakken opptrer en amfibolitt ved anomalisentrum. Målinger i felt viser en susceptibilitet på 0.01100 - 0.01700. Målinger av antatt samme bergart i borkjerner tatt fra borhull ca. 100 meter mot sørøst gir en susceptibilitet på maksimum 0.00424 (se forøvrig logger av kjernene NAK 9101 og NAK 9102 i appendiks).

Q-verdi

Kun fire målinger av remanent magnetisme er gjort av amfibolitt. Disse gir Q-verdier på 0.44, 0.46, 6.10 og 2.39. Med så få målinger og en slik spredning er det håpløst å bruke et gjennomsnitt ved modellering. Ved måling av remanens er det viktig at prøvene har en høy susceptibilitet fordi usikkerheten ved målingen vil være stor ved lav susceptibilitet. De to sistnevnte målingene er gjort ved lav susceptibilitet og er således svært usikre. De to førstnevnte målingene er gjort ved høy susceptibilitet og er antakeligvis mer representative.

Grafitt-skifre og grafitt-glimmer-skifre

Susceptibilitet

Susceptibiliteten i denne bergarten(e) varierer fra 0.00003 til 0.00800, med flest målinger i området 0.00100 til 0.00250 (figur 6 a). Verdiene ligger således vesentlig lavere enn for serpentinitt og er, etter disse foreløpige data, vurdert som uaktell årsak til store anomalier.

Q-verdi

Kun to målinger av remanent magnetisme er gjort av grafittrike skifre. Målingene gir Q-verdier på hele 11.04 og 1.36. Begge målingene er gjort i prøver med lav susceptibilitet og er derfor svært usikre og ikke anvendbare i modelleringen.

Elektrisk ledningsevne

Positive VLF-EM-anomalier er sammenfallende med utgående av grafittrike skifre på de steder hvor disse er kartlagt. Grafitt er elektrisk ledende og er derfor en naturlig årsak til disse anomaliene.

Kvartsitt/kvartsrike skifre

Susceptibilitet

De foreløpige målingene indikerer at bergarten(e) har en sterkt symmetrisk lognormal fordeling hvor flest verdier finnes i området rundt 0.00020 (figur 6 a). Maksimumsverdien er på ca. 0.00700. Verdiene er altså relativt lave og kan ikke gi store anomalier.

MarmorSusceptibilitet

Marmorene har den laveste susceptibiliteten av de undersøkte bergartene. Verdiene varierer fra 0.00000 til 0.00060. Fordelingen (figur 6 a) har en noe negativ skjevhet med flest målinger i området rundt 0.00030. Bergarten er uaktuell som anomaliårsak.

Forholdet mellom ultramafittenes susceptibilitet og grad av omdanning

På bakgrunn av de foreløpige petrofysiske undersøkelserne og den geologiske kartleggingen er det laget en foreløpig forenklet modell som illustrerer forholdet mellom ultramafittenes susceptibilitet og grad av omdanning (figur 8). Modellen vil bli modifisert og komplettert etter flere og mer detaljerte undersøkelser. Blant annet vil den indikerte overgangssonen (høy/lav susceptibilitet) i midtre deler av talk-karbonat-sonen bli undersøkt nærmere.

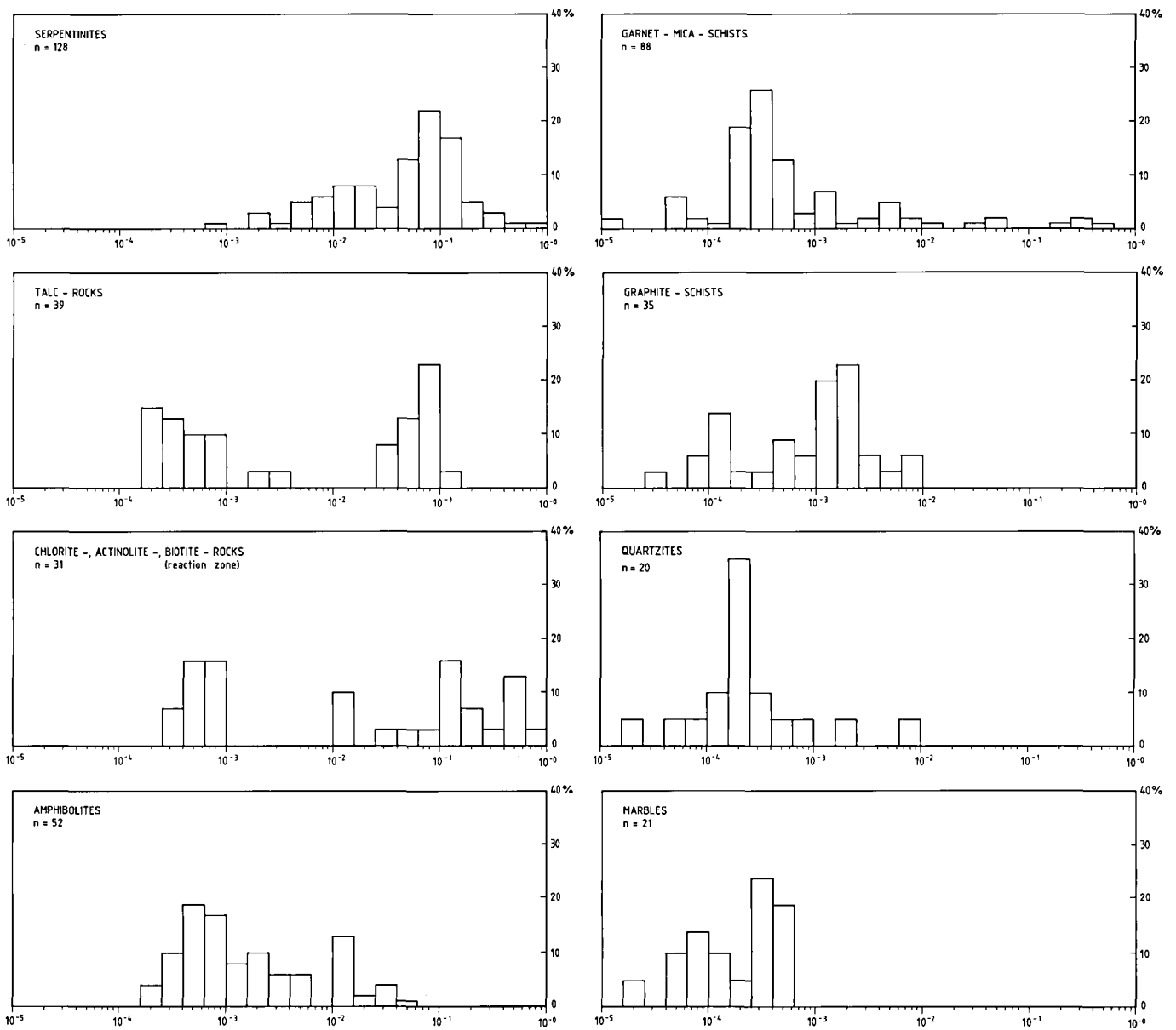
Som det vil gå fram lenger bak i rapporten (figur 9) så gir ikke alle ultramafitter magnetisk anomali. Modellen forklarer årsaken til dette; med økende grad av omdanning fra serpentinit til talk-bergarter minsker innholdet av magnetitt. Dette medfører at talkforekomster kan opptre uten at de lar seg påvise ved magnetometri.

BERGARTSTYPE	Antall				TETHET				Q-VERDI				SUSCEPTIBILITET *			
	min	max	mid	std	min	max	ar.mid	std	min	max	ar.mid	std				
Serpentinit	26	2645	3339	2830	145	23	.02	1.40	.34	.34	26	.00066	.35594	.09279	.09	
Talkrik b.a.	10	2829	2949	2887	37	1	.39	.39	.39	.00	10	.00017	.06390	.00688	.02	
Klorittb.a. m.m.	17	2680	3430	2924	168	6	.02	.62	.30	.22	17	.00033	1.01153	.10650	.24	
Amfibolitt	33	2805	3200	2970	85	5	.44	6.10	2.80	2.25	33	.00016	.04162	.00438	.01	
Kvartsitt	4	2747	2780	2759	13	1	2.13	2.13	2.13	.00	4	.00008	.00665	.00230	.00	
Glimmerskifer **	27	2735	3019	2856	69	4	.04	.54	.30	.24	27	.00005	.52001	.03016	.10	
Grafittskifer	13	2762	2956	2840	55	2	1.36	11.04	6.20	4.84	13	.00008	.00763	.00153	.00	
Marmor	10	2718	2858	2775	43						10	.00000	.00054	.00017	.00	

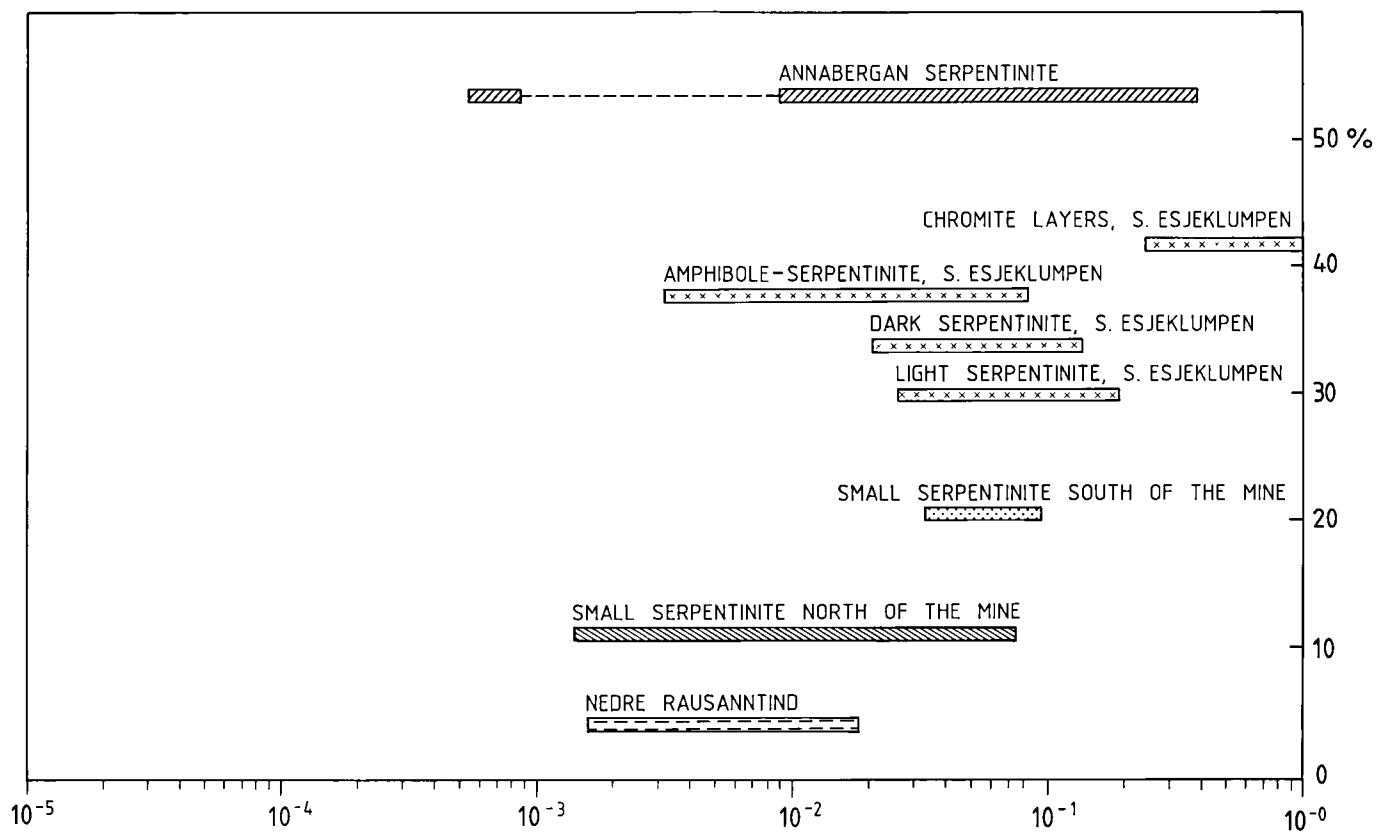
* susceptibilitet i denne tabellen gjelder kun målinger gjort i laboratoriet

** NB! kun glimmerskifer med påviste magnetiske egenskaper er analyserte

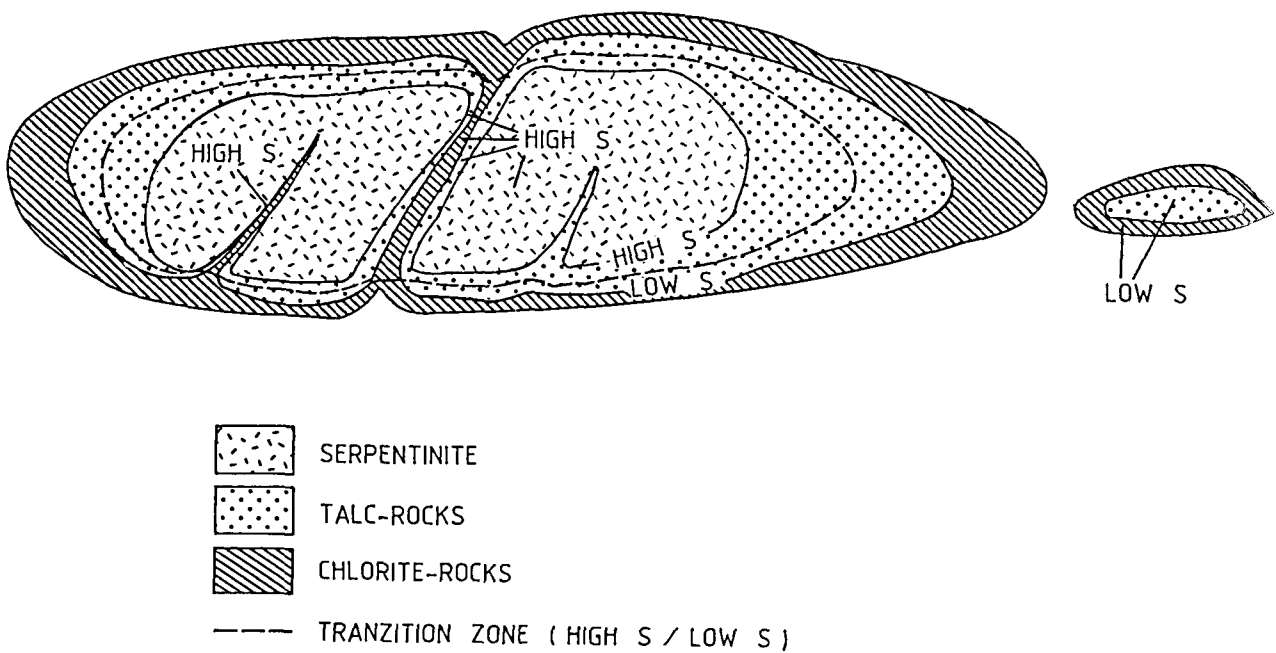
Figur 5: Statistikk av bergartenes petrofysiske egenskaper.



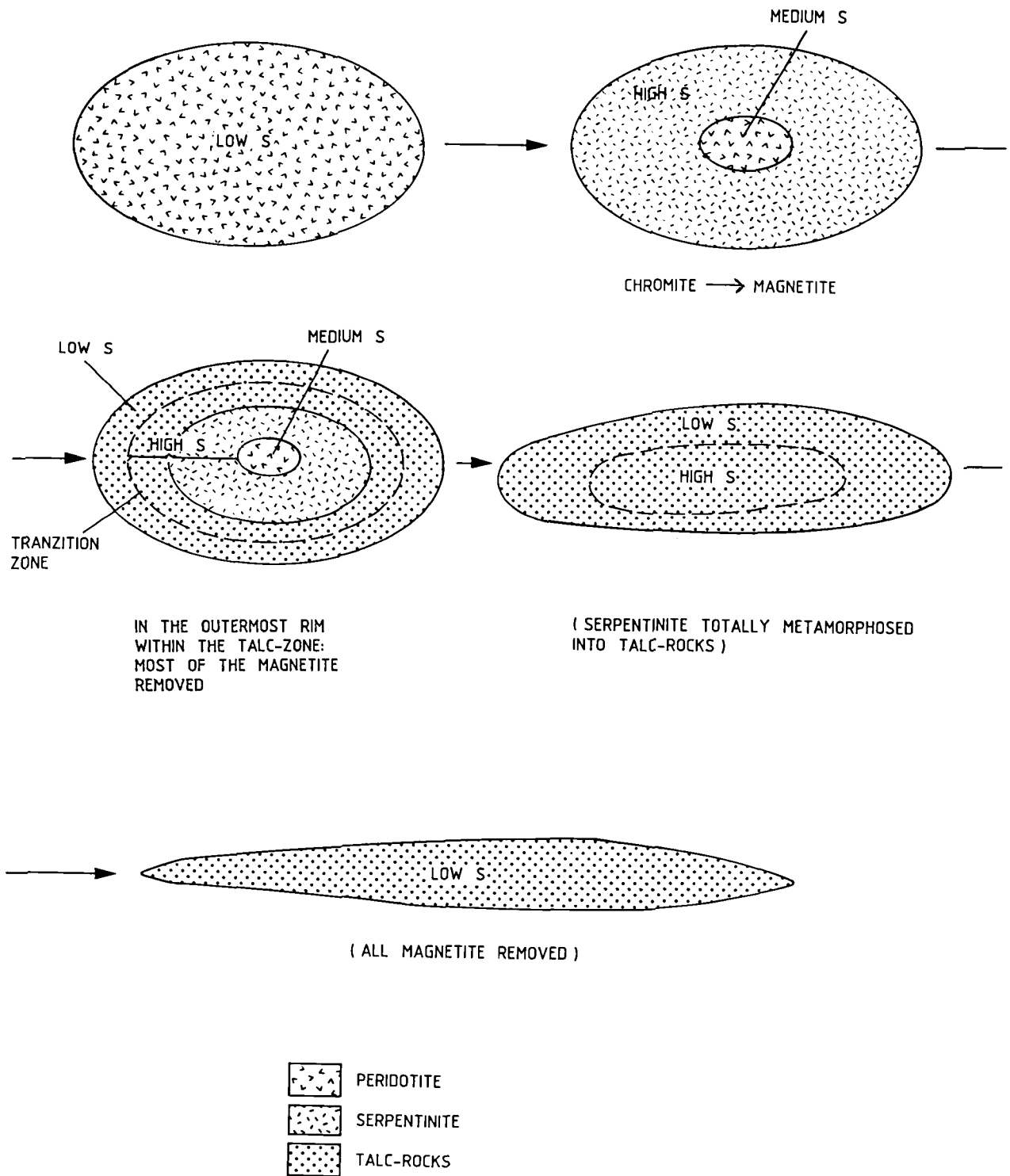
Figur 6 a: Histogrammer som viser bergartenes susceptibilitet (både laboriemålinger og feltmålinger).



Figur 6 b: Susceptibilitet i de ulike serpentinit-kropper



Figur 7: Skjematisk modell som illustrerer susceptibilitetens relasjon til mineralogisk sonering av ultramafitt-linsene.



Figur 8: Forenklet modell som illustrerer forholdet mellom ultramafittlinsenes susceptibilitet og grad av om-danning.

GEOFYSIKK

Geofysisk datagrunnlag

Målemetoder og datainnsamling er beskrevet av Mogaard & Walker (1991).

Resultatene av de viktigste geofysiske målingene er gitt i figurene 9 (magnetisk totalfelt), 10 (VLF-EM-totalfelt) og 11 (radiometrisk totalfelt). Profillinjer som er benyttet i modelleringen samt navn på anomalier er gitt i figur 9.

Ved tolkninger av magnetiske anomalier er følgende generelle verdier benyttet for alle modeller:

Magnetisk totalfelt:	52000 nT
Inklinasjon:	76°
Deklinasjon:	0°

Områdets geofysiske karakteristika

Magnetometri

I Altermark-området er store serpentinitter i utgående kjenne-tegnet ved kraftige positive magnetiske anomalier. Det er videre mulig at magnetittanrikninger i glimmer-skifer og amfibolitt også gir positive magnetiske anomalier.

VLF-EM

I Altermark-området er det først og fremst grafittrike skifre som gir positive anomalier.

VLF-EM-målingene gir nyttig geologisk informasjon, spesielt med hensyn til grafittens utbredelse, men ikke informasjon som direkte kan benyttes i talk-prospekteringen.

Radiometri

I Altermark-området gir kjente ultramafitter med utgående i dagen negative radiometriske anomalier. De radiometriske målingene gir ikke nye opplysninger i forhold til det en vet fra de magnetiske målingene og geologisk kartlegging. Dette har to årsaker:

- 1) Radiometrien gir kun opplysninger om overflaten og sier ingenting om hva som befinner seg i dypet.
- 2) Andre bergarter i tillegg til vann og vassdrag gir også negative radiometriske anomalier.

Inndeling av positive magnetiske anomalier:

De magnetometriske data av området gir grunnlag for en generell inndeling i to ulike grupper:

- a) positive anomalier som har en betydelig utstrekning langs strøkretningen.
- b) positive anomalier med en klar avgrensning til alle sider og oftest med en oval form.

I østre halvdel av det undersøkte området er anomalier tilhørende gruppe a mer eller mindre sammenfallende med langstrakte positive VLF-EM-anomalier. I vestre halvdel av det undersøkte området opptrer en langstrakt mer eller mindre sammenhengende positiv magnetisk anomali som ikke er sammenfallende med en positiv VLF-EM-anomali.

Profilkurver til de langstrakte positive magnetiske anomaliene er ofte noe uregelmessige med flere topper. Toppene har ofte en liten bølgelengde og en høy amplitude (blir beskrevet under modelleringen).

Anomalier tilhørende gruppe b er i tre tilfeller forårsaket av serpentinit-linser med utgående i dagen. I slike tilfeller er det positive utslaget svært kraftig.

Alle de tre eksponerte serpentinitene er nær sammenfallende med eller ligger innenfor områder med negative VLF-EM-anomalier; dette forholdet er imidlertid lite egnet som hjelp ved kartlegging av ultramafitter fordi sammenhengen ikke er entydig og fordi en mengde andre forhold også gir opphav til negative VLF-EM-verdier.

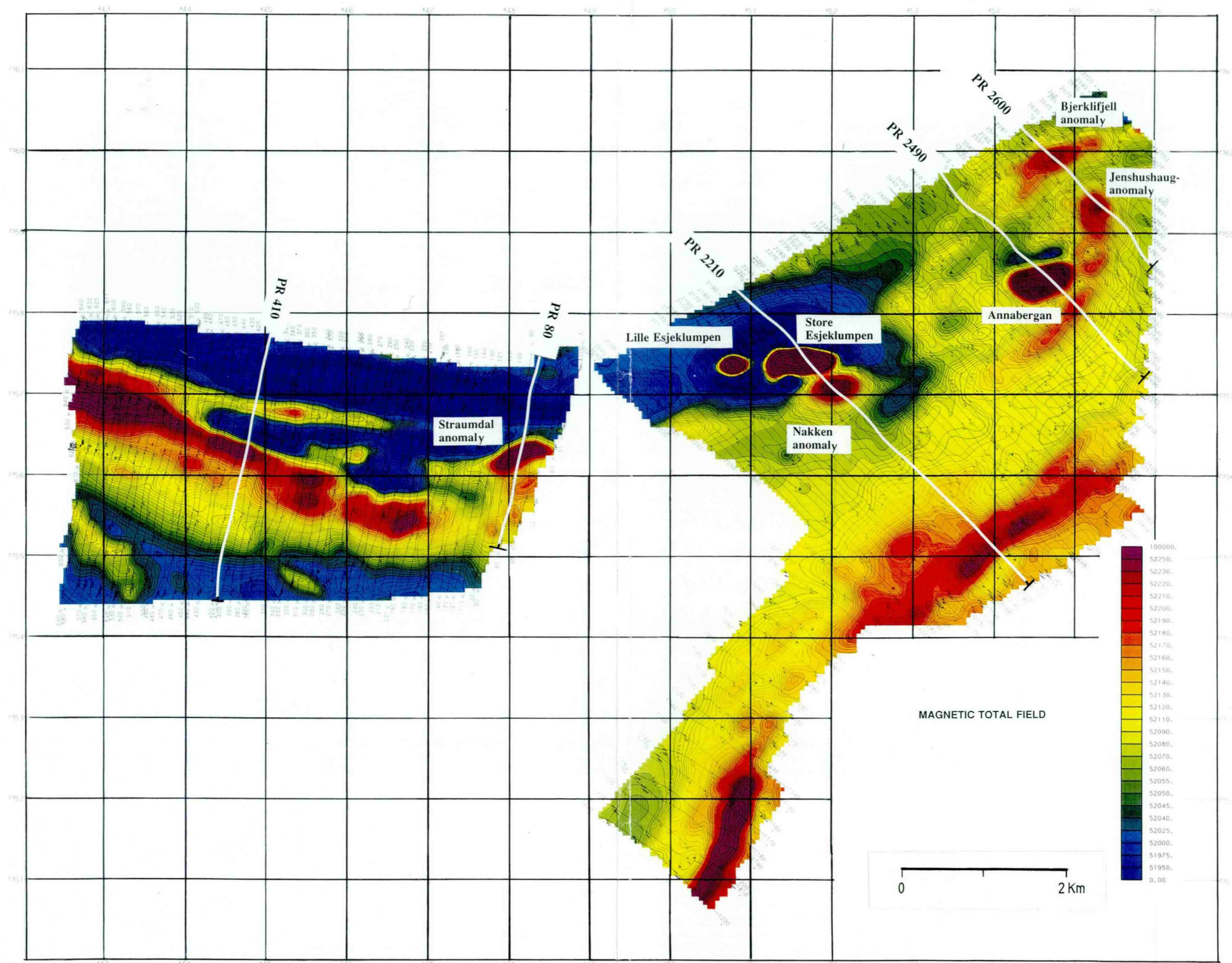
Profilkurver til slike anomalier tilhørende gruppe b er oftest regelmessige og glatte.

Ved siden av punktene nevnt ovenfor kan det nevnes at begge typer positive magnetiske anomalier ofte er sammenfallende eller delvis sammenfallende med negative radiometriske anomalier, men forholdet er uklart og ikke til særlig nytte ved prospekteringen.

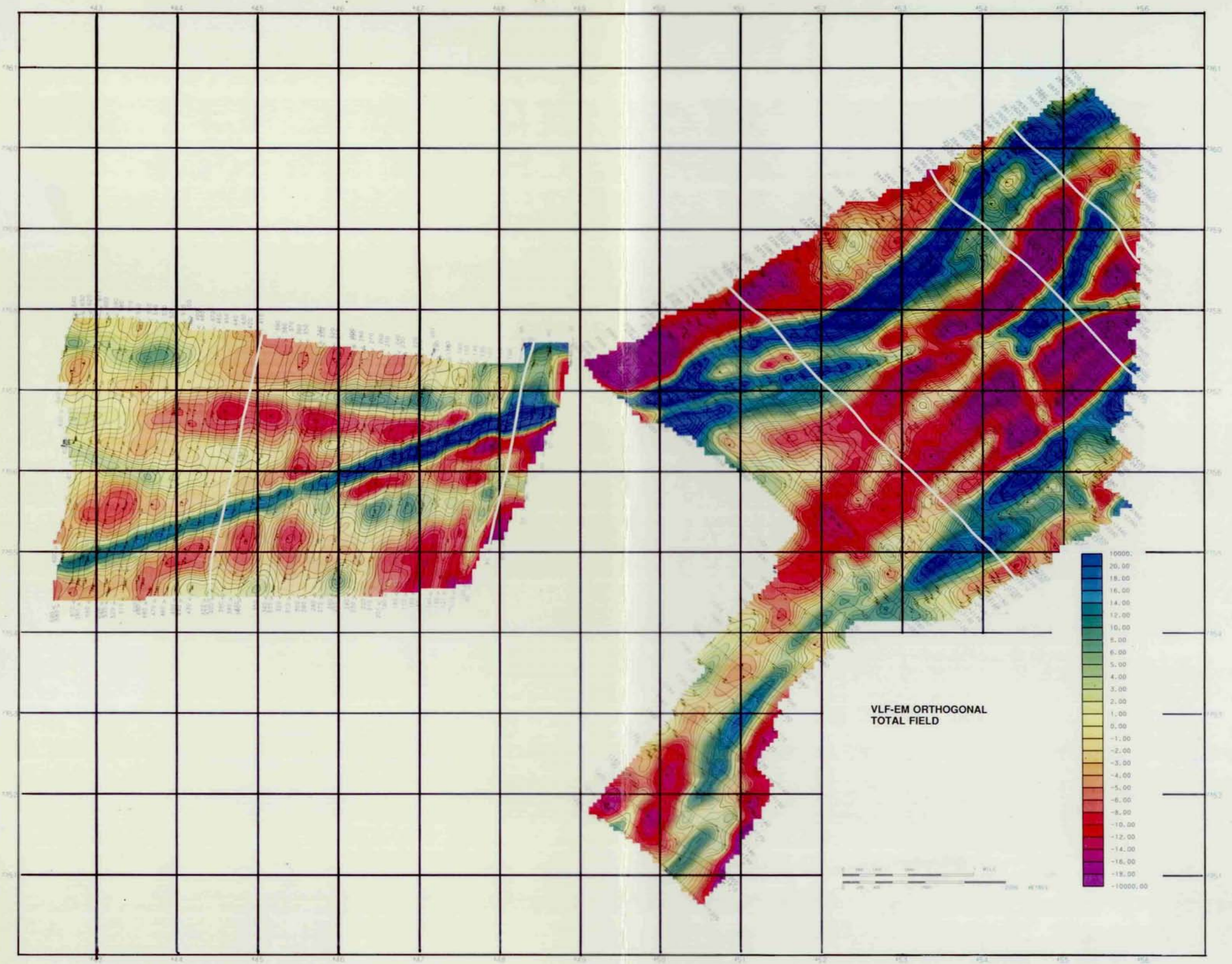
Ut ifra det en hittil vet om geologien i det kartlagte området og bergartenes petrofysiske egenskaper er det sannsynlig at anomaliene nevnt under punkt a skyldes magnetittrik glimmerskifer i østre halvdel av det undersøkte området og magnetittrik amfibolitt eller glimmerskifer i vest.

Anomaliene nevnt under punkt b antas hovedsakelig å være forårsaket av serpentinit-linser.

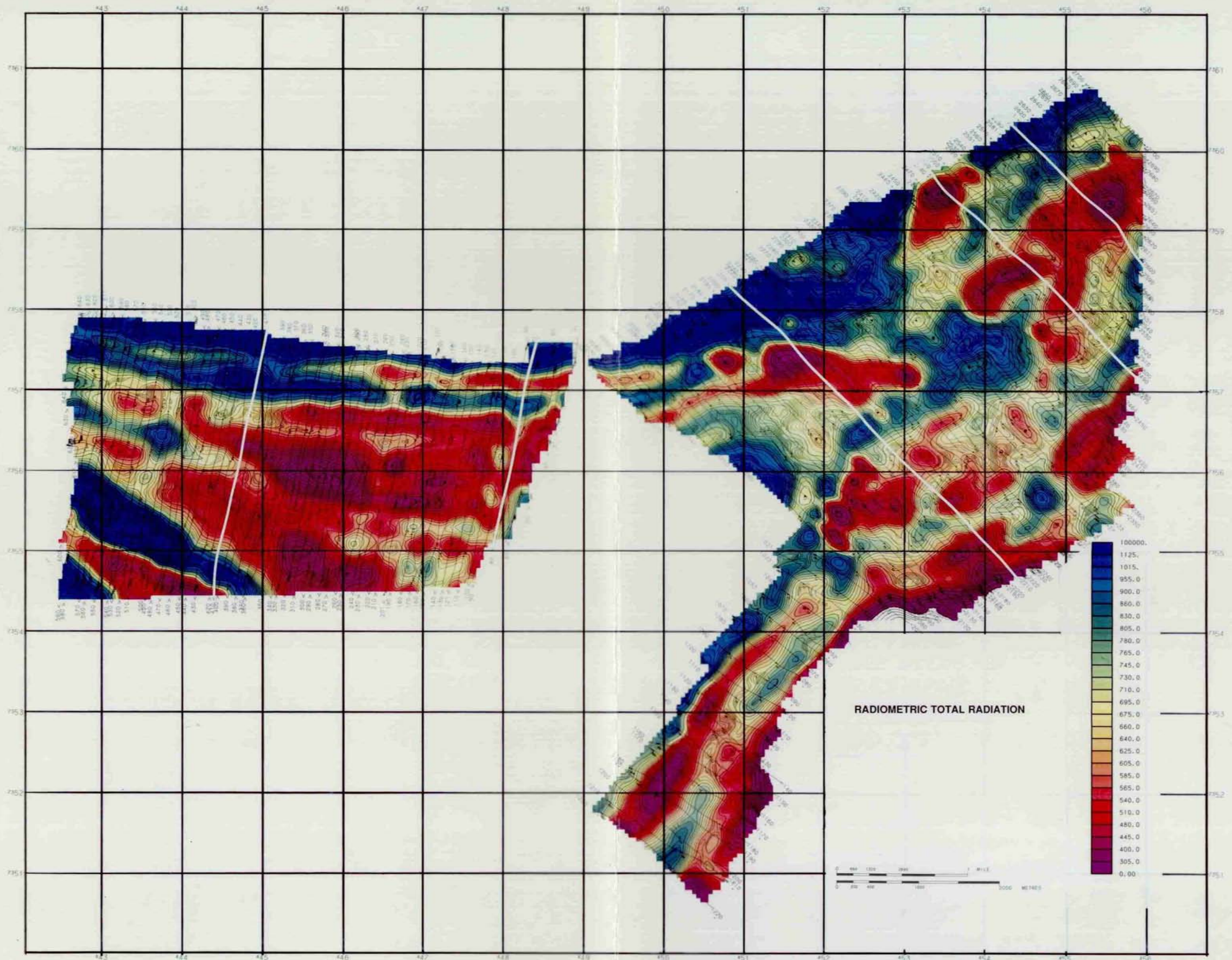
En generell geologisk modell vil bli beskrevet til slutt i rapporten.



Figur 9: Magnetisk totalfeltkart med profiler som er benyttet ved tolking av magnetiske data.



Figur 10: VLF-EM-ORTHO-totalfelt.
 Senderretning vinkelrett (ortogonalt) på profil-
 retningen. Senderen er plassert i Storbritannia.



Figur 11: Radiometrisk totalfeltkart.

Modellering av magnetisk totalfelt

- Det gjøres oppmerksom på at fargene som er benyttet i modellene ikke har noe å gjøre med bergartstyper eller bergartenes egenskaper; i det benyttede modelleringsprogrammet GMM, som produseres av svenske SGAB, blir hver nye kropp som legges inn automatisk kodet med en ny farge.

- Det gjøres også oppmerksom på at dybdeskalaen som er benyttet i profilene gir dybden fra magnetometeret under helikopteret. Ved beregning av dypet ned til en bergartskropp må en derfor trekke fra magnetometrets høyde over bakken. Denne høyden varierer mellom 35 meter og 145 meter men er oftest i området 40 - 60 meter.

Benyttede petrofysiske verdier

Ved modelleringen er det tatt utgangspunkt i bergartenes gjennomsnittlige susceptibilitetsverdier og Q-verdier. Mindre avvik fra disse verdier skyldes enten at svært avvikende verdier er tatt ut (ikke representative) eller at bergartens petrofysiske egenskaper varierer innenfor det undersøkte området.

Noen ganger er det benyttet verdier som avviker mye fra gjennomsnittet; dette er gjort i de tilfeller alternative løsninger er modellert.

PROFIL 80, Straumdalen

Beliggenhet

Profilet går over en relativt stor positiv magnetisk anomali som er lokalisert ved elven i Straumdalen ("Straumdalanomalien", figur 9).

Tidligere undersøkelser

Området ved den store anomalien er ikke geologisk kartlagt, men en fra før kjent blotning av talk opptrer like øst for/i østre del av denne anomalien; dette området har vært gjenstand for prospektering ved hjelp av bakkemagnetometri og boring i forbindelse med en diplomoppgave (Holter 1990). Boringen ga relativt store talkoppslag. Petrofysiske undersøkelser viste at det ikke bare var serpentinit/talk som var magnetisk og mulig anomaliårsak; svært magnetittrike skifre fantes også.

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse

Straumdal-anomalien har en lengde på ca. 700 meter og en bredde på ca. 250 meter. Maksimumsamplitude er på ca. 300 nT langs profilet.

Modellering

I dette profilet er kun den store anomalien, Straumdalanomalien, modellert. Ved modellering av de mindre anomaliene rundt Straumdalanomalien vil de modellerte kroppene (nedenfor) bli noe modifiserte, men de stemmer i grove trekk. En mer nøyaktig modellering vil bli gjort etter at området er undersøkt geologisk og petrofysisk.

Figur 12 a viser profilet i sin helhet.

Anomaliens profilform viser at anomaliårsaken er meget grunn og muligens eksponert på overflaten.

I figur 12 a er det lagt inn to kroppene av magnetittrike glimmer-skifer. Susseptibilitetsverdien på 0.80000 er identisk med maksimum susceptibilitet av glimmerskifer fra borkjerner tatt like øst for anomalien (Holter 1990). Q-verdien for magnetittrike glimmer-skifer er høyst usikker på grunn av få målinger. I dette tilfellet er det benyttet 0.5 hvilket er en antatt ca.-verdi.

I figurene 12 b og 12 c er det lagt inn kroppene hvor det er brukt serpentinitens petrofysiske egenskaper med $Q = 0.30$. De to figurene illustrerer hva som skjer dersom en forandrer modellens susceptibilitet fra 0.06000 (figur 12 b) til 0.10000 (figur 12 c). Modellene er like sannsynlige.

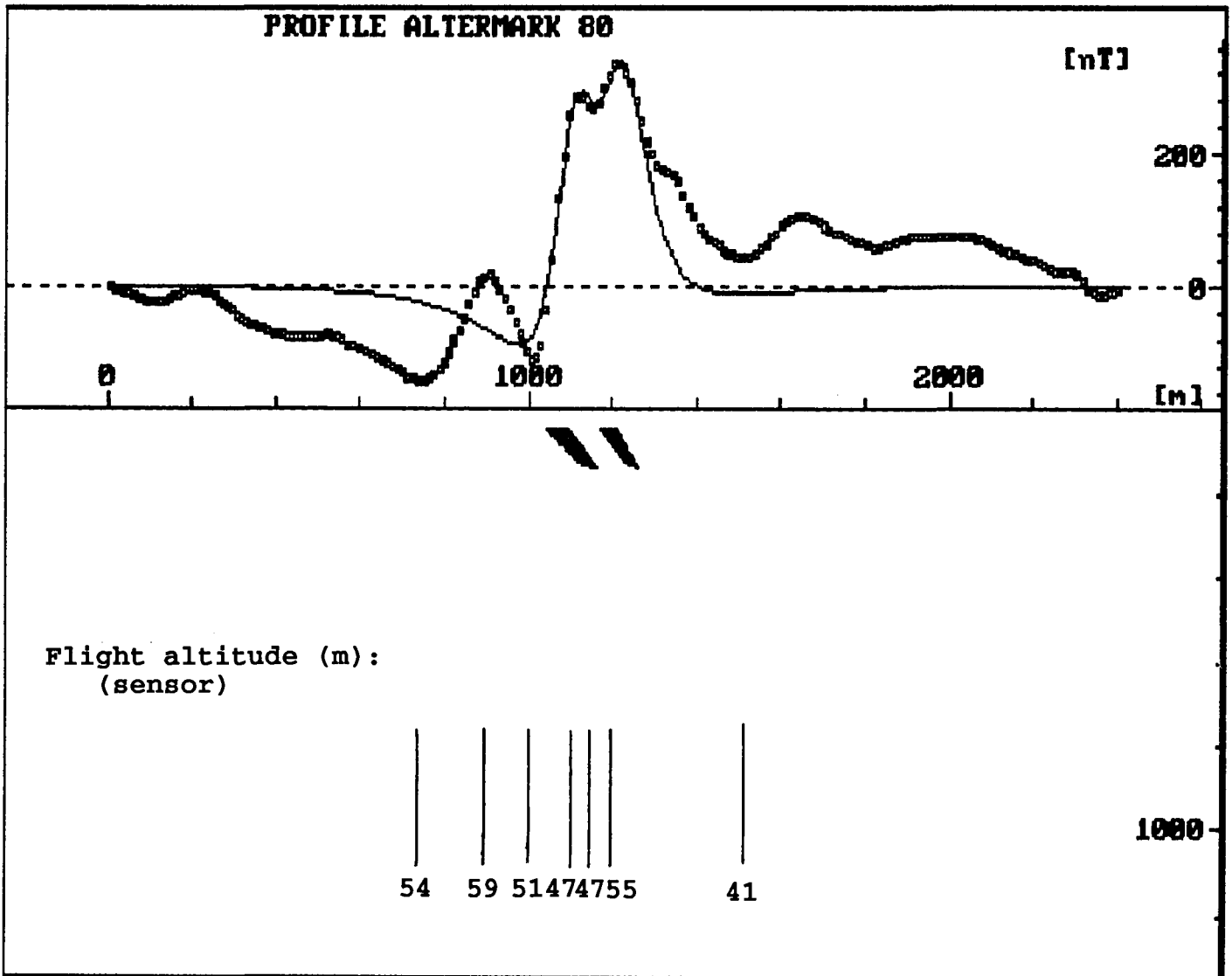
Diskusjon

Det er umulig ut fra anomaliprofilets form å fastslå hvorvidt anomalien skyldes serpentinit eller magnetitt-rik glimmer-skifer; oppdelingen i to kroppene samt en del uregelmessigheter like i nærheten av Straumdalanomalien antyder opptreden av magnetitt-rike glimmer-skifer, men ser en på anomaliens ovale og linseformete overflate-form og dens meget begrensede utbredelse (figur 9) indikerer dette serpentinit.

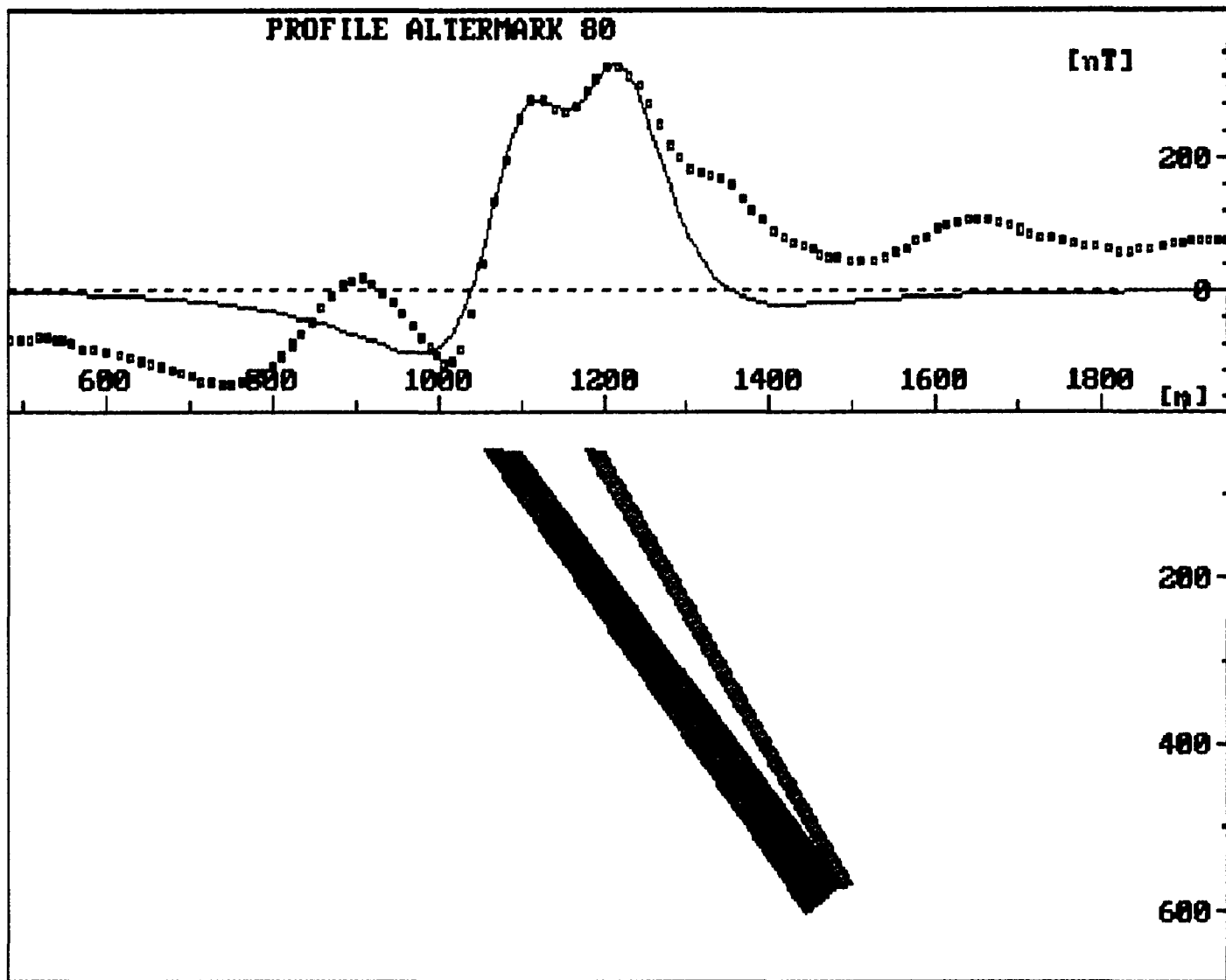
Opptreden av talk like øst for eller i østre deler av anomalien indikerer også at serpentinit ihvertfall delvis er årsak til anomalien. Opptreden av magnetittrike glimmer-skifer kan muligens være et lokalt fenomen som skyldes bergartens nærhet til ultramafitten under de metamorfe og strukturelle prosesser slik det er antydnet av Holter (1990).

Følgende kan slås fast når det gjelder orienteringen av de magnetiske kroppene;

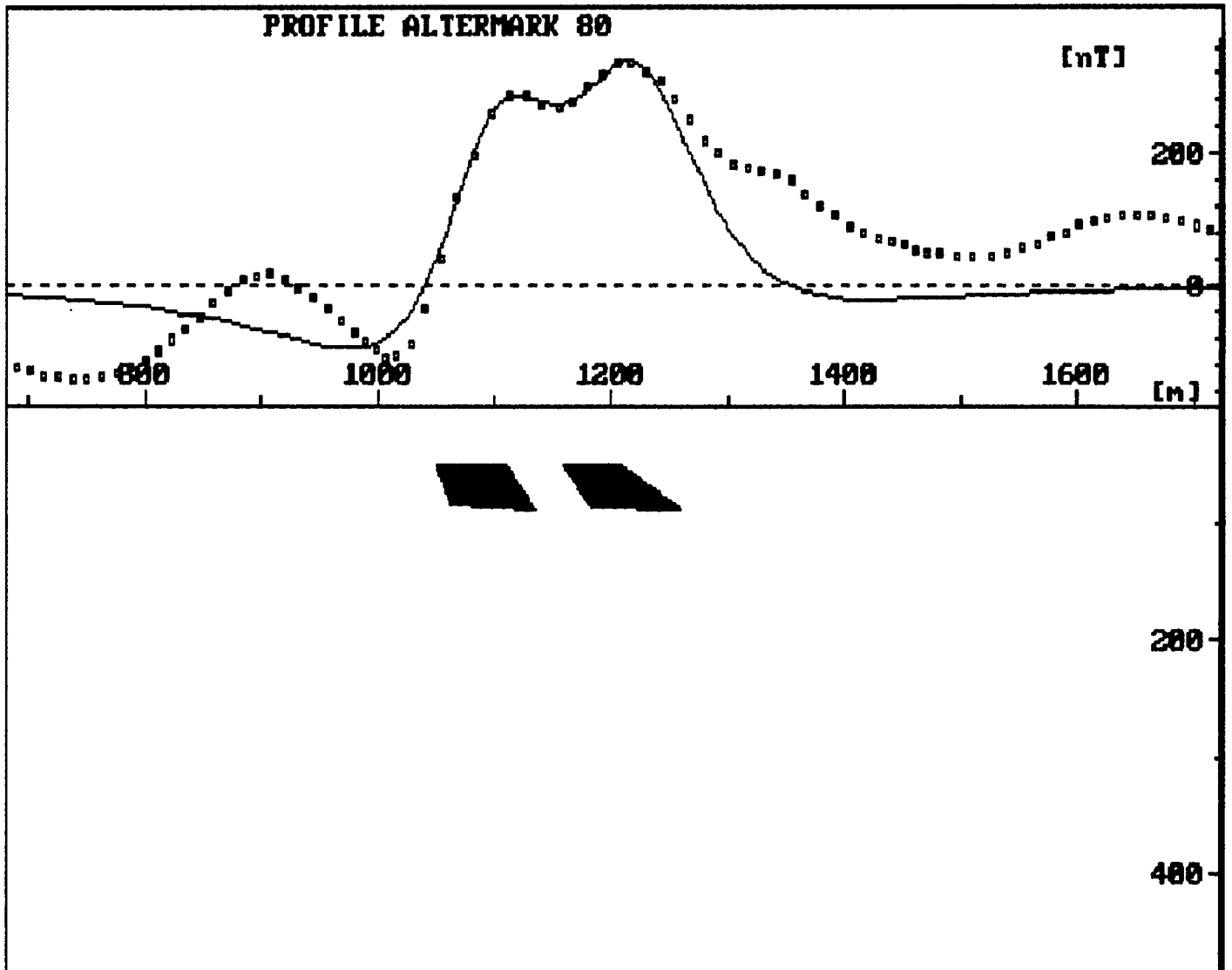
- a) kroppen(e) har et steilt fall mot sør (ca. 60-70 °)
- b) kroppen(e) er tredelt med et midtre parti med relativ lav susceptibilitet (ikke mulig å spesifisere bergartstype; kan være vanlig sideberg)
- c) kroppen ligger svært nær overflaten eller i overflaten



Figur 12 a: Profil 80 Straumdalen i sin helhet.
 Modellering: magnetitt-rik glimmer-skiifer
 $Q = 0.50$ $S = 0.80000$



Figur 12 b: Profil 80, Straumdalen.
Modellering: serpentinit
Q = 0.30 S = 0.06000



Figur 12 c: Profil 80, Straumdalen
Modellering: serpentinit
Q = 0.30 S = 0.10000

PROFIL 2210, Store Esjeklumpen - Nakken

Beliggenhet

Profilet går over to store positive magnetiske anomalier, Store Esjeklumpen i nord-vest og Nakken-anomalien i sør-øst (figurene 9 og 13 a).

Store Esjeklumpen er en serpentinit eksponert i dagen, mens Nakken-anomaliens årsak ikke er eksponert i dagen.

Tidligere undersøkelser

Store Esjeklumpen har vært gjenstand for betydelig prospektering i 1990 og 1991 ved hjelp av boring og geologisk kartlegging og modellering. En har en rimelig kontroll over dens geometri. Dens maksimumsdybde er på ca. 150 meter under bakkenivå.

Nakken-anomalien ble påvist i 1988 i forbindelse med NGU's geofysiske kartlegging av Høgtuva-vinduet.

To hull ble boret på Nakken-anomalien 1991. Anomaliårsaken ble ikke truffet. I ettertid har det vist seg at hullene var rimelig bra plasserte, men for korte.

I Store Esjeklumpen:

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse

Anomalien har en lengde på ca. 900 meter og en bredde på ca. 300 meter. Yttergrensene er meget veldefinerte. Maksimums amplitude er på ca. 1400 nT langs profilet.

Modellering

Store Esjeklumpen er lett å modellere i store trekk, men ved nøyaktig modellering kreves at kroppen deles inn i en hovedkropp med høy susceptibilitet og interne kroppar med lavere susceptibilitet. Slike variasjoner er også observert i felt, men ikke nøyaktig kartlagt. Serpentinittens dybde kjenner en fra kjerneboring (ca. 150 meter). Det er ikke lagt vekt på detalj-tolkning av denne kroppen da dens geometri i hovedtrekk er kjent fra før. I figur 13 b er det modellert en serpentinitt med en susceptibilitet som synes å være normal for denne kroppen. I figurene 13 e og 13 g er de indre lavmagnetiske kroppene gjort mindre. Konsekvensen av dette er at den mer magnetiske hovedkroppen også må gjøres mindre. Modell 13 b antas å være mest riktig.

II Nakken-anomalien:

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse

Anomalien har en lengde på 500-600 meter og en bredde på 200-300 meter. Avgrensningen er relativt uklar (figur 9). Anomalien har et maksimumsutslag i overkant av 200 nT langs profilet.

Andre geofysiske karakteristika

En kraftlinje går like ved anomalien og forstyrrer VLF-EM-målingene slik at de ikke kan tolkes. Radiometriske målinger gir ikke sammenfallende negativ anomali, men en viss tilpasning finnes i østre del. De radiometriske målingene er imidlertid neppe interessant i denne sammenhengen fordi den magnetiske anomaliårsaken er dyptliggende, mens de radiometriske data kun gir opplysninger fra overflaten.

Modellering

Anomaliprofilet viser en glatt kurve uten markerte variasjoner. Anomaliens ovale form med klare avgrensninger til alle sidene og dens nærhet til Lille og Store Esjeklumpen antyder at en serpentinitt er årsak til anomalien. Anomalien er langt mer langbølget enn anomalien ved Store Esjeklumpen og må derfor skyldes en magnetisk bergart på dypet.

Dette er også bekreftet ved modellering; geologisk/petrofysisk kartlegging og modelleringen har slått fast at bergarter som kommer opp i dagen ved anomalisentrum ikke kan være årsak til anomalien; det vil ikke være mulig å gjenskape formen av anomalien. Alle tolkninger fører fram til en anomaliårsak som ligger på en dybde på minimum 100 meter under anomalisentrum.

Dette ekskluderer både en talkstone, som opptrer ved anomalisentrum, og en sideliggende svakt magnetisk amfibolitt som anomaliårsak.

Bergarten ved anomalien ligger langs vestre flanke av en regional foldestruktur (synform) og like ved foldelukningen. En korrigering av kroppens posisjon og form på de dypeste nivåer er derfor nødvendig og vil bli gjort i tilknytning til videre geologisk kartlegging (Karlsen u.bearb.).

a) Serpentinitt-modellering

Ved å sette susceptibiliteten lik 0.12000 (gjennomsnitt for Store Esjeklumpen) vil en serpentinitt kunne tilpasses anomalibildet (figur 13 b). Dybden til toppen av serpentinitten vil være ca. 200 meter ved anomalisentrum. Den vil kunne være ca. 120 meter tykk og ha et fall på ca. 35° mot sørøst.

Kroppen opptrer enten i samme tektonostratigrafiske nivået som Store Esjeklumpen eller i samme nivå som Lille Esjeklumpen (Lille Esjeklumpen ligger tektonostratigrafisk litt lavere enn Store Esjeklumpen).

Ved en susceptibilitet på 0.08000 vil dybden til toppen av anomaliårsaken være på ca 140-150 meters dyp ved anomalisentrum (figur 13 c). Kroppen vil ha et fall ca. 35° mot sørøst.

Denne modellen er like sannsynlig som den ovenfor siden susceptibiliteten er ukjent og siden den varierer ganske mye mellom de ulike ultramafittlinsene.

b) Amfibolitt-modellering

På grunn av den tidligere omtalte mangel på remanensmålinger av amfibolitter er det store usikkerheter knyttet til denne modelleringen.

Ved å benytte de petrofysiske verdiene som er påvist i prøver av magnetiske amfibolitter fra borhull NAK 9101, Nakken-anomalien, med Q lik 2.39 og S lik 0.04240 vil en få en modell som vist i figur 13 d. Ved en slik modell er det ikke mulig å tilpasse den konstruerte kurven til den observerte kurven. Modellen viser at at en ikke har truffet anomaliårsaken ved boringen (se ellers loggene NAK 9101 og NAK 9102 i appendiks).

Ved å benytte den samme Q -verdien (som forøvrig er usannsynlig høy) og den største S -verdien som er påvist i amfibolittene i dette området (0.01700), vil en få en modell som vist i figur 13 e. Denne modellen kan heller ikke være riktig ettersom en da burde ha truffet denne bergarten ved boringen i 1991 hvilket ikke er tilfelle (se beskrivelse av borhullene NAK 9101 og NAK 9102, appendiks).

Q -verdien 2.39 som er benyttet i modellene ovenfor er som tidligere nevnt målt i en prøve med relativ lav susceptibilitet hvilket gjør verdien meget usikker.

En Q -verdi på ca. 0.45 synes mer riktig. Ved å benytte denne verdien sammen med den høyest målte susceptibilitet i amfibolitt (0.02553) vil en ikke kunne få en tilpasning til den målte anomalikurven.

Likeledes vil en ikke kunne få en tilpasning ved å benytte gjennomsnittsverdier av amfibolitt.

Dersom amfibolitt skal kunne være årsak til anomalien må den ha en unormal høy remanens, den må ha en unormalt høy susceptibilitet og den magnetiske kroppen må være tykkere enn hva som hittil er observert i tilsvarende tektonostratigrafiske nivå i Altermark-området.

Konklusjonen er at det er svært lite sannsynlig at amfibolitt er årsak til anomalien.

c) Glimmer-skifer-modellering

Ut ifra de petrofysiske og geologiske undersøkelser som er gjort går det fram at granat-glimmer-skifrene kan være sterkt anrikt på magnetitt (mer enn 10 %) og kan derfor være årsak til magnetiske anomalier. Holter (1990) logget borkjerner fra Straumdalen og påviste flere horisonter med tildels svært magnetisk granat-glimmer-skifer. Straumdalen ligger omtrent i strøkretningen fra Nakken-anomalien og en kan derfor ikke utelukke at magnetittrik skifer også opptrer ved Nakken.

Dersom en benytter gjennomsnittsverdier for Q og S i magnetiske glimmer-skifre vil en ikke kunne få tilpasset en modell til den målte profilkurven uten å komme i konflikt med de geologiske opplysninger en har fått via kartlegging og borhullslogging.

Dersom en benytter en Q -verdi på 0.54 (som er høyeste målte verdi) og en susceptibilitet på 0.03000 (aritmetrisk middel for de magnetittholdige glimmer-skifrene som er analyserte) vil en kunne få en modell som vist i figur 13 f. Modellen er tvilsom fordi en burde ha truffet bergarten ved boringen i 1991.

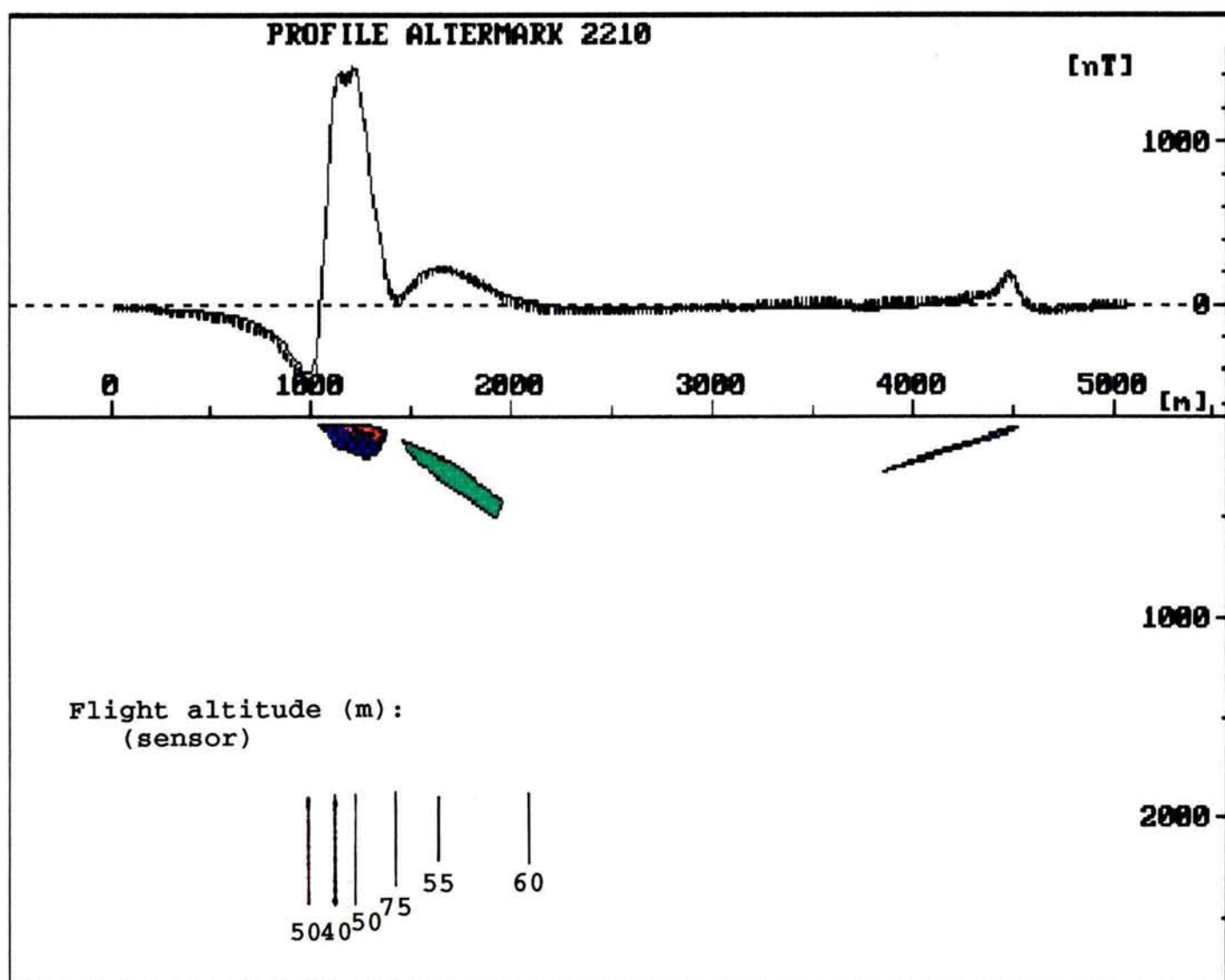
Det er imidlertid ikke noe problem å tilpasse modeller til den målte profilkurven dersom en benytter høye S -verdier i tillegg til en gjennomsnittelig eller høy Q -verdi. Et eksempel på dette er vist i figur 13 g. Mengdevis av lignende modeller kan lages ved å variere parameterene Q , S og mektigheten.

Ut ifra de opplysninger en har av områdets geologi og bergartenes magnetiske egenskaper kan en slik modell være mulig, men det er mer sannsynlig at serpentinit er årsaken til anomalien.

Diskusjon:

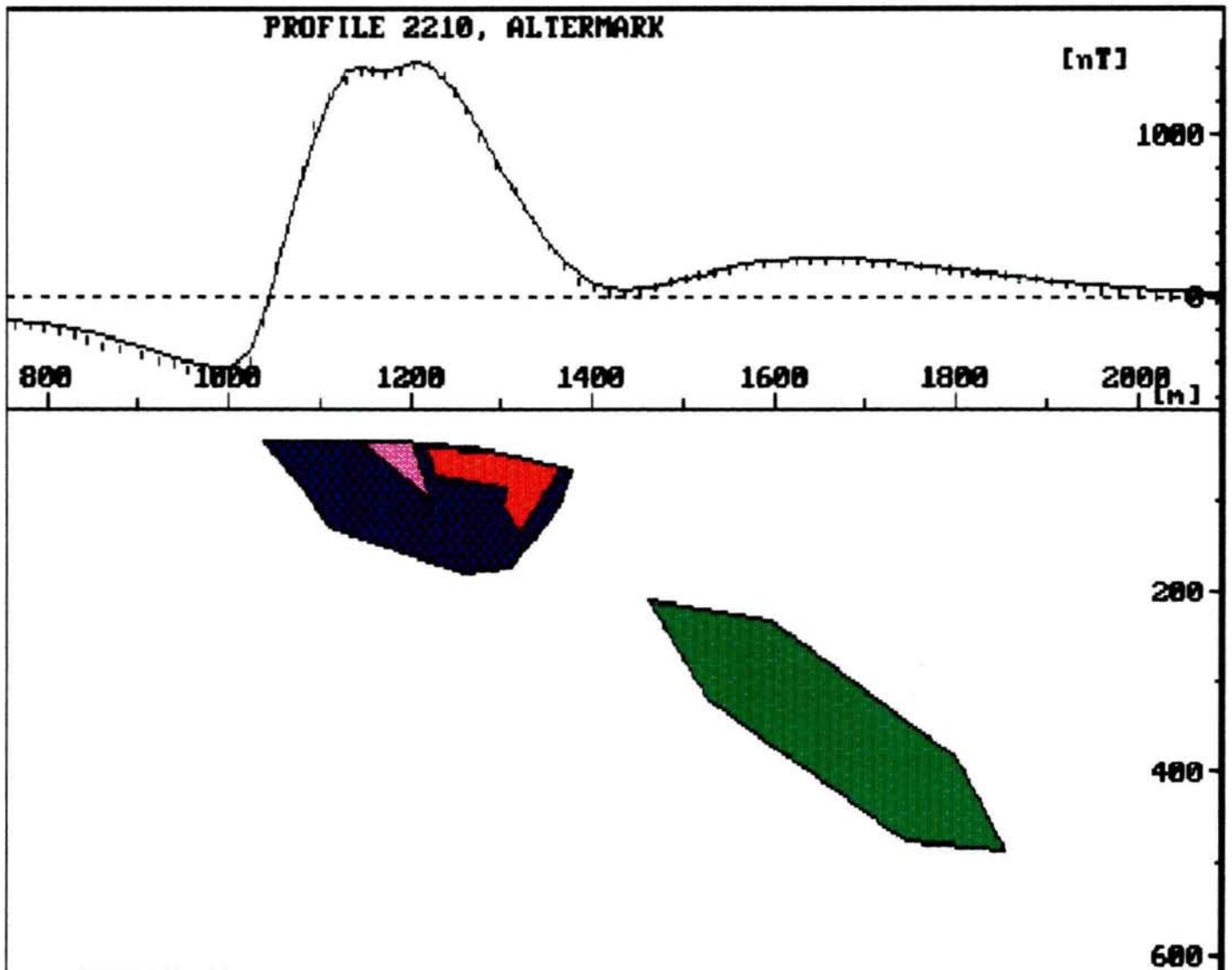
Modelleringen foran har vist at amfibolitt neppe er årsak til Nakken-anomalien. Den har videre vist at en serpentinit med letthet kan tilpasses anomalikurven. Granat-glimmer-skifre kan også tilpasses anomalikurven dersom en benytter litt høyere susceptibilitets-verdier enn hva som er vanlig og dersom det magnetittrike partiet er mektigere enn hva som tidligere er påvist.

MEN: dersom en ser på den ovale formen av anomalien, dens klare avgrensninger i strøkretningene samt dens umiddelbare nærhet av andre serpentinitlinser øker sannsynligheten for at det er en serpentinit betraktelig; en eventuell magnetitt-rik glimmer-skifer / amfibolitt ville sannsynligvis hatt en større utbredelse og dannet en mer langstrakt anomali langs strøket.

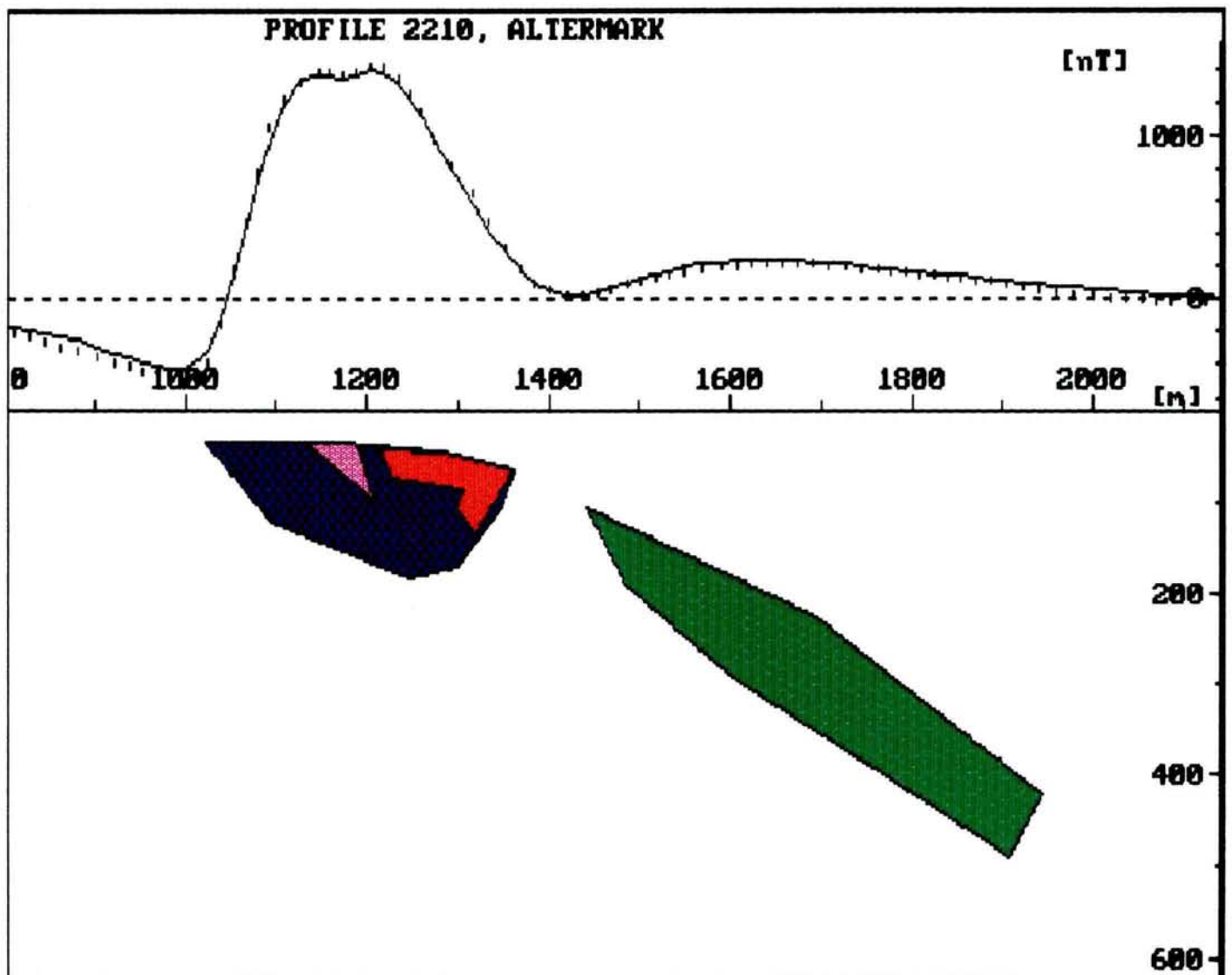


Figur 13 a:

Profil 2210 Store Esjeklumpen - Nakken i sin helhet. Anomaliene er, fra venstre mot høyre, Store Esjeklumpen (serpentinitt i utgående), Nakken (antatt serpentinitt på dypet), og helt til høyre en langstrakt anomali som antas å skyldes magnetittrik glimmer-skifer.



Figur 13 b: Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken.
Modellering: serpentinit $m/Q = 0.30$ (alle kropper). St. Esjeklumpen: hovedkropp:
 $S = 0.12000$. Indre kropper: $S = 0.07000$. Nakken:
 $S = 0.12000$

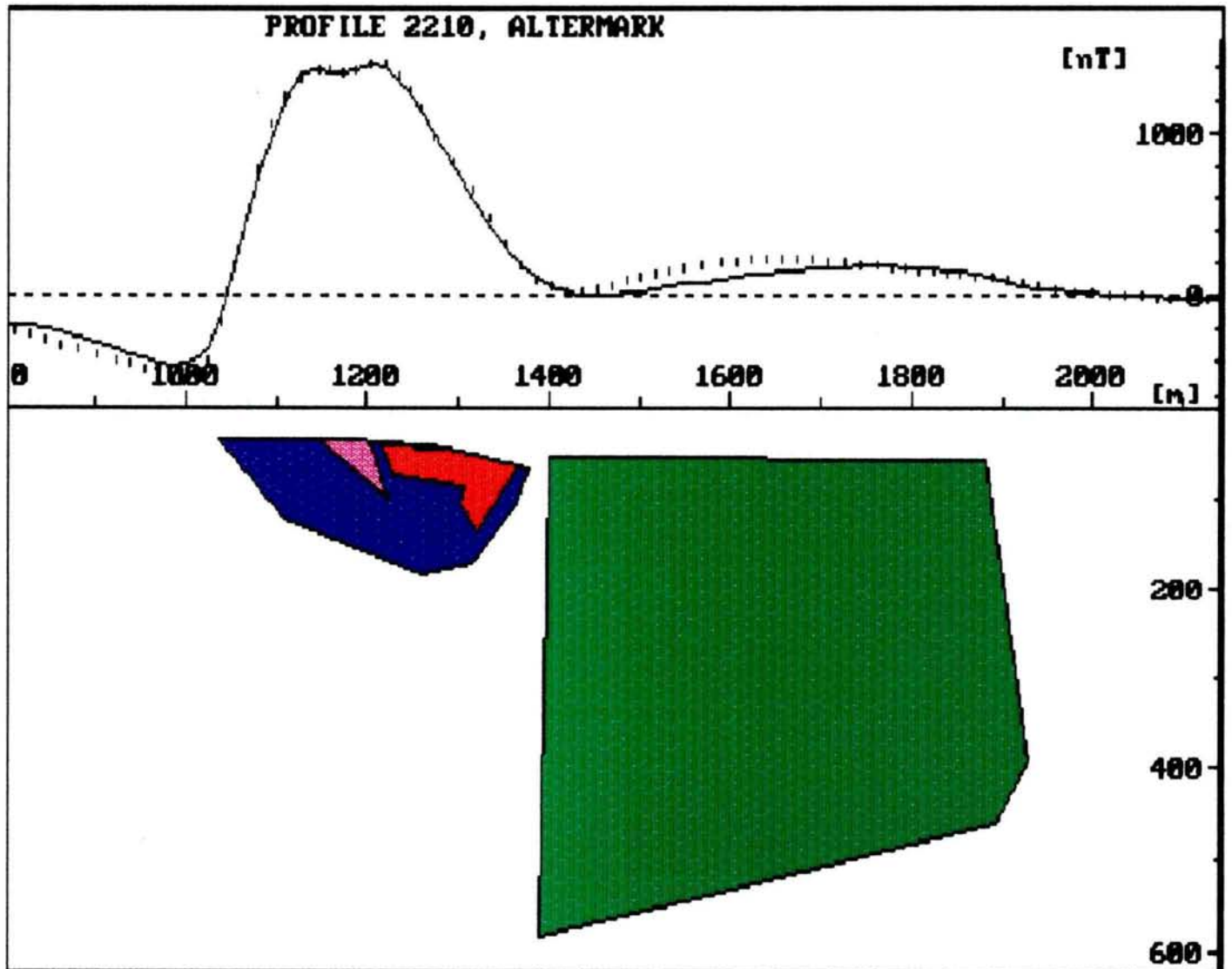


Figur 13 c:

Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken

Modellering, Nakken: serpentinit

 $Q = 0.30$ $S = 0.08000$

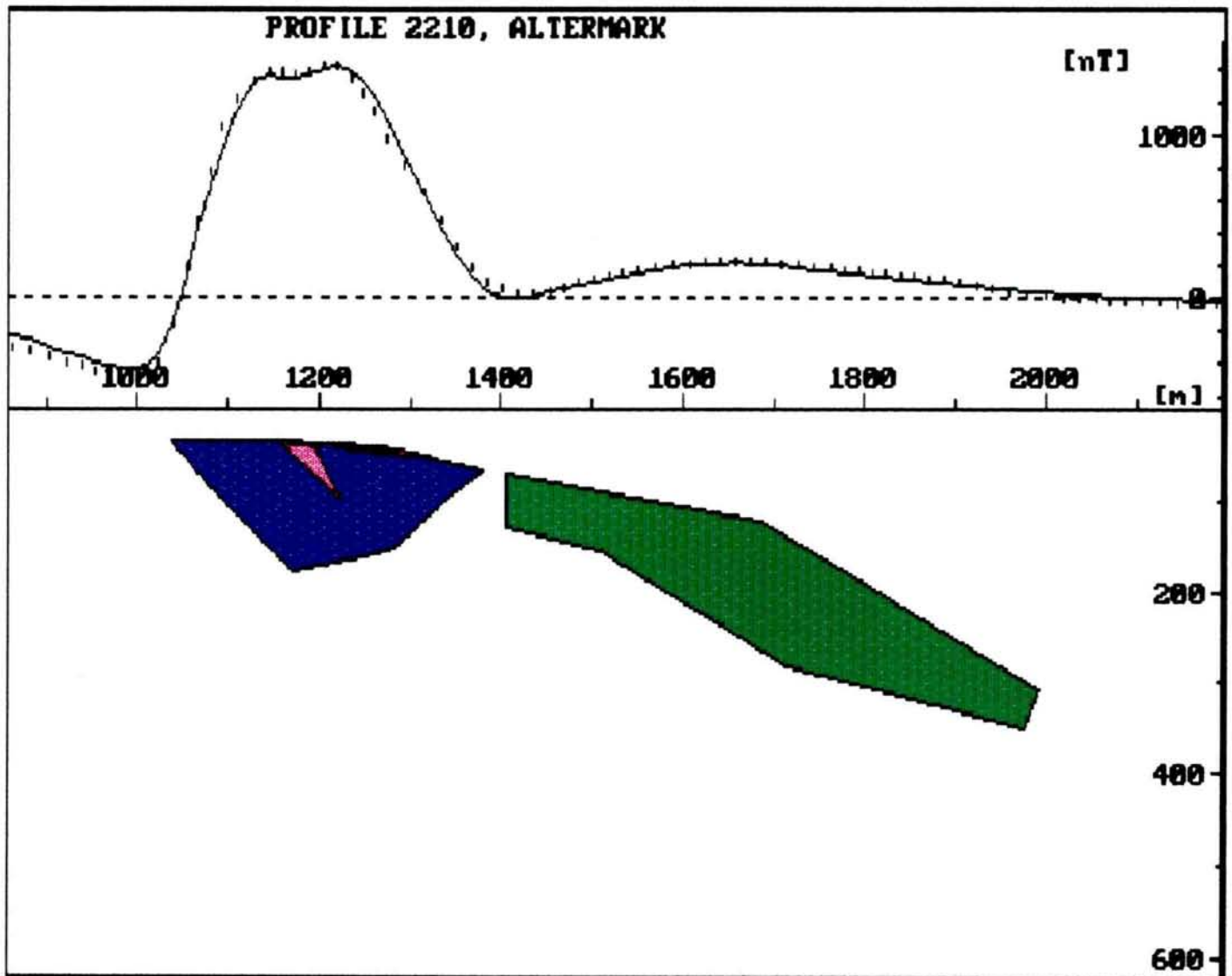


Figur 13 d:

Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken
Modellering; Nakken: Amfibolitt

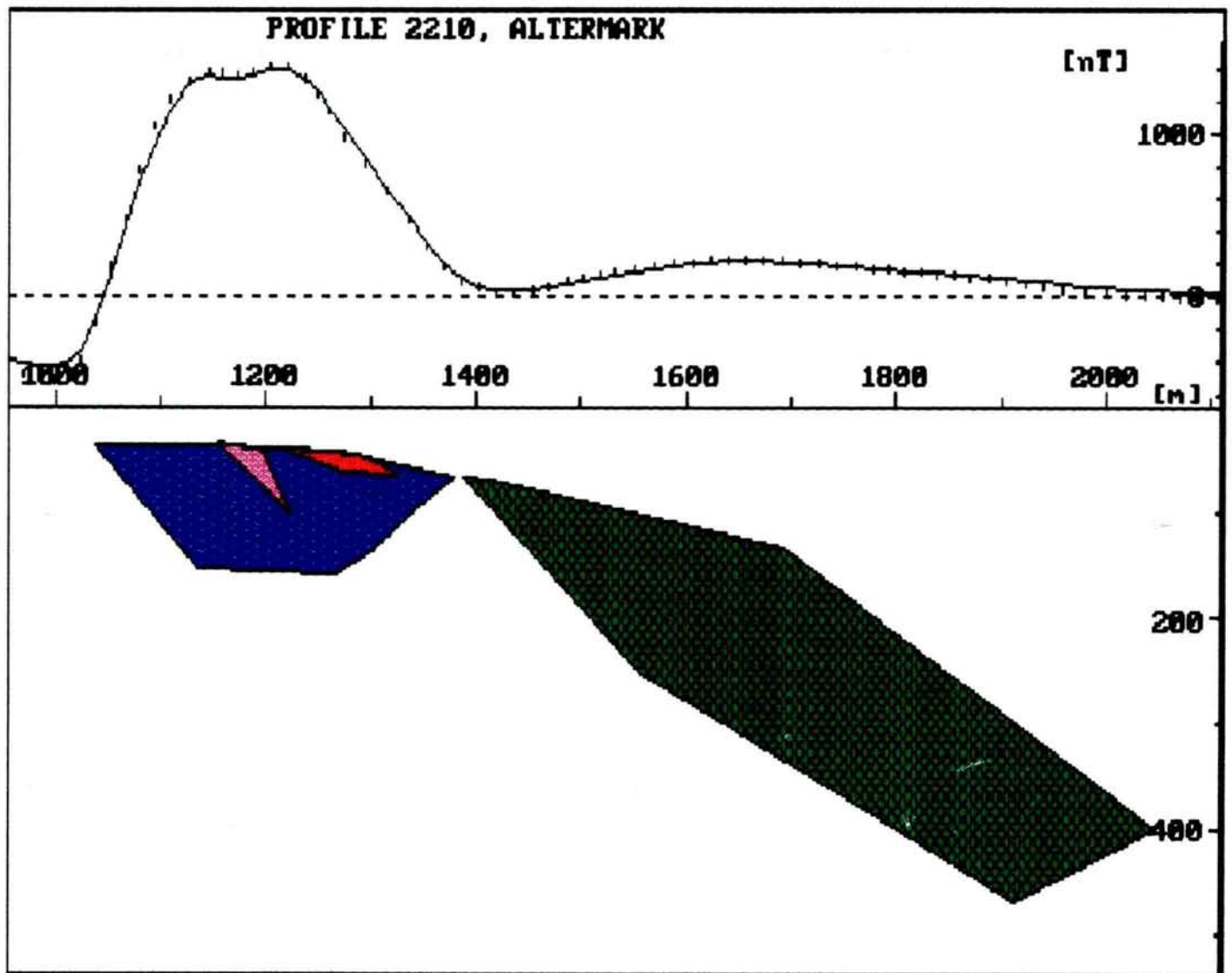
$$Q = 2.39 \quad S = 0.00424$$

(S. Esjekl.: som 11 c)



Figur 13 e:

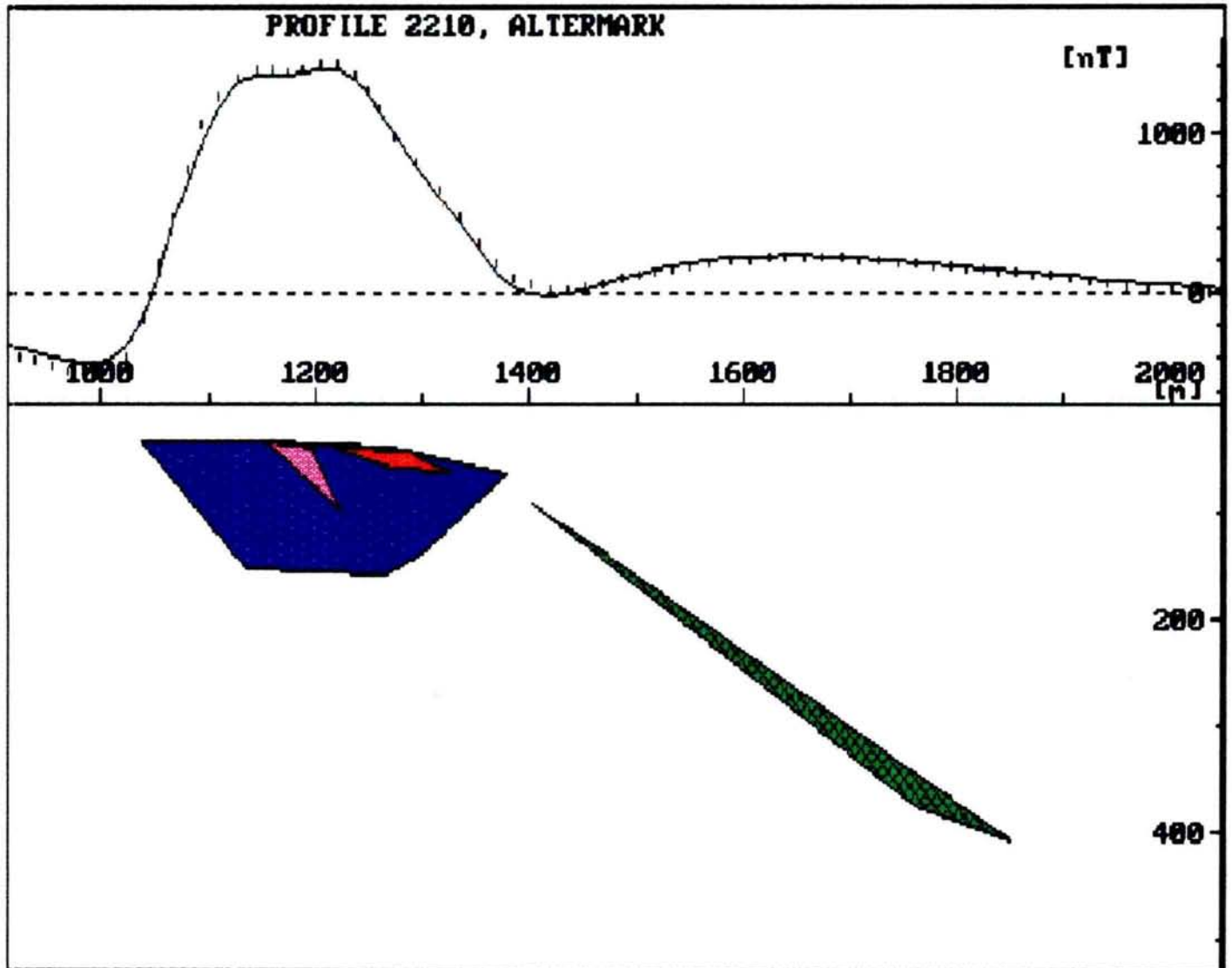
Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken
Modellering, Nakken: amfibolitt
Q = 2.39 S = 0.01700



Figur 13 f:

Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken
Modellering, Nakken: glimmer-skifer

$Q = 0.54$ $S = 0.03000$



Figur 13 g: Profil 2210, Store Esjeklumpen - Nakken
 Modellering, Nakken: glimmer-skifer
 $Q = 0.54$ $S = 0.50000$

PROFIL 2490, Annabergan

Beliggenhet

Profilet går gjennom Annabergan-ultramafitten som er eksponert i dagen, og en langstrakt anomali sør-øst for denne (figur 9). Gruveanlegget til Norwegian Talc Altermark a.s. er knyttet til Annabergan-ultramafitten og er lokalisert til nord-østre del av denne.

Anomalien like sør-øst for gruveområdet er av interesse fordi Bakke (1984) antyder en serpentinit på ca. 125 meters dyp i den sør-vestlige fortsettelsen av denne anomalien.

Andre små anomalier som er modellert, vil ikke bli vurdert i detalj; i figur 14 a er det ved alle slike anomalier lagt inn kropper med petrofysiske egenskaper som for serpentinitter og illustrerer mulig plassering av eventuelle serpentinitter. For de fleste av disse mindre utslagene er det imidlertid mest sannsynlig at dagnære eller overflate-eksponerte magnetittrike glimmer-skifre er anomaliårsak.

Tidligere undersøkelser

En relativt omfattende prospektering ved boring har foregått opp gjennom tidene ved Annabergan-ultramafitten i forbindelse med gruvedriften.

Gruven er i dag drevet på et nivå ca. 150 meter under overflaten. I tillegg er områder øst og nord-øst for gruveområdet blitt undersøkt. En interessant talkskjæring ble gjort i et borhull nord-øst for gruveområdet; talkskjæringen kan indikere en viss fortsettelse av Annabergan-ultramafitten(e) mot nord-øst.

I Annabergan-ultramafitten

Den positive magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse

Anomalien har en lengde på 800 meter og en maksimumsbredde på 400 meter (figur 9). Forholdet mellom anomaliens bredde og kroppens bredde i utgående er betraktelig større enn ved Store Esjeklumpen; dette skyldes høyst sannsynlig at Annabergan-serpentinitten stikker langt dypere ned i fallretningen enn Store Esjeklumpen-serpentinitten.

Den magnetiske anomalien har et maksimumsutslag på bortimot 600 nT. Dersom en sammenligner med Store Esjeklumpen er dette betydelig lavere.

Andre geofysiske karakteristika

Radiometriske målinger gir negative anomalier, men er i dette tilfellet ikke helt sammenfallende med den magnetiske anomalien.

Modellering

For å kunne modellere dette serpentinit-komplekset noenlunde riktig må en ha bedre kjennskap til dens susceptibilitet enn hva som er tilfelle nå.

"Kroppen" er vanskelig å modellere uten å bruke relativt lave susceptibilitets-verdier og uten å legge inn en eller flere indre kroppar med lavere susceptibilitet. Lave susceptibilitetsverdier stemmer godt overens med "kroppens" komplekse geometri og hva som er forventet ut ifra det magnetiske maksimumsutslaget som er betydelig lavere enn for Store Esjeklumpen. Nøyaktig hvor mye lavere susceptibiliteten er, vites ikke.

På grunn av usikkerheten med hensyn til kompleksets susceptibilitet er det ikke lagt vekt på modelleringen; ny modell vil eventuelt bli utarbeidet etter at detaljerte susceptibilitetsmålinger over kroppen er gjort.

Modell 1:

I modellen (figur 14 b) er det benyttet en standard Q-verdi på 0.30 og en susceptibilitet på 0.04000 i hovedkroppen og 0.02000 i en indre kropp. Susceptibilitetsverdiene er mye lavere enn det som er benyttet for Store Esjeklumpen, men likevel mulige. I dette tilfellet har kroppen et fall på ca. 40 - 45° hvilket stemmer bra med virkeligheten. Dersom den brukte modellen er noenlunde riktig, innebærer det at kroppen stikker langt dypere enn hva som har vært kjent fra før.

Modell 2:

Siden susceptibilitetsverdiene i modell 1 muligens er vel lave, er det i figur 14 c illustrert hva som skjer dersom en benytter samme verdier som for Store Esjeklumpen, 0.12000. Modellen medfører følgende konsekvenser: kroppen vil ha en dybde på kun ca. 250 meter og den vil være mindre mektig. Men, kroppens fall blir slakere enn hva det er i virkeligheten og modellen er dermed forkastelig.

En mellomting mellom modellene 1 og 2 er mulig. I alle tilfelle vil serpentinit-komplekset stikke dypere enn 250 meter.

II Anomali sør-øst for Annabergan

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse

På totalfeltkartet (figur 9) er anomalien mer eller mindre sammenhengende og meget langstrakt. Anomaliens totale lengde er på ca. 2.8 km. Dersom en tar hensyn til et mindre brudd i anomalien vil lengden være på ca. 1.4 km. Anomaliens bredde er på ca. 100-200 meter. Yttergrensene er diffuse. Det magnetiske maksimumsutslaget er på ca. 150 nT.

Andre geofysiske karakteristika

VLF-EM-målinger gir en positiv anomali som stort sett er sammenfallende med den positive magnetiske anomalien. Den positive VLF-EM-anomalien skyldes opptreden av grafittrike skifre.

Modellering

Amplituden sammen med den noe korte bølgelengden av anomalien indikerer en overflatenær/overflate-eksponert og relativt tynn kropp.

Kroppen har et fall på ca. 50' mot sørøst i profilretningen. Den må fortsette ganske langt ned i dypet for å kunne tilpasses høyre del av profilkurven.

Til denne anomalien kan både glimmer-skifer, amfibolitt og serpentinit modelleres.

En mulig glimmer-skifer-modell er vist i figur 14 b.

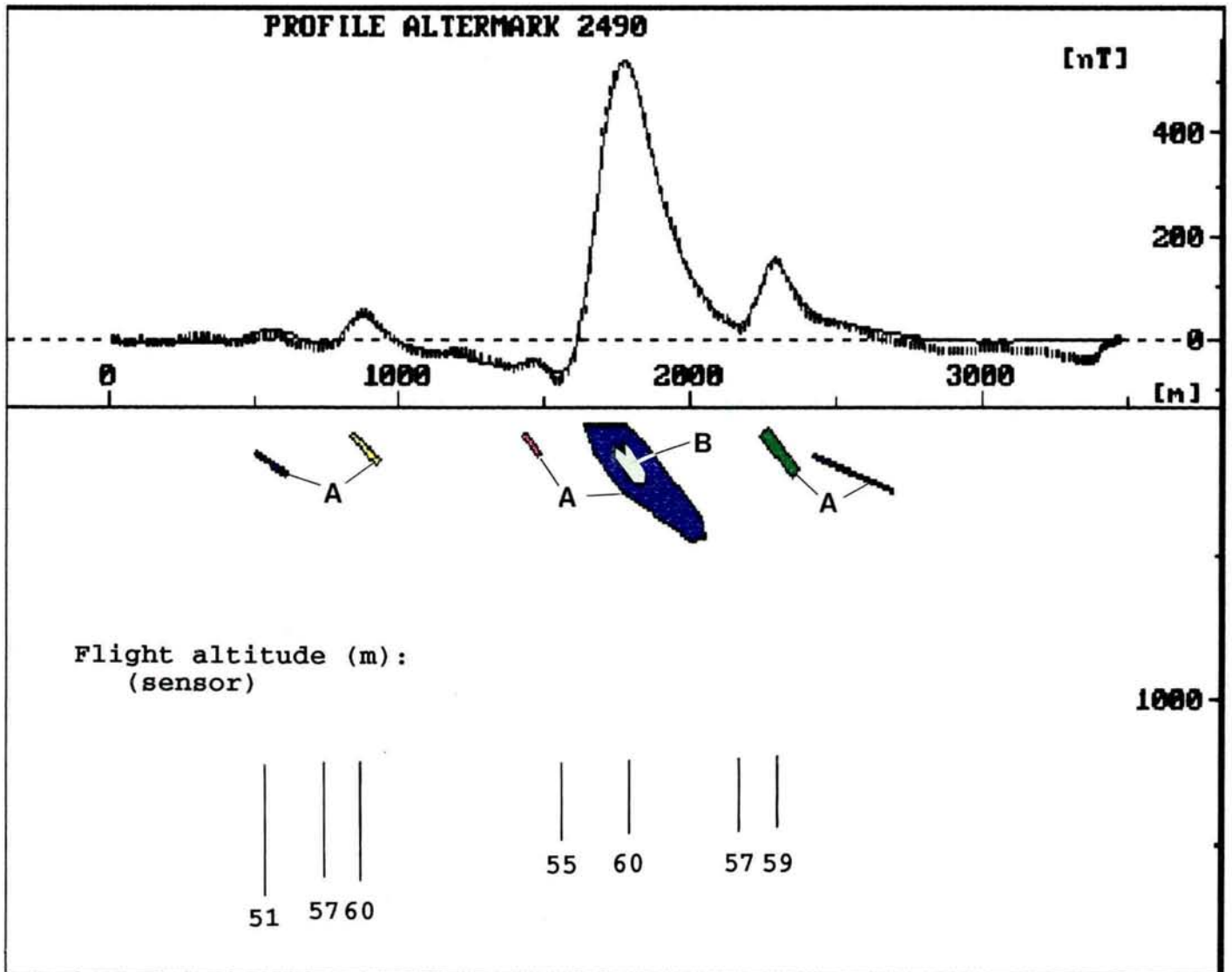
Ved serpentinit-modellering er det naturlig å benytte tilsvarende susceptibilitetsverdier som ved Annabergan. En mulig serpentinit-modell er vist i figur 14 c; dybden til kroppen vil være 0 - 25 meter ved anomalisentrum og den vil kunne ha en mektighet på rundt 30 - 50 meter.

Diskusjon

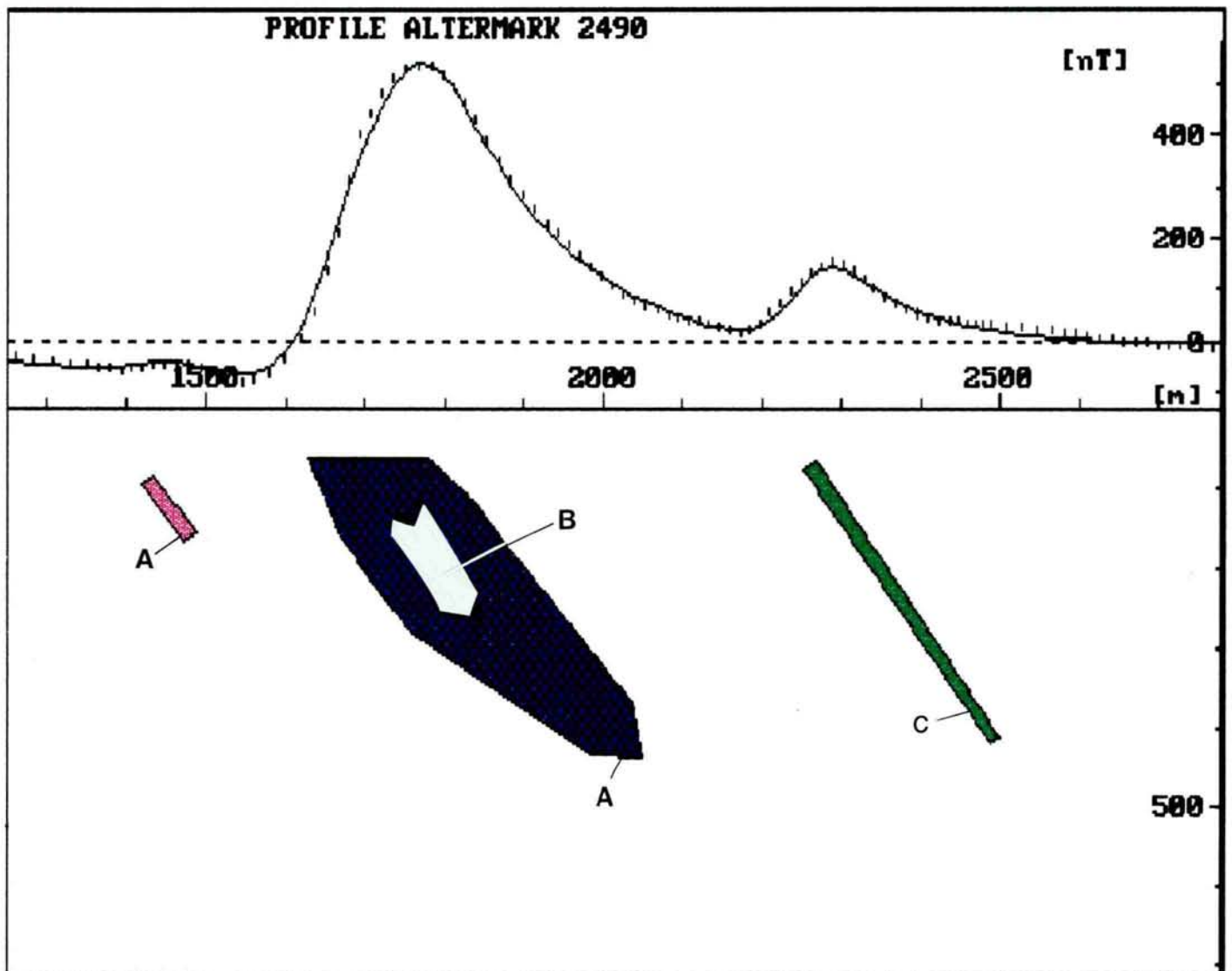
Anomalien er langstrakt (parallell bergartenes strøk) og er ikke typisk for de kjente serpentinitene i området. Denne type anomali med sammenfallende positiv VFL-EM-anomali antas å skyldes magnetittrik skifer.

Dybden til det magnetiske legemet vil være meget liten under anomalisentrum og antakelig vil kroppen være eksponert i dagen (kan undersøkes ved susceptibilitetsmålinger over anomalien).

I begge tilfellene ovenfor vil anomaliårsaken kunne være enten en sammenhengende lang kropp eller to enkeltstående kortere kropper.

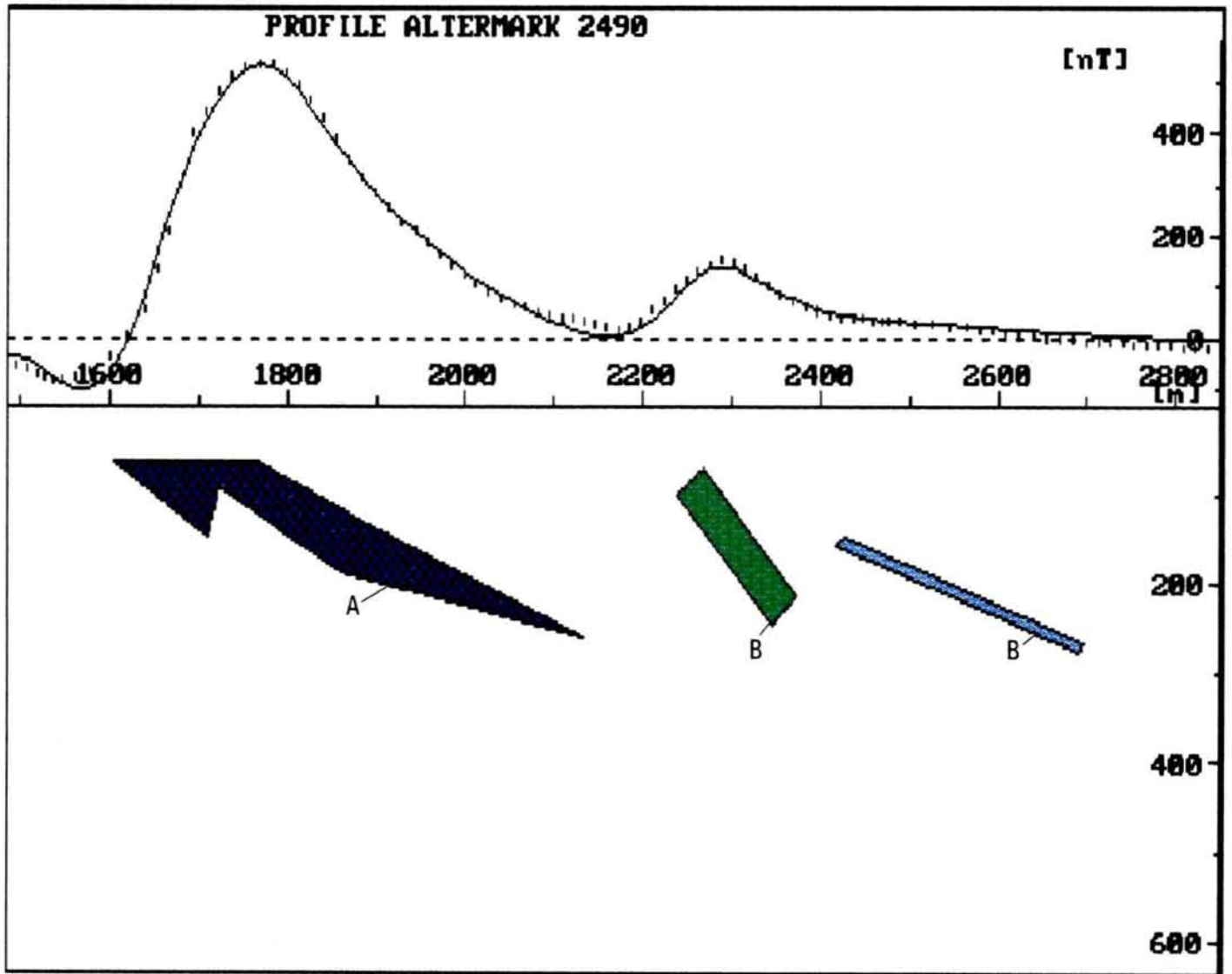


Figur 14 a: Profil 2490 Annabergan i sin helhet.
 Modellering: Serpentinitt $m/Q = 0.30$
 A: $S = 0.04000$
 B: $S = 0.02000$



Figur 14 b:

Profil 2490 Annabergan
 Modellering: A, B = serpentinit med $Q = 0.30$
 og med $S = 0.04000$ (A) og $S = 0.02000$ (B)
 C = glimmer-skifer med $Q = 0.5$ og $S = 0.05000$



Figur 14 c:

Profil 2490 Annabergan.

Modellering: serpentinit m/ $Q = 0.30$

A: $S = 0.12000$

B: $S = 0.04000$

PROFIL 2600, Bjerklifjellet - Jenshusaugen

Beliggenhet

Profillinjen går over to relativt langstrakte anomalier (figur 9), heretter kalt Bjerklifjell-anomalien (i nord-vest) og Jenshusaug-anomalien (i sør-øst), hvorav sistnevnte mer eller mindre er en fortsettelse av anomalien sør-øst for Annabergan beskrevet foran. Det er meget mulig at bergartene ved Bjerklifjellet og Jenshusaugen opprinnelig har tilhørt samme tektonostratigrafiske nivå, men som nå er blitt repetert ved folding og muligens forskyvning (Karlsen u.bearb.).

I Bjerklifjell-anomalien

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse:

Bjerklifjell-anomalien har en utstrekning på ca. 1200 meter i lengderetningen langs strøket og en bredde på ca. 300 meter (figur 9).

Anomalien har et maksimumsutslag på ca. 230 nT i profilet. Dens amplitude er meget ujevn (figur 15 a).

Andre geofysiske karakteristika:

VLF-EM-målinger gir positiv anomali.

Modellering

Mønsteret antyder tilstedeværelse av mange magnetiske kroppar eller repetisjon forårsaket av folding. De spisse toppene tyder på at de magnetiske kroppene er meget dagnære (antakelig eksponert på overflaten) og at de har meget små mektigheter. Serpentinitt er ikke kjent fra overflaten ved denne anomalien. Bergartenes susceptibilitet over anomaliene er ukjent.

Anomalimønsteret tyder sterkt på at anomaliårsaken i hovedsak ikke skyldes serpentinit. Det er mer sannsynlig at overflatenær magnetittrik skifer er årsak til anomalien (figur 15 a).

Det foreløpige geologiske kartleggings-arbeidet tyder på at grafitt er anriket langs disse anomaliene hvilket forklarer den positive VLF-anomalien.

De foreløpige petrofysiske undersøkelsene gir relativt lave susceptibilitetsverdier for grafitt-skifer og antyder at bergarten ikke kan være årsak til den magnetiske anomalien. Granat-glimmer-skifre med høy susceptibilitet er observert flere steder og er derfor en naturlig årsak til den magnetiske anomalien. Arbeidshypotesen er at magnettrike glimmer-skifre opptrer som tynne enheter i en grafittskifer.

En kan imidlertid ikke utelukke at serpentinit på dypet danner hovedtyngden av anomalien slik det er illustrert i figur 15 b. En slik modell er imidlertid mindre sannsynlig.

II Jenshushaug-anomalien

Den magnetiske anomaliens utbredelse og størrelse:

Anomalien har en lengde på ca. 600 meter langs strøket og en bredde på ca. 400 meter. Som nevnt foran så er denne anomalien mer eller mindre en fortsettelse av "Anomalien sør-øst for Annabergan" beskrevet tidligere. Tilsammen har denne anomalien en utstrekning på ca. 2800 meter (figur 9).

Anomalien har et maksimumsutslag på bortimot 250 nT (figur 15 a). Amplituden er ujevn, men ikke like ujevn som amplituden til Bjerklifjell-anomalien.

Diverse geofysiske karakteristika:

VLF-EM-målinger gir dels positiv og dels negativ anomali.

Modellering

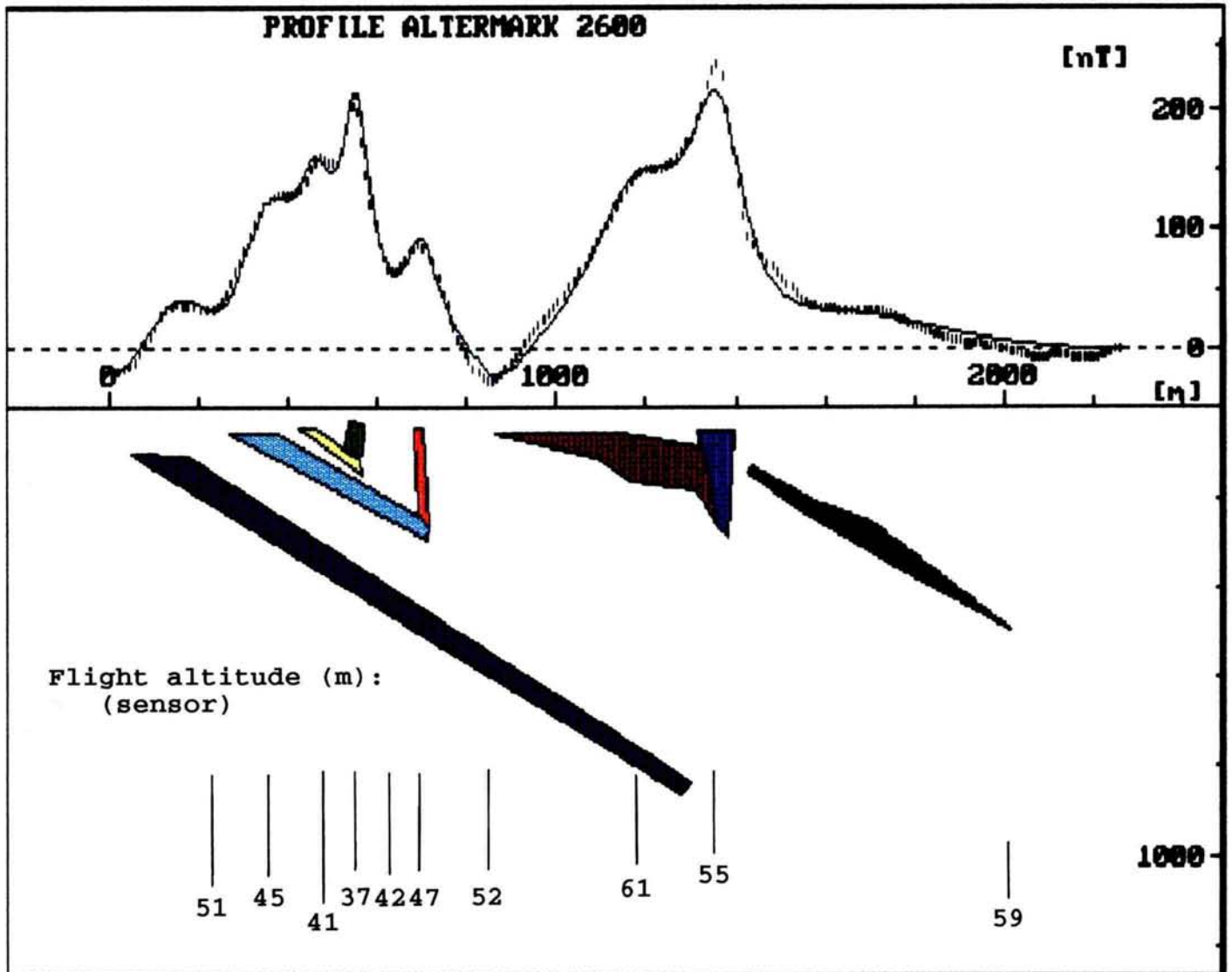
Også mønsteret til denne anomalien antyder tilstedeværelse av flere magnetiske kroppar eller repetisjon forårsaket av folding (figur 15 a). De spisse toppene tyder på at de magnetiske kroppene er dagnære (antakelig eksponert på overflaten) og at de har små mektigheter.

Serpentinitt er ikke kjent fra overflaten ved denne anomalien. Bergartenes susceptibilitet over anomaliene er ukjent. Anomalimønsteret tyder sterkt på at anomaliårsaken i hovedsak ikke skyldes serpentinit. Det er mer sannsynlig at magnetittrik skifer er årsak til anomalien.

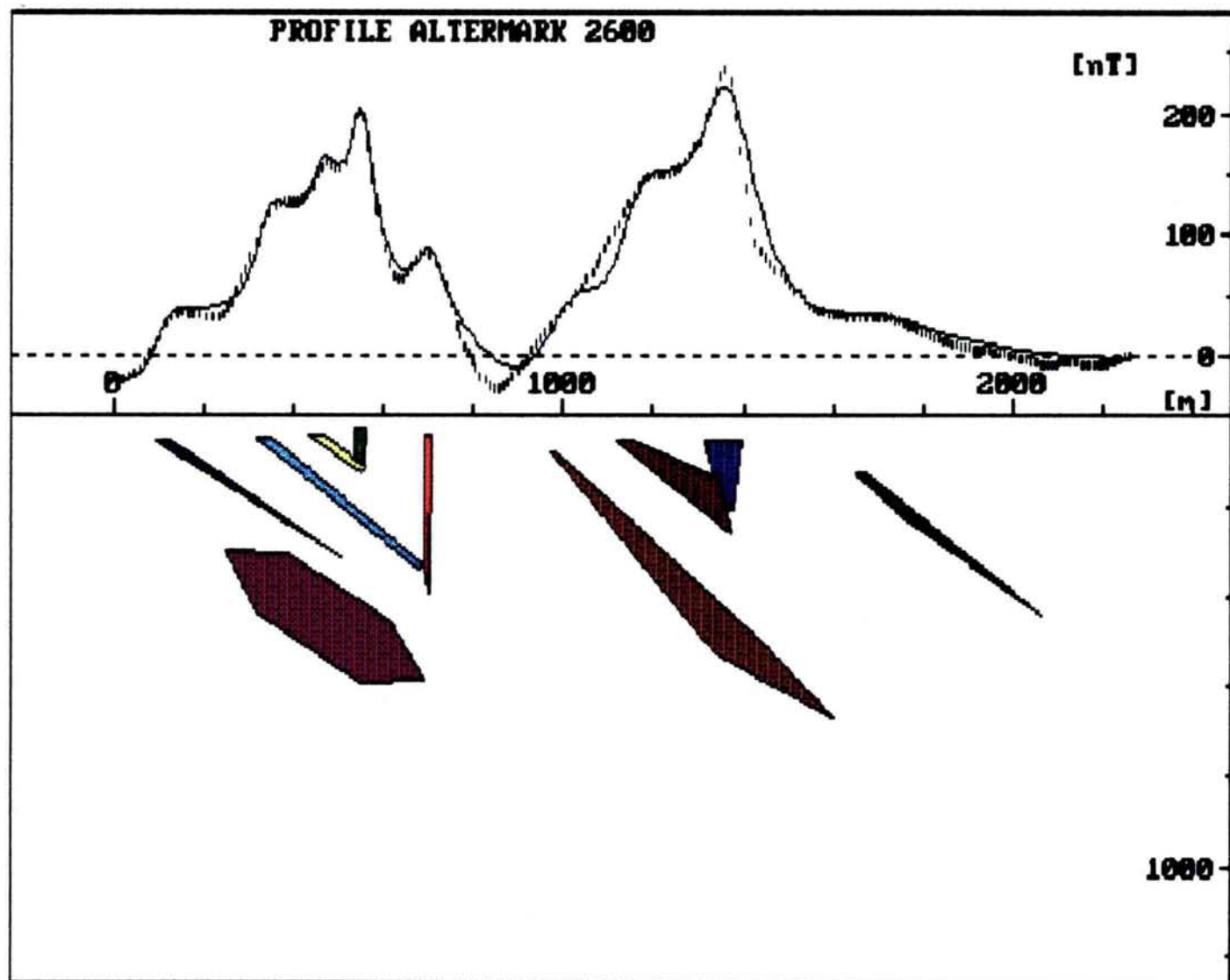
Det foreløpige geologiske kartleggings-arbeidet tyder på at grafitt er anrikt i området øst for Annabergan og dette forklarer den positive VLF-anomalien.

Like sør for den østre anomalien er det observert et magnetitt-anrikt tynt bånd i glimmer-skifer med en susceptibilitet opptil 0.52000. Glimmer-skifer med en slik høy susceptibilitet antas å være årsaken til den magnetiske anomalien.

Det kan heller ikke for denne anomalien utelukkes at større, mer dyptliggende serpentinit-kropper danner hovedgrunlaget for de magnetiske anomaliene mens andre overflatenære magnetitt-anrikede bergarter danner krusningene i profilet (figur 15 b).



Figur 15 a: Profil 2600, Bjerklifjell- og Jenshusauganomaliene.
Modellering: magnetittrike glimmer-skifre med $Q = 0.50$ og $S = 0.01500$



Figur 15 b: Profil 2600, Bjerklifjell- og Jenshusauganomaliene.
 Modellering: De to dypeste kroppene: serpen-tinitt med $Q = 0.30$ og $S = 0.04$ Resterende kropp: magnetitt-rike glimmer-skifre med $Q = 0.50$ og $S = 0.01500$

PROFIL 410, Kvanndalen

Beliggenhet

Dette profilet, som ligger lengst vest av de modellerte profilene (figur 9), går gjennom to svært langstrakte anomalier samt en mellomliggende mindre anomali. En mellomliggende liten anomali kommer ikke fram på totalfeltkartet (figur 9) men sees tydelig på profilet (figur 16). Anomaliene vil bli omtalt sammen nedenfor. Området ved dette profilet er foreløpig ikke undersøkt geologisk. Det er heller ikke gjort petrofysiske undersøkelser her.

De magnetiske anomalienes utbredelse og størrelse

Den største anomalien, som ligger lengst mot syd, ligger i et anomalibelte som har en mer eller mindre sammenhengende lengde på minimum 4 km (antakeligvis mye lengre) og en bredde på ca. 200 meter. Anomaliens maksimumsamplitude er på ca. 600 nT langs profilet (figur 16).

Anomalien lengst nord er en utstikker av overnevnte anomali. De er koplet sammen i vestre deler av det undersøkte området (figur 9). Utstikkeren har en lengde på ca. 400 meter og en bredde på ca. 200 meter. Maksimumsamplituden er på ca. 200 nT (figur 16).

Andre geofysiske karakteristika

I motsetning til andre langstrakte positive magnetiske anomalier er anomaliene i profil 410 ikke sammenfallende med positive VLF-EM-anomalier.

Modellering

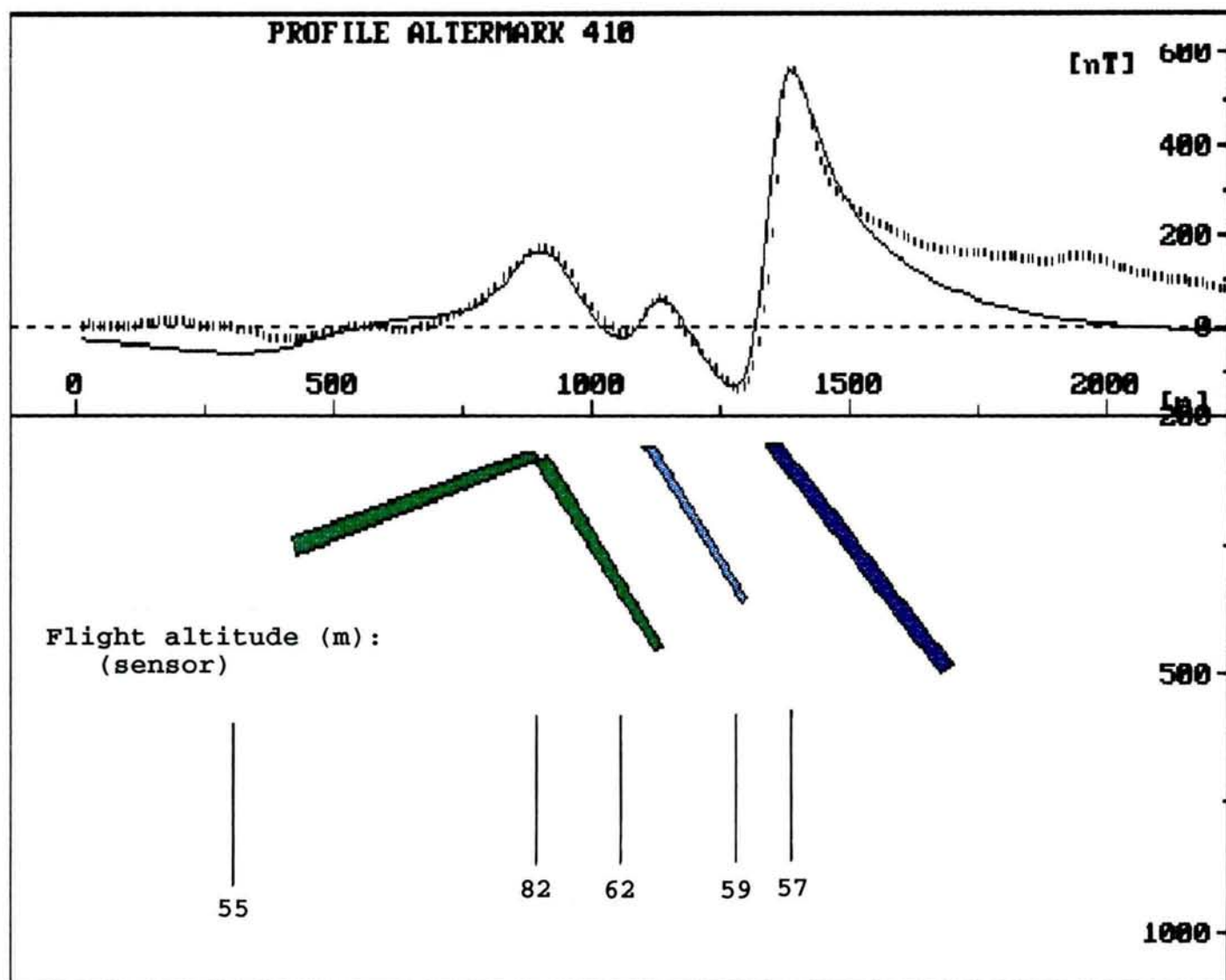
Anomalien lengst nord viser tydelig at anomaliårsaken er foldet (antiform) med et fall på ca. 60° mot sør i sør og et fall på ca. 20° mot nord i nord (figur 16). Dette stemmer bra overens med strøk\fall- tegn på kartblad Mo i Rana (Søvegjarto o.a. 1988). En slik foldestruktur er mulig i serpentinit, men ikke særlig sannsynlig; serpentinit er en nokså kompetent bergart som i hovedsak opptrer som linser i området. Folding i stor skala av denne bergartstypen er lite sannsynlig.

Dersom en kun ser på petrofysiske egenskaper, er det imidlertid fullt mulig å modellere en serpentinit.

En mer sannsynlig løsning er at magnetitt-rik glimmer-skifer eller amfibolitt er årsak til anomalien. I følge Søvegjarto o.a. (1988) opptrer en amfibolitt i strøkretningen øst for denne anomalien. Amfibolitten anses som mulig anomaliårsak, men den må i såfall ha en større utbredelse langs strøket enn hva som går fram av kartet.

Den største anomalien i profilet har en form som indikerer en meget overflatenær anomaliårsak (høy amplitude, kort bølglengde). Antakelig er anomaliårsaken eksponert i dagen. Videre må den være ganske steiltstående (ca. 60°), relativt smal (antakelig < enn 50 meter) og den må være svært magnetisk. For at serpentinit skal være årsak til anomalien, må den ha en susceptibilitet på minst 0.14000. Serpentinit er imidlertid ikke kjent fra dette området.

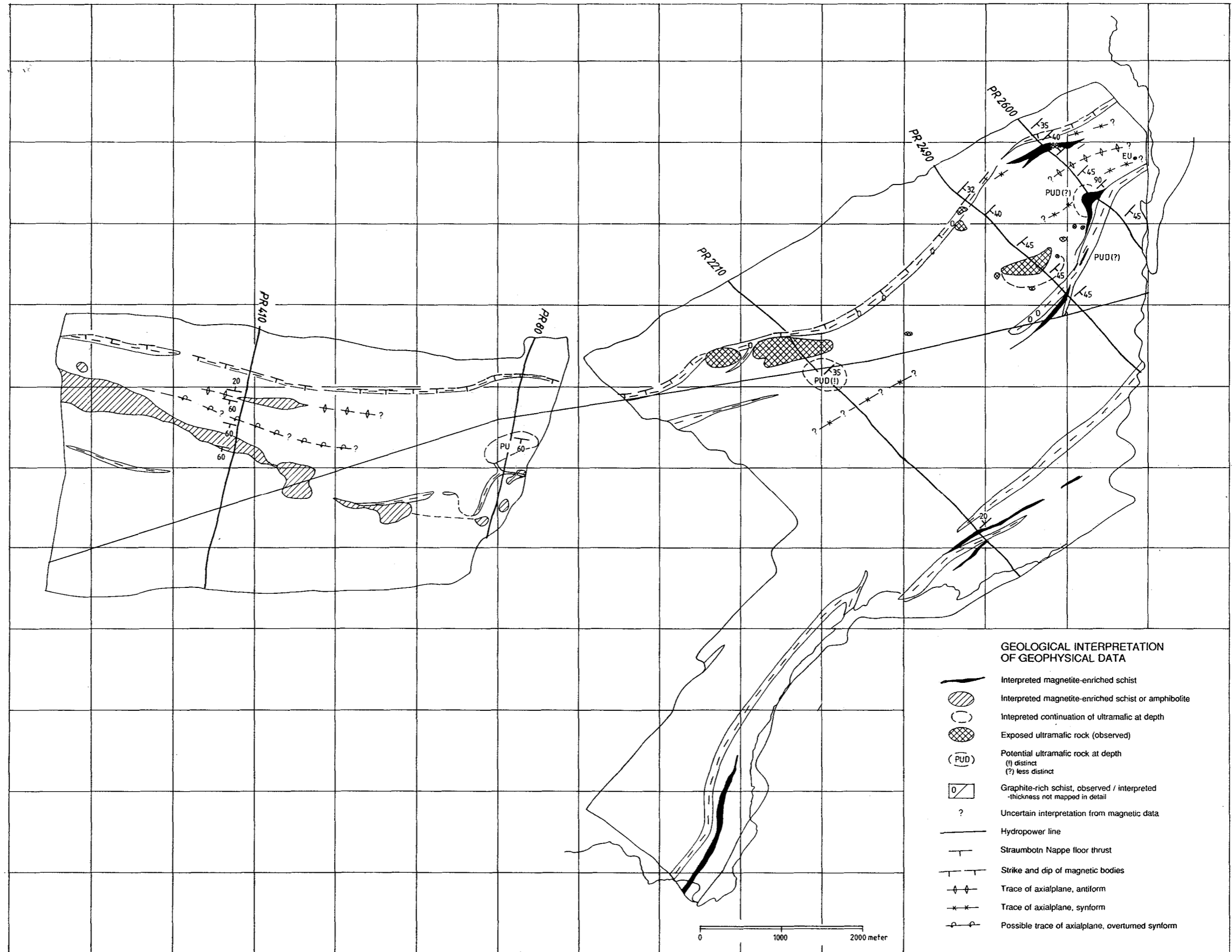
Anomaliens svært store utbredelsen langs strøkretningen sammen med den beskjedne bølglengden indikerer at anomaliårsaken er en bergart med liten mektighet og som er relativt utholdende i strøkretningen. En slik karakteristikk passer ikke for områdets serpentinitter; alle kjente serpentinitter i området har et høyt bredde/lengde-forhold, de er ovale og de har en svært begrenset utbredelse langs strøket. Det er derfor lite sannsynlig at serpentinit er årsak til anomalien. En mer sannsynlig løsning er at magnetitt-rik glimmer-skifer eller amfibolitt er anomaliårsak. I likhet med anomalien beskrevet ovenfor er det også ved denne anomalien kartlagt amfibolitt i forlengelsen langs strøkretningen mot øst. Men, dersom denne amfibolitten eller en eventuell glimmer-skifer er årsak til anomalien betyr det at bergarten må være mer magnetisk enn hva som er observert ved de petrofysiske undersøkelser lenger øst. Kartlegging og susceptibilitetsmålinger over anomaliene vil sannsynligvis gi svar på hva som er anomaliårsak.



Figur 16: Profil 410, Kvanndalen

Modellering:

kroppen til høyre: amfibolitt med $Q=2.0$ og $S=0.06000$
 andre kropp: glimmer-skifer med $Q=0.5$ og $S=0.06000$
 (NB ! anomalien i nord og i sør antas å være forårsaket av samme bergartstype (muligens amfibolitt))



Figur 17: Geologiske tolkninger av geofysiske data.

GEOLOGISK MODELL

De geofysiske helikoptermålingene sammen med geologiske felt-observasjoner gir grunnlag for følgende generelle tolkninger (figur 17);

- a) positive magnetiske anomalier med en klar avgrensning til alle sider, en rund til oval form (høyt forhold mellom kroppens bredde og utstrekning langs strøket), og en relativ jevn og rund amplitude er tolket til å være forårsaket av serpentinitter
- b) positive magnetiske anomalier med en stor utstrekning langs strøket, som er sammenfallende / nær sammenfallende med positive VLF-EM-anomalier og som ofte har en uregelmessig amplitude er tolket til å være forårsaket av magnetittrik skifer
- c) positive magnetiske anomalier som er langstrakte langs strøkretningen og ikke sammenfallende med positive VLF-EM-anomalier er tolket til å være forårsaket av fortrinnsvis magnetittrik amfibolitt eventuelt magnetittrik skifer.
- d) som nevnt i innledningen så tyder den foreløpige geologiske kartleggingen på at traseen til skyvegrensen mellom Tjørnrastdekket og det overliggende Straumbotndekket er tegnet feil på kartblad Mo i Rana (Karlsen u.bearb.); skyvegrensen er relativt markert og definert ved en overgang fra en tykk kvarts / feltspatrik glimmergneis i Tjørnrastdekket til hyppig vekslende litologier med en grafittrik skifer i basis i Straumbotndekket. På VLF-EM-totalfeltekartet er denne overgangen markert ved en kraftig positiv anomali forårsaket av den grafittrike skiferen i basis av Straumbotndekket.
- e) de magnetiske målinger indikerer to store foldestrukturer i vestre deler av det undersøkte området. I tillegg er en rekke andre foldestrukturer, som foreløpig er av uviss størrelse og geologisk betydning, også indikert.

KONKLUSJON

Av de hittil modellerte positive magnetiske anomalier er Nakken-anomalien mest interessant med hensyn til å finne serpentinit/talk. Det anses som mest sannsynlig at en serpentinit er årsaken til anomalien. Dybden til anomalien vil antakelig være et sted mellom 130 og 200 meter rett under anomalisentrum (er ikke mulig å si mer eksakt på grunn av usikkerhet når det gjelder den eventuelle serpentinitens susceptibilitet). Anomaliårsaken vil ha et fall på ca. 35° mot sørøst.

Straumdal-anomalien er forårsaket av en tre-delt overflatenær magnetisk kropp med et steilt fall (ca. 55°) mot sør. Det er mest sannsynlig at anomaliårsaken(e) er serpentinit/talk, men området er bare i liten grad undersøkt geologisk og petrofysisk og det eksisterer en rekke usikkerheter: blant annet er det påvist både magnetitt-holdig talk og magnetiske glimmer-skifre (med susceptibilitet opptil 0.08000) i et området like øst for anomalien (Holter 1990). Den magnetittrike skiferen er derfor også en mulig anomaliårsak.

Bjerklifjell-anomalien antas å være forårsaket av foldete bånd av dagnære eller overflateeksponerte magnetittrike skifre. Jenshusaug-anomalien viser en lignende variert magnetisk profilkurve som Bjerklifjell-anomalien, men ikke like utpreget. Den magnetiske anomalien synes i hvertfall delvis å ha samme årsak: overflatenære magnetittrike glimmer-skifre.

ANBEFALINGER

1. Undersøke Nakken-anomalien ved forlengelse av eksisterende borhull og nye boringer.
2. Gjøre petrofysiske og geologiske undersøkelser ved Straumdal-anomalien og ved Jenshusaug-anomalien.
- Susseptibilitetsmålinger er her særdeles viktig fordi de kan bekrefte eller utelukke at overflate-eksponert magnetittrik glimmer-skifer eller amfibolitt er årsak til anomaliene.
3. Dersom en ikke kan påvise magnetittrike skifre eller amfibolitter ved Straumdal- eller Jenshusaug-anomalien, anbefales en nærmere undersøkelse med boring.
4. På et mer generelt grunnlag anbefales følgende:
 - a) forbedre det petrofysiske datagrunnlaget både ved feltmålinger av susceptibilitet og ved å samle inn retningsorienterte prøver med påfølgende laboratoriemålinger av susceptibilitet og remanens.
 - b) forbedre det geologiske kartgrunnlaget
5. Oppfølgende modellering:
ved å forbedre de petrofysiske parametrene og det geologiske kartgrunnlaget vil en kunne forbedre de eksisterende modeller.

REFERANSER

- Aalstad, I. & Åm, K. 1972: Magnetometri. 71 sider. Norges geologiske undersøkelse.
- Bakke, S. 1984: Bakkemagnetometriske målinger i Altermark, Rana, Nordland. NGU-rapport nr. 84.054. 19 sider.
- Bakke, S. 1986: Talk i Raudbergfeltet, Vik i Sogn. NGU-rapport nr. 86018.
- Bucher-Nurminen, K., 1988: Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Scandinavian Caledonides. I Norges geologiske undersøkelse Special Publication 3, 86 - 95.
- Holter, K.G. 1990: En geologisk/mineralogisk undersøkelse av talkforekomster i Altermark-området i Rana i Nordland. Hovedoppgave i ressursgeologi, Universitetet i Trondheim, Norges Tekniske Høgskole. 47 sider + vedlegg.
- Karlsen, T.A., 1990: Mineralogisk undersøkelse av talk-karbonatmalm, Raudbergfeltet, Vik i Sogn. NGU-rapport nr. 90.086. 71 sider.
- Midthun, R.D. 1988: Regional geofysisk og geologisk tolkning av Høgtuva- og Sjøna-grunnfjellsvindue. NGU-rapport nr. 88.127. 46 sider.
- Mogaard, J.O. & Håbrekke H., 1983: Magnetiske målinger fra helikopter over et område ved Vik i Sogn. NGU-rapport 1896.
- Mogaard, J.O., Rønning, S. & Blokkum, O., 1988: Geofysiske målinger fra helikopter over et område rundt Høgtuva, Nordland. NGU-rapport nr. 88.157. 25 sider.
- Mogaard, J.O. & Walker, P. 1991: Magnetiske målinger over Altermark-området. NGU-rapport nr. 91.285. 7 sider.
- Olesen, O. & Sether, P.O., 1990: Petrofysisk database, PETBASE 2.0, brukerbeskrivelse. NGU-rapport nr. 90.097. 50 s.
- Rønning, J.S., 1982: Magnetiske totalfeltmålinger ved Klefstadlykkja Talkgruve. NGU-rapport 1709/G.
- Sanford, R.F.: Growth of ultramafic reaction zones in green schists to amphibolite facies metamorphism. American Journal of Science, Vol.282, s. 543 - 616.
- Søvegjarto, U., Marker M., Graversen, O. & Gjelle, S., 1988: Berggrunnskart Mo i Rana 1927 I, M 1:50000. Norges geologiske undersøkelse.
- Torstensen, O., 1981: En mineralogisk og magnetometrisk undersøkelse av talkforekomster i Vik i Sogn. Hovedoppgave i malmgeologi, upublisert. Geologisk institutt, Norges tekniske høgskole.
- Torsvik, T.H. & Olesen, 1988: Petrophysics and Paleomagnetism initial report of the Norwegian Geological Survey Laboratory. NGU-rapport nr. 88171. 108 sider.

Appendix

Tabell 1: Rådata av laboratoriemålinger

Litologiske koder:

S 11 = Kvarts-ski­fer / kvartsitt
 S 24 = Granat-2-glimmer-ski­fer
 S 25 = Grafitt-ski­fer / grafitt-glimmer-ski­fer
 S 46 = Marmor
 M 11 = Amfibolitt
 M 12 = Serpentinitt
 M 24 = Talk-karbonat-bergart
 M 25 = Klorittbergart og assosierte bergarter

- 99.99 = ikke målt

NR.	PR.NR.	KARTBL. NR.	UTM- SONE	UTM-KOORD. ØST(m) NORD(m)	LIT. KODE	TETTHET KG/M**3	SUSCEPT. SI (lab)	Q-VERDI	GEOL. ÅR ID.
1	1	19271	33	452100 7357070	S24	2810	.00027	-99.99	TAK 91
2	10	19271	33	452100 7357070	M11	2984	.00179	-99.99	TAK 91
3	101	19271	33	451640 7357230	S24	2825	.00075	-99.99	TAK 91
4	102	19271	33	451640 7357230	M11	3071	.00074	-99.99	TAK 91
5	103	19271	33	451640 7357230	S24	2867	.00034	-99.99	TAK 91
6	104	19271	33	451640 7357230	M11	3091	.00170	-99.99	TAK 91
7	105	19271	33	451640 7357230	M11	2920	.00067	-99.99	TAK 91
8	106	19271	33	451640 7357230	S46	2734	.00054	-99.99	TAK 91
9	107	19271	33	451640 7357230	S25	2815	.00763	11.04	TAK 91
10	108	19271	33	451640 7357230	S24	2735	.00026	-99.99	TAK 91
11	109	19271	33	451640 7357230	M25	2978	.00049	-99.99	TAK 91
12	11	19271	33	452100 7357070	M11	2964	.00077	-99.99	TAK 91
13	110	19271	33	451730 7357250	S24	2930	.00036	-99.99	TAK 91
14	111	19271	33	451730 7357250	S25	2860	.00018	-99.99	TAK 91
15	112	19271	33	451730 7357250	S24	2836	.00039	-99.99	TAK 91
16	113	19271	33	451730 7357250	S24	2857	.00067	-99.99	TAK 91
17	114	19271	33	451730 7357250	M11	2905	.00096	-99.99	TAK 91
18	115	19271	33	451860 7357300	S24	2880	.00040	-99.99	TAK 91
19	116	19271	33	451860 7357300	M11	3017	.00165	-99.99	TAK 91
20	117	19271	33	451860 7357300	M25	3038	.00072	-99.99	TAK 91
21	118	19271	33	451860 7357300	M25	2821	.13439	.09	TAK 91
22	119	19271	33	451530 7357200	M24	2901	.00025	-99.99	TAK 91
23	12	19271	33	452100 7357070	M24	2866	.00028	-99.99	TAK 91
24	120	19271	33	451530 7357200	M24	2862	.00018	-99.99	TAK 91
25	121	19271	33	451530 7357200	M25	2812	.00065	-99.99	TAK 91
26	122	19271	33	451530 7357200	M25	2880	.00033	-99.99	TAK 91
27	123	19271	33	451530 7357200	S25	2905	.00046	-99.99	TAK 91
28	124	19271	33	451530 7357200	M25	2861	.00058	-99.99	TAK 91
29	125	19271	33	451470 7357190	M25	2794	.00079	-99.99	TAK 91
30	126	19271	33	451470 7357190	M25	2966	.00036	-99.99	TAK 91
31	128	19271	33	451660 7357450	M12	3339	.00135	-99.99	TAK 91
32	129	19271	33	451430 7357020	M11	2981	.00061	-99.99	TAK 91
33	13	19271	33	452100 7357070	M11	2911	.00045	-99.99	TAK 91
34	130	19271	33	451660 7357400	M25	2680	.03329	.30	TAK 91
35	131	19271	33	454120 7358380	M11	3040	.00050	-99.99	TAK 91
36	132	19271	33	454540 7358540	M11	3200	.00095	-99.99	TAK 91
37	14	19271	33	452100 7357070	M11	2899	.00036	-99.99	TAK 91
38	15	19271	33	452100 7357070	M11	2805	.00030	-99.99	TAK 91
39	150	19271	33	452020 7357020	M24	2829	.00017	-99.99	TAK 91
40	151	19271	33	452020 7357020	M25	2931	.00043	-99.99	TAK 91
41	152	19271	33	452020 7357020	M25	2794	.00041	-99.99	TAK 91

Appendix

NR.	PR.NR.	KARTBL. NR.	UTM- SONE	UTM-KOORD. ØST(m) NORD(m)	LIT. KODE	TETTHET KG/M**3	SUSCEPT. SI (lab)	Q-VERDI	GEOL. ID.	ÅR
42	153	19271	33	452010 7357340	S24	2797	.04545	.04	TAK	91
43	154	19271	33	452010 7357340	M11	3029	.00544	-99.99	TAK	91
44	155	19271	33	452010 7357340	M11	2940	.00213	-99.99	TAK	91
45	156	19271	33	455780 7359670	M11	2991	.02736	-99.99	TAK	91
46	157	19271	33	455780 7359670	S46	2858	.00013	-99.99	TAK	91
47	158	19271	33	455780 7359670	M11	2936	.01331	.44	TAK	91
48	159	19271	33	455780 7359670	M11	3000	.02553	.46	TAK	91
49	16	19271	33	452100 7357070	S25	2762	.00009	-99.99	TAK	91
50	160	19271	33	455780 7359670	S46	2718	.00039	-99.99	TAK	91
51	161	19271	33	455780 7359670	S46	2723	.00004	-99.99	TAK	91
52	17	19271	33	452100 7357070	M11	2950	.00044	-99.99	TAK	91
53	18	19271	33	452100 7357070	S24	2923	.00025	-99.99	TAK	91
54	19	19271	33	452100 7357070	S25	2907	.00008	-99.99	TAK	91
55	2	19271	33	452100 7357070	S25	2836	.00039	-99.99	TAK	91
56	20	19271	33	452100 7357070	M11	2931	.00016	-99.99	TAK	91
57	21	19271	33	452100 7357070	S24	2958	.00036	-99.99	TAK	91
58	22	19271	33	452100 7357070	M11	2850	.00031	-99.99	TAK	91
59	23	19271	33	452100 7357070	S24	2925	.00037	-99.99	TAK	91
60	24	19271	33	452100 7357070	M11	2899	.00040	-99.99	TAK	91
61	25	19271	33	452100 7357070	S11	2747	.00008	-99.99	TAK	91
62	26	19271	33	452100 7357070	M11	2963	.00289	-99.99	TAK	91
63	27	19271	33	452100 7357070	S24	2805	.00048	-99.99	TAK	91
64	28	19271	33	452100 7357070	S11	2748	.00080	-99.99	TAK	91
65	29	19271	33	452100 7357070	S25	2796	.00135	-99.99	TAK	91
66	3	19271	33	452100 7357070	S24	2845	.00043	-99.99	TAK	91
67	30	19271	33	452100 7357070	S11	2761	.00665	2.13	TAK	91
68	31	19271	33	452100 7357070	S25	2797	.00118	-99.99	TAK	91
69	32	19271	33	454550 7358390	M12	2838	.14572	.27	TAK	91
70	33	19271	33	454550 7358390	M12	2716	.12680	.54	TAK	91
71	34	19271	33	454550 7358390	M12	2935	.14705	.20	TAK	91
72	35	19271	33	454550 7358390	M12	2804	.27726	.16	TAK	91
73	36	19271	33	451280 7357090	M11	2885	.00042	-99.99	TAK	91
74	37	19271	33	451280 7357090	S24	2787	.00023	-99.99	TAK	91
75	38	19271	33	451280 7357090	S24	2881	.00198	-99.99	TAK	91
76	39	19271	33	451280 7357090	S46	2758	.00013	-99.99	TAK	91
77	4	19271	33	452100 7357070	S25	2819	.00417	1.36	TAK	91
78	40	19271	33	451280 7357090	M12	2897	.00290	1.40	TAK	91
79	41	19271	33	451280 7357090	M11	3004	.00340	6.10	TAK	91
80	42	19271	33	451280 7357090	S25	2837	.00120	-99.99	TAK	91
81	43	19271	33	451280 7357090	M24	2919	.00035	-99.99	TAK	91
82	44	19271	33	451280 7357090	M12	2795	.00159	-99.99	TAK	91
83	45	19271	33	454500 7358410	M12	2645	.01619	.50	TAK	91
84	46	19271	33	454500 7358410	M12	2646	.01410	1.33	TAK	91
85	47	19271	33	454500 7358410	M12	2871	.10723	.19	TAK	91
86	48	19271	33	454500 7358410	M12	2663	.03627	.27	TAK	91
87	49	19271	33	454500 7358410	M25	2817	.14944	.23	TAK	91
88	5	19271	33	452100 7357070	S25	2857	.00169	-99.99	TAK	91
89	50	19271	33	454500 7358410	M12	2773	.08754	.26	TAK	91
90	51	19271	33	454500 7358410	M12	2858	.14426	.25	TAK	91
91	52	19271	33	454500 7358410	M12	2862	.09112	.14	TAK	91
92	53	19271	33	454500 7358410	M12	2877	.08570	.57	TAK	91
93	54	19271	33	454500 7358410	M12	2727	.00066	-99.99	TAK	91
94	55	19271	33	454500 7358410	M25	2845	.00075	-99.99	TAK	91
95	56	19271	33	454500 7358410	M25	3037	.00054	-99.99	TAK	91
96	57	19271	33	454500 7358410	M12	3004	.02190	.35	TAK	91
97	58	19271	33	454500 7358410	M12	2825	.07622	.26	TAK	91
98	59	19271	33	454500 7358410	M24	2911	.06390	.39	TAK	91
99	6	19271	33	452100 7357070	S11	2780	.00165	-99.99	TAK	91
100	60	19271	33	454500 7358410	M24	2900	.00047	-99.99	TAK	91
101	61	19271	33	454500 7358410	S24	2920	.00275	-99.99	TAK	91
102	62	19271	33	455030 7358660	M11	2868	.00037	-99.99	TAK	91
103	63	19271	33	455030 7358660	M24	2900	.00042	-99.99	TAK	91
104	64	19271	33	455030 7358660	M11	2824	.00127	-99.99	TAK	91
105	65	19271	33	455030 7358660	S24	2883	.00094	-99.99	TAK	91

NR.	PR.NR.	KARTBL. NR.	UTM- SONE	UTM-KOORD.		LIT. KODE	TETTHET KG/M**3	SUSCEPT. SI (lab)	Q-VERDI	GEOL. ID.	ÅR
				ØST(m)	NORD(m)						
106	66	19271	33	455030	7358660	M11	2971	.00082	-99.99	TAK	91
107	67	19271	33	455030	7358660	S46	2782	.00014	-99.99	TAK	91
108	68	19271	33	455030	7358660	S24	2774	.00005	-99.99	TAK	91
109	69	19271	33	455030	7358660	S46	2768	.00000	-99.99	TAK	91
110	7	19271	33	452100	7357070	S25	2956	.00089	-99.99	TAK	91
111	70	19271	33	455030	7358660	M11	2935	.00160	-99.99	TAK	91
112	71	19271	33	455030	7358660	S24	2882	.00121	-99.99	TAK	91
113	72	19271	33	455030	7358660	S24	2813	.00038	-99.99	TAK	91
114	73	19271	33	455030	7358660	S24	2960	.18625	.54	TAK	91
115	74	19271	33	455030	7358660	S24	2848	.04794	.54	TAK	91
116	75	19271	33	455030	7358660	S25	2768	.00059	-99.99	TAK	91
117	76	19271	33	455030	7358660	M11	3100	.00039	-99.99	TAK	91
118	77	19271	33	455030	7358660	S46	2772	.00020	-99.99	TAK	91
119	78	19271	33	455030	7358660	S24	2847	.00025	-99.99	TAK	91
120	79	19271	33	455030	7358660	M24	2833	.00066	-99.99	TAK	91
121	8	19271	33	452100	7357070	M11	3067	.00093	-99.99	TAK	91
122	80	19271	33	455030	7358660	S24	2767	.00103	-99.99	TAK	91
123	81	19271	33	451280	7357180	M12	2708	.01920	.23	TAK	91
124	82	19271	33	451280	7357180	M12	2978	.13575	.02	TAK	91
125	83	19271	33	451280	7357180	M12	2973	.35594	.13	TAK	91
126	84	19271	33	451280	7357180	M12	2785	.18610	.23	TAK	91
127	85	19271	33	451280	7357180	M12	2917	.12661	.13	TAK	91
128	86	19271	33	451280	7357180	M12	2675	.03395	.15	TAK	91
129	87	19271	33	451280	7357180	M12	2743	.14741	.12	TAK	91
130	88	19271	33	451280	7357180	M12	2724	.02380	.23	TAK	91
131	89	19271	33	454500	7358410	S24	2747	.00053	-99.99	TAK	91
132	9	19271	33	452100	7357070	M11	2999	.00424	2.39	TAK	91
133	90	19271	33	454450	7358380	M25	3155	1.01153	.62	TAK	91
134	91	19271	33	455030	7358660	M25	3430	.25883	.54	TAK	91
135	93	19271	33	453040	7357700	M24	2949	.00210	-99.99	TAK	91
136	94	19271	33	452180	7357030	S46	2804	.00000	-99.99	TAK	91
137	95	19271	33	451660	7357450	M11	3090	.04162	4.59	TAK	91
138	96	19271	33	454640	7358360	M25	2873	.21702	.02	TAK	91
139	98	19271	33	455000	7358800	S24	3019	.52001	.07	TAK	91
140	99	19271	33	455030	7358660	S46	2829	.00012	-99.99	TAK	91

SUSCEPTIBILITETSMÅLINGER, KJERNER:
Kjerne: ESK 9105 (Store Esjeklumpen)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
1.50	0.00023	Karb-gnt-gl-sk., svakt graf.førende, amf- holdig
2.50	0.00250	"
3.50	0.00095	"
4.50	0.00014	"
5.50	0.00013	"
6.50	0.00016	"
7.50	0.00019	"
8.50	0.00015	"
9.50	0.00016	"
10.50	0.00019	"
11.50	0.00020	"
12.50	0.00022	"
13.50	0.00015	"
14.50	0.00012	"
15.50	0.00018	"
16.50	0.00021	"
17.50	0.00016	"
18.50	0.00025	"
19.50	0.00021	"
20.50	0.00021	Amfibolitt, biotittførende, grønn
21.50	0.00031	"
22.50	0.00036	Gnt-2-gl-sk. m/ enkelte amf-soner
23.50	0.00044	"
24.50	0.00033	"
25.50	0.00035	"
26.50	0.00044	Aktinolitt-biotitt-skifer
27.50	0.00048	Karb-amfibolitt
28.50	0.00043	"
29.50	0.00042	"
30.50	0.00044	"
31.50	0.00074	"
32.50	0.00037	"
33.50	0.00038	"
34.50	0.00062	"
35.50	0.00590	Gnt-bi-skifer, kvartsrik
36.50	0.04000	"
37.50	0.02900	"
38.50	0.05500	"
39.50	0.00550	"

forts. ESK 9105

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
40.50	0.00770	Amfibolitt, biotittholdig
41.50	0.00190	"
42.50	0.00360	"
43.50	0.00200	"
44.50	0.00100	"
45.50	0.00110	"
46.50	0.00140	"
47.50	0.00140	"
48.50	0.00060	"
49.50	0.00030	"
50.50	0.00058	"
51.50	0.00064	Amfibolitt, biotittholdig
52.50	0.00076	"
53.50	0.00070	"
54.50	0.00079	"
55.50	0.00170	"
56.50	0.00200	"
57.50	0.00050	"
58.50	0.00053	"
59.50	0.00047	"
60.50	0.00054	"
61.50	0.00054	"
62.50	0.00064	"
63.50	0.00150	"
64.50	0.00040	"
65.50	0.00090	"
66.50	0.00040	"
67.50	0.00025	"
68.50	0.00034	"
69.50	0.00072	"

Kjerne: NAK 9101 (Nakken-anomalien)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
3.50	0.00010	Gnt-gl-sk., stedvis graf.-førende
4.50	0.00019	"
5.50	0.00024	"
6.50	0.00026	"
7.50	0.00062	"
8.50	0.00042	"
9.50	0.00092	"
10.50	0.00045	"
11.50	0.00052	"
12.50	0.00084	"
13.50	0.00044	"
14.50	0.00024	"
15.50	0.00024	"
16.50	0.00019	"
17.50	0.00048	"
18.50	0.00160	"
19.50	0.00028	"
20.50	0.00013	"
21.50	0.00017	"
22.50	0.00015	"
23.50	0.00023	"
24.50	0.00016	"
25.50	0.00051	"
26.50	0.00052	"
27.50	0.00024	"
28.50	0.00008	"
29.50	0.00030	"
30.50	0.00190	"
31.50	0.00200	Graf-gl-sk., enkelte innslag av grønn amf
32.50	0.00160	"
33.50	0.00320	"
34.50	0.00220	"
35.50	0.00024	"
36.50	0.00260	"
37.50	0.00120	"
38.50	0.00150	"
39.50	0.00210	"
40.50	0.00180	"
41.50	0.00170	"
42.50	0.00170	"
43.50	0.00130	"
44.50	0.00310	"

forts. NAK 9101

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
45.50	0.00060	Kvartsitt
46.50	0.00240	Graf-gl-sk., enkelte innslag av grønn amf
47.50	0.00120	"
48.50	0.00170	"
49.50	0.00040	"
50.50	0.00042	Amfibolitt, skifrig, grønn
51.50	0.00064	"
52.50	0.00095	"
53.50	0.00120	"
54.50	0.00052	"
55.50	0.00033	Amfibolitt, skifrig, grønn
56.50	0.00042	"
57.50	0.00056	"
58.50	0.00069	"
59.50	0.00090	"
60.50	0.00055	"
61.50	0.00027	Kalkspat-marmor, grå/hvit
62.50	0.00075	"
63.50	0.00090	Amfibolitt, skifrig, grønn
64.50	0.00080	"
65.50	0.00036	"
66.50	0.00039	Kloritt-bergart
67.50	0.00008	Hydrotermal kvarts
68.50	0.00031	Kloritt-bergart
69.50	0.00030	"
70.50	0.00031	"
71.50	0.00031	"
72.50	0.00036	"
73.50	0.00037	"
74.50	0.00037	Gnt-2-gl-ski fer
75.50	0.00008	"
76.50	0.00022	"
77.50	0.00022	Gnt-gl-ski fer
78.50	0.00026	Biotittitt
79.50	0.00021	Gnt-gl-ski fer
80.50	0.00020	"
81.50	0.00032	"
82.50	0.00026	"
83.50	0.00026	"
84.50	0.00025	"
85.50	0.00028	"
86.50	0.00034	"
87.50	0.00030	"
88.50	0.00031	"

forts. NAK 9101

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
89.50	0.00029	Gnt-glimmer-skiifer
90.50	0.00031	"
91.50	0.00021	"
92.50	0.00026	"
93.50	0.00026	"
94.50	0.00020	"
95.50	0.00029	Amfibolitt, grønn
96.50	0.00030	Gnt-gl-skiifer
97.50	0.00030	"
98.50	0.00034	"
99.50	0.00035	"
100.50	0.00030	"
101.50	0.00039	"
102.50	0.00034	"
103.50	0.00050	"
104.50	0.00058	"
105.50	0.00076	"
106.50	0.00160	"
107.50	0.00180	"
108.50	0.00160	Amfibolitt, grønn
109.50	0.00160	"
110.50	0.00030	Gnt-gl-skiifer
111.50	0.00036	"
112.50	0.00039	"
113.50	0.00036	"
114.50	0.00038	"
115.50	0.00034	"
116.50	0.00040	"
117.50	0.00029	"
118.50	0.00027	"
119.50	0.00026	"
120.50	0.00014	"
121.50	0.00022	"
122.50	0.00034	"
123.50	0.00038	"
124.50	0.00029	"
125.50	0.00037	"
126.50	0.00040	"
127.50	0.00039	Kloritt-bergart
128.50	0.00035	Gnt-gl-skiifer
129.50	0.00029	"
130.50	0.00035	"
131.50	0.00036	"
132.50	0.00036	"

forts. NAK 9101

Meter: Suscept.: Bergart:

133.50	0.00033	Gnt-glimmer-skiifer
134.50	0.00034	"
135.50	0.00031	"
136.50	0.00026	"
137.50	0.00020	"
138.50	0.00030	"
139.50	0.00024	"

Kjerne: NAK 9102 (Nakken-anomalien)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
0.50	-	
1.50	-	
2.50	-	
3.50	0.00018	Granat-2-gl-skifer, graf.-førende
4.50	0.00010	"
5.50	0.00020	"
6.50	0.00035	"
7.50	0.00015	"
8.50	0.00020	"
9.50	0.00009	"
10.50	0.00050	Grafitt-biotitt-skifer
11.50	0.00085	"
12.50	0.00066	"
13.50	0.00030	Granat-2-gl-skifer, graf.-førende
14.50	0.00029	"
15.50	0.00013	"
16.50	0.00030	"
17.50	0.00033	"
18.50	0.00086	"
19.50	0.00056	"
20.50	0.00180	Grafitt-biotitt-skifer
21.50	0.00032	Granat-2-gl-skifer, graf.-førende
22.50	0.00025	"
23.50	0.00018	"
24.50	0.00020	"
25.50	0.00096	"
26.50	0.00041	Grafitt-biotitt-skifer
27.50	0.00200	Granat-2-gl-skifer, graf.-førende
28.50	0.00230	"
29.50	0.00210	Grafitt-biotitt-skifer/ grafitt-skifer
30.50	0.00200	"
31.50	0.00120	"
32.50	0.00050	"
33.50	0.00010	"
34.50	0.00016	"
35.50	0.00140	"
36.50	0.00032	Granat-2-glimmer-skifer
37.50	0.00044	"
38.50	0.00180	"
39.50	0.00002	"

forts. NAK 9102

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
40.50	0.00087	Amfibolitt
41.50	0.00049	"
42.50	0.00054	"
43.50	0.00053	"
44.50	0.00031	"
45.50	0.00083	"
46.50	0.00048	"
47.50	0.00038	"
48.50	0.00160	"
49.50	0.00050	"
50.50	0.00055	"
51.50	0.00045	"
52.50	0.00035	"
53.50	0.00054	"
54.50	0.00046	Kalkspatmarmor
55.50	0.00100	Granat-biotitt-skiifer
56.50	0.00062	Kvartsitt, gnt-førende
57.50	0.00053	"
58.50	0.00060	Amfibolitt
59.50	0.00048	Kloritt-amfibol-skiifer
60.50	0.00053	"
61.50	0.00045	Smaragditt-talk-skiifer
62.50	0.00039	Kvartsitt
63.50	0.00027	Granat-amfibol-biotitt-skiifer
64.50	0.00029	"
65.50	0.00028	"
66.50	0.00030	"
67.50	0.00032	"
68.50	0.00033	"
69.50	0.00031	"
70.50	0.00030	"
71.50	0.00031	"
72.50	0.00033	"
73.50	0.00028	"
74.50	0.00032	"
75.50	0.00025	Amfibolitt
76.50	0.00029	Granat-amfibol-biotitt-skiifer
77.50	0.00030	"
78.50	0.00024	"
79.50	0.00027	"
80.50	0.00021	"
81.50	0.00020	"
82.50	0.00017	"
83.50	0.00031	"

forts. NAK 9102

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
84.50	0.00027	Granat-amfibol-biotitt-skiifer
85.50	0.00010	"
86.50	0.00002	Kalkspat-marmor
87.50	0.00037	Granat-amfibol-biotitt-skiifer
88.50	0.00034	"
89.50	0.00031	"
90.50	0.00031	"
91.50	0.00031	"
92.50	0.00019	"
93.50	0.00026	"
94.50	0.00028	"
95.50	0.00029	Amfibolitt
96.50	0.00034	"
97.50	0.00032	Granat-amfibol-biotitt-skiifer
98.50	0.00031	"
99.50	0.00029	"
100.50	0.00031	"
101.50	0.00028	"
102.50	0.00038	"
103.50	0.00006	Grafitt-biotitt-kvarts-skiifer
104.50	0.00016	Kyanitt-granat-2-glimmer-skiifer
105.50	0.00010	"
106.50	0.00019	"
107.50	0.00019	"
108.50	0.00015	"
109.50	0.00014	"
110.50	0.00017	"
111.50	0.00017	Amfibolitt
112.50	0.00033	Kyanitt-granat-2-glimmer-skiifer
113.50	0.00021	"
114.50	0.00026	"
115.50	0.00030	Amfibolitt
116.50	0.00030	"
117.50	0.00027	"
118.50	0.00027	"
119.50	0.00019	Granat-2-glimmer-skiifer
120.50	0.00023	"
121.50	0.00023	"
122.50	0.00030	"
123.50	0.00040	Smaragditt-talk-bergart
124.50	0.00037	Granat-2-glimmer-skiifer, kyanitt-førende
125.50	0.00022	Granat-biotitt-amfibol-skiifer
126.50	0.00027	Granat-2-glimmer-skiifer, kyanitt-førende

forts. NAK 9102

Meter: Suscept.: Bergart:

127.50	0.00054	Amfibolitt
128.50	0.00045	"
129.50	0.00012	Kalkspat-marmor
130.50	0.00013	"
131.50	0.00012	"
132.50	0.00006	"
133.50	0.00062	"
134.50	0.00069	Amfibolitt
135.50	0.00070	"
136.50	0.00120	"
137.50	0.00060	"
138.50	0.00069	"
139.50	0.00086	"
140.50	0.00080	"
141.50	0.00083	"
142.50	0.00060	"
143.50	0.00080	"
144.50	0.00052	"
145.50	0.00054	"
146.50	0.00094	"
147.50	0.00030	Grafitt-glimmer-ski fer
148.50	0.00046	"
149.50	0.00180	"
150.50	0.00040	"
151.50	0.00096	"
152.50	0.00056	"
153.50	0.00180	Kvartsitt
154.50	0.00020	"
155.50	0.00021	Grafitt-glimmer-ski fer
156.50	0.00017	"
157.50	0.00023	"
158.50	0.00021	"
159.50	0.00009	"
160.50	0.00019	"
161.50	0.00016	"
162.50	0.00020	"
163.50	0.00017	"
164.50	0.00012	"
165.50	0.00039	"
166.50	0.00017	"
167.50	0.00014	"

forts. NAK 9102

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
168.50	0.00013	Grafitt-glimmer-skiifer
169.50	0.00010	"
170.50	0.00017	"
171.50	0.00020	"
172.50	0.00020	"
173.50	0.00017	"
174.50	0.00030	"
175.50	0.00280	Kvartsitt
176.50	0.00120	Grafitt-glimmer-skiifer
177.50	0.00160	Kvartsitt
178.50	0.00140	"
179.50	0.00200	"
180.50	0.00200	"
181.50	0.00240	"
182.50	0.00240	"
183.50	0.00120	"
184.50	0.00130	"
185.50	0.00130	"
186.50	0.00034	"
187.50	0.00050	Grafitt-glimmer-skiifer
188.50	0.00063	"
189.50	0.00062	"
190.50	0.00061	"
191.50	0.00140	"
192.50	0.00140	"
193.50	0.00130	"
194.50	0.00210	"
195.50	0.00057	"
196.50	0.00080	"
197.50	0.00180	"
198.50	0.00330	Kvartsitt
199.50	0.00120	"

Kjerne: GRO 9103, H1 (Grotnes)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept:</u>	<u>Bergart:</u>
6.50	0.00200	Amfibolitt, skifrig, grønn
7.50	0.00057	"
8.50	0.00076	"
9.50	0.00055	"
10.50	0.00052	"
11.50	0.00051	"
12.50	0.00052	"
13.50	0.00054	"
14.50	0.00029	"
15.50	0.00036	"
16.50	0.00036	"
17.50	0.00030	"
18.50	0.00030	"
19.50	0.00025	"
20.50	0.00041	"
21.50	0.00036	"
22.50	0.00041	"
23.50	0.00044	"
24.50	0.00029	"
25.50	0.00030	"
26.50	0.00055	"
27.50	0.00031	"
28.50	0.00079	"
29.50	0.00047	"
30.50	0.00040	"
31.50	0.00061	"
32.50	0.00037	"
33.50	0.00035	"
34.50	0.00024	"
35.50	0.00020	"
36.50	0.00050	"
37.50	0.00079	"
38.50	0.00071	"
39.50	0.00084	"
40.50	0.00070	"
41.50	0.00057	"
42.50	0.00060	"
43.50	0.00049	"
44.50	0.00060	Kalkspatmarmor
45.50	0.02500	Karb - amfibolitt (ca. 50/50 %)
46.50	0.00400	"
47.50	0.00120	"

forts. GRO 9103, H1

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
48.50	0.00074	Dolomitt
49.50	0.00720	Karb - amfibolitt, bi- og graf-førende
50.50	0.00100	"
51.50	0.00250	Bi-amfibolitt, karb-førende
52.50	0.00340	"
53.50	0.00480	Karb-amfibolitt (ca. 50/50 %)
54.50	0.00890	"
55.50	0.00085	"
56.50	0.00100	"
57.50	0.00170	"
58.50	0.00800	Karb-amfibolitt (ca. 50/50 %)
59.50	0.00260	"
60.50	0.00300	"
61.50	0.00028	Kalkspatmarmor, rød/hvit
62.50	0.00240	Karb-amfibolitt (50/50 %)
63.50	0.00160	Kalkspatmarmor, rød/hvit, m/tynne karb-amf- lag
64.50	0.00081	Karb-amf
65.50	0.00160	"
66.50	0.00100	"
67.50	0.02500	"
68.50	0.00020	Karb-gl-skiifer
69.50	0.00024	"
70.50	0.00026	"
71.50	0.00027	"
72.50	0.00042	Karb-amfibolitt
73.50	0.00030	Amf-bi-kloritt-skiifer
74.50	0.00026	"
75.50	0.00032	"
76.50	0.00032	"
77.50	0.00034	"
78.50	0.00040	"
79.50	0.00039	"
80.50	0.00036	Kalkspatmarmor, hvit/grå
81.50	0.00005	"
82.50	0.00027	"
83.50	0.00056	"
84.50	0.00021	"
85.50	0.00086	"
86.50	0.00015	"
87.50	0.00000	"
88.50	0.00019	"

forts. GRO 9103, H1

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
89.50	0.00150	Amfibolitt
90.50	0.00000	"
91.50	0.00012	"
92.50	0.00031	"
93.50	0.00040	"
94.50	0.00021	"
95.50	0.00026	"
96.50	0.00029	"
97.50	0.00022	"

Kjerne: NER 9102 (øst for Annabergan)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
250.50	0.00036	Udifferensiert, ikke ultramafitt
251.50	0.00032	"
252.50	0.00420	Talkskifer
253.50	0.00300	Talk-karbonat-bergart
254.50	0.02600	"
255.50	0.03700	"
256.50	0.04200	Talk-karb-serpentinit
257.50	0.03200	Serpentinit
258.50	0.05400	"
259.50	0.04200	Talk-karbonat-bergart
260.50	0.07200	" , aks. serp.
261.50	0.03900	" , aks. serp.
262.50	0.00230	Karbonat-skifer m/amfibol
263.50	0.00026	"
264.50	0.00024	Granat-biotitt-skifer
265.50	0.00034	"
266.50	0.00029	"
267.50	0.00024	Amfibol-karbonat-skifer
268.50	0.00026	Karbonat-glimmer-skifer m/gnt
269.50	0.00049	Talk-karbonat-bergart
270.50	0.00014	Glimmer-karbonat-skifer
271.50	0.00010	"
272.50	0.00000	"
273.50	0.00000	"
274.50	0.00010	Granat-muskovitt-skifer
275.50	0.00018	Biotitt-aktinolitt-bergart
276.50	0.00054	Talk-karbonat-bergart
277.50	0.00074	"
278.50	0.00130	"
279.50	0.00660	"
280.50	0.03200	"
281.50	0.01800	"
282.50	0.02200	"
283.50	0.02900	"
284.50	0.03000	"
285.50	0.03200	"
286.50	0.02100	"
287.50	0.04700	"
288.50	0.10000	"
289.50	0.02700	"

forts. NER 9102

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>	
290.50	0.03300	"	
291.50	0.06600	"	
292.50	0.05200	"	
293.50	0.08000	"	
294.50	0.02200	"	
295.50	0.05400	"	
296.50	0.04600	"	m/innslag av serp
297.50	0.07200	"	
298.50	0.03400	"	
299.50	0.03400	"	
300.50	0.02000	Serpentinitt	
301.50	0.03200	"	
302.50	0.03800	"	
303.50	0.02100	"	
304.50	0.02800	"	
305.50	0.05000	"	
306.50	0.02600	"	
307.50	0.06800	"	
308.50	0.02900	"	
309.50	0.03300	"	
310.50	0.03600	"	
311.50	0.02700	"	
312.50	0.04000	"	
313.50	0.04000	"	
314.50	0.04600	"	
315.50	0.02200	"	
316.50	0.02900	"	
317.50	0.04000	"	
318.50	0.03100	"	
319.50	0.04400	"	
320.50	0.02900	"	
321.50	0.05400	"	
322.50	0.09400	"	
323.50	0.05300	"	
324.50	0.04600	Talk-karbonat-bergart	
325.50	0.10000	"	
326.50	0.10000	Talk-serpentinitt	
327.50	0.06800	Serpentin-talk-karbonat	
328.50	0.02200	"	
329.50	0.01000	"	

forts. NER 9102

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
330.50	0.05000	Talk-karbonat-bergart
331.50	0.02400	"
332.50	0.00700	"
333.50	0.01500	"
334.50	0.01000	"
335.50	0.00900	"
336.50	0.02300	"
337.50	0.00500	"
338.50	0.00250	"
339.50	0.00120	"
340.50	0.00029	" , litt uren (serp/klor)
341.50	0.00029	"
342.50	0.00057	"
343.50	0.00052	"
344.50	0.00030	"
345.50	0.00042	"
346.50	0.00010	"
347.50	0.00015	"
348.50	0.00019	"
349.50	0.00026	"
350.50	0.00030	"
351.50	0.00032	Kloritt-bergart
352.50	0.00035	"
353.50	0.00005	Karbonat-skifer

Kjerne: FST 9004 A (øst for Annabergan)

<u>Meter:</u>	<u>Suscept.:</u>	<u>Bergart:</u>
90.50	0.00015	Granat-2-glimmer-skiifer
91.50	0.00018	"
92.50	0.00020	" , tildels med store amf-blaster
93.50	0.00020	" "
94.50	0.00027	" "
95.50	0.00310	" "
96.50	0.07800	" "
97.50	0.00720	" "
98.50	0.02900	" "
99.50	0.00180	" "
100.50	0.00000	" "
101.50	0.00038	" "
102.50	0.00047	" "
103.50	0.00390	" "
104.50	0.00330	" "
104.90	0.20000	" "
105.50	0.00460	" "
106.00	0.08600	" "
106.50	0.00310	" "
107.50	0.00150	" "
108.50	0.00570	" "
109.50	0.00027	Kalkspatmarmor