

Rapport nr. 91.271

Tolkning av gravimetri langs ILP-profilet,  
Hemne-Storlien.

Rapport nr. 91.271	ISSN 0800-3416	Åpen/Erstatlig	
Tittel: Tolkning av gravimetri langs ILP-profilet, Hemne-Storlien			
Forfatter: Jan Reidar Skilbrei & Atle Sindre		Oppdragsgiver: NGU	
Fylke: Nord- og Sør-Trøndelag		Kommune:	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Østersund, Trondheim		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000)	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 27	Pris: kr 50,-
Feltarbeid utført: sommer 1987 - sommer 1991		Rapportdato: 23.12.1991	Prosjektnr.: 61.1889.71
Seksjonssjef: <i>Jan S. Hennings</i>			
<p><b>SAMMENDRAG</b></p> <p>Tyngdemodellering er gjort langs et profil på tvers av Trondheimsfeltets dekkeenheter. Modelleringen viser at tykkelsen av Trondheimsdekket langs et profil fra vestranden til svenskegrensa er 3 til 4 km i de vestlige deler under Størendekket ved Byneset. Dypet er jevnt østover et stykke før dekkene blir tykkere i de sentrale deler av Trondheimsfeltet. I de sentrale deler (Stjørdal til Flora) er det to modeller som begge gir god tilpasning: 1. En "dyp modell", dypere enn 12 km. 2. En "grunn modell", ca. 5 km tykkelse, der metasedimentene mot dypet (ved tre km dyp) har tyngre, basiske bergarter under seg. Ut fra kartlagt strukturgeologi er begge modeller fullt mulig. Øst for Meråker sentrum grunner dypet opp (øst for grønnsteinene i Meråkerdekket). Dette siste vises også klart fra refleksjonsseismikk. Tolkningen av seismiske data fra Stjørdal til Meråker er usikker, men seismikken kan tyde på at en dyp modell kan være den mest sannsynlige (Hurich, foredrag ILP-møte 1989).</p> <p>Fallet til hovedbergartsenheter, som sammenfaller med skyvedekkegrenser, er modellert. Tyngdemodellene viser slik et "strukturelt bilde" som likner på en graben eller halv-graben: I øst faller dekkene slakt mot vest. Vidre vestover skråner dekkene bratt ned til større dyp. Vest for denne er tyngdekroppen flatt til svakt østover hellende. Dersom dette er riktig, så er det mulig at Trondheimsdekket ble nedforkastet i en innsynkningsfase etter at den kaledonske kompresjonsfasen (skyvningen) var over. Sentrale deler av Trondheimsfeltet (Trondheimsdekket) <u>kan</u> derfor representere et sen-paleosoisk eller mesosoisk innsynkningsbasseng dannet ved ekstensjon.</p> <p>I modelleringsarbeidet er tetthetsdata for 960 representative prøver brukt som grensebetingelser i modelleringsarbeidet. Strukturgeologiske data, og seismiske data øst for Meråker er brukt for å legge inn en initiell tyngdemodell (plassering av litologiske grenser og fall i øverste skorpe).</p>			
Emneord	Modellforsøk		
Geofysikk			
Gravimetri		Fagrapport	

## INNHOLD

side

SAMMENDRAG.....	2
INTRODUKSJON.....	4
TYNGDEDATA.....	5
TETTHETSDATA.....	5
TOLKNING.....	6
Regional-residual separasjon.....	6
Kvalitativ tolkning.....	7
Tyngdemodellering.....	8
DISKUSJON.....	10
KONKLUSJON.....	11
REFERANSER.....	12
FIGURTEKSTER.....	14

## INTRODUKSJON

Tyngdemodellering er gjort langs et profil tvers over Trondheimsfeltet fra Hemne i vest til svenskegrensa (nord for Storlien) (se lokalisering av profilet A-B i figur 1). Tyngdeprofilet er et utplukk av en ny datasammenstilling som er gjort innenfor rammenene av Nord-Trøndelagsprogrammet og Midt-Norden prosjektet. Tyngdekartet er vist i figur 2. Området ligger innenfor berggrunnskartene Trondheim og Østersund i målestokk 1:250 000 (Wolff, 1979). Videre finnes endel kart i målestokk 1:50 000.

Geologien består av suprakrustale (overflate-) bergarter av antatt senprekambrisk til silurisk alder som er skjøvet sydøstover i flere tektoniske enheter (dekker) over et prekambrisk krystallinsk grunnfjell. Dette skjedde under hovedfasen av den kaledonske fjellkjededannelsen. Dekkene består hovedsakelig av forskjellige metasedimentære og metavulkanske bergarter, med innslag av gabbroer og sure intrusiver. I regionen kalles hoveddekket Trondheimsdekket (fig. 1) som er inndelt i to ulike tektoniske enheter (dekker); Gula dekket og det tektonostratigrafisk overliggende Størendekket (i vest) eller Meråkerdekket (i øst) (se f. eks. Wolff, 1979). Gula dekket består vesentlig av glimmerskifre, hornblende-biotitt-skifre, og migmatitt. Støren og Meråkerdekkenes bergarter tilhører en heterogen vulkansk-sedimentær bergartsgruppe som er inndelt i flere litostratigrafiske enheter (grupper). I vest (Størendekket) er inndelingen : Støren gruppen, Undre- og Øvre-Hovin gruppene, og Horg gruppen . I øst (Meråkerdekket) er inndelingen: Fundsjø-, Sulåmo-, Kjølhaug-, Fundsjø- og Slågåmo-gruppene. Bergartene innen hver gruppe er beskrevet f. eks. i Wolff (1979, 1984). Legendene til fargekartet angir hovedlitologi (figur 3). Videre er hovedlitologi angitt i kapitlet "Tetthetsdata" (side 5).

Målet med tyngdemodelleringen har vært å beregne tykkelse på dekkeenhetene ned til det krystallinske grunnfjellet "dyp til bunn". Vi har også undersøkt om mer detaljerte strukturer kan modelleres, d.v.s. fall til hovedbergartsenheter og dekker, og hovedgeometri mot dypet. Dersom hovedgeometri mot dypet kan modelleres, så kan en teste forskjellige tektonostratigrafiske modeller som er publiserte. Det har også vært et mål å undersøke om tyngdemodeller passer inn med noen av de strukturgeologiske modellene av dyp-geologi som er publisert (Roberts og Wolff, 1981, Gee, 1986, Gee med flere, 1983, 1985), samt å undersøke om tyngdedata samsvarer med refleksjonsseismiske data langs profiler fra Stjørdal til Storlien. Tolkning av de refleksjonsseismiske data (langs hovedveien) er publisert for profilet øst for Meråker (Hurich o.a., 1988). De seismiske data er innsamlet som en del av ILP-prosjektet

("International Lithosphere Project") i Norge. Ved oppstart av innsamlinga av denne seismikken i 1987 ble det også samlet inn tyngdedata langsmed hovedveiene fra svenskegrensa, forbi Stjørdal og Trondheim til kysten. Disse data ble så supplert med tyngdemålinger ved hjelp av snøscooter i Meråkerområdet i 1989 og 1990, og med målinger langs veier i 1988, 1989 og 1990. Det eksisterer derfor mye mer detaljerte tyngdedata nå enn det som har vært grunnlaget for tidligere studier (Wolff, 1984, Dyrelius, 1985). Det har også blitt samlet inn mye tetthetsdata fra hovedbergartsenheter fra 1986 til 1991 (Skilbrei, 1988a, 1988b, 1989).

Den kvantitative tolkningen er gjort ved hjelp av  $2^{1/2}$  dimensjonal modellering (Hesselstrøm, 1987).

#### TYNGDEDATA

Data er hentet ut fra en tyngdedatabase i en korridor med bredde 4 km som er vist som linje AB på figur 1, 2 og 3. Enkeltpunktene vises som prikker på Bouguer Anomalikartet i figur 2. Data er prosessert etter standard prosedyre (se f. eks. Gellein, 1988). Det er viktig å merke seg at data er korrigert for topografiske effekter ved hjelp av digitale høydedata. Videre er utplukksdata langsmed profilet grundig editert for å ta bort åpenbare feil i data (feil i x, y, høyde eller målt verdi). Punkter som er projisert inn på midtlinjen i profilet skjevt i forhold til anomalistrøk og geologisk strøk er også tatt bort.

#### TETTHETSDATA

Tetthetsdata fra representative bergarter og bergartsgrupper er helt nødvendig for å kunne begrense tallet på mulige løsninger under modelleringsarbeidet. Det er valgte tetthetskontraster og tolket størrelse på residual tyngdefelt som bestemmer beregnet tykkelse på dekkeenhetene. Det krever et langt kapittel å beskrive valg av gjennomsnittstetthet for hver bergartsenhet og for hvert dekke. Aritmetisk gjennomsnitt og standardavvik er beregnet for hver bergartsenhet og for hvert dekke, basert på et utplukk fra en petrofysisk database som NGU har etablert og som blir oppdatert hvert år. Det har vært lagt vekt på bare å bruke tettheter for representative prøver fra hovedgeologien i området. Feil i målt verdi, i bergartsklassifikasjon, i stratigrafisk enhet (eller dekkeenhet) eller i posisjon, er luket bort ved en grundig

gjennomgang av data. Etter feilsøking er så gjennomsnittsstatistikk beregnet. Under tolkningsarbeidet ble det også nødvendig å samle inn flere representative prøver fra bergartsenheter som var underrepresentert i prøvetakingen. Valgte tettheter for bergartsgruppene som inngår i modellene er vist i tabell på side 10. Under modelleringsarbeidet er tettheten "låst fast" for å begrense antall frihetsgrader i arbeidet. De anvendte tettheter er sammenlignbare med de som Åm o.a. (1973) og Elming (1980,1988) har brukt ved tyngdetolkninger i andre områder av de skandinaviske kaledonidene.

## TOLKNING

### Regional-residual separasjon

Ved gravimetrisk tolkning er det nødvendig å separere tyngdefeltet i en regional del, og i en residual del. Residualfeltet er den delen av tyngdefeltet som vi er interessert i å modellere. (Residual = observert - regional). Det eksisterer mange forskjellige måter å gjøre separasjonen på. En metode er å filtrere datasettet etter bølgelengder ("cut-off filtre") i datasettet (f. eks. polynomtilpasning, Fourier-metoder). En ulempe med slike metoder er at amplituden på de separerte anomaliene blir "beskåret". Dette er en uønsket effekt fordi residualfeltet brukes til kvantitative studier. Derfor er f. eks. det residualfeltet som Wolff (1984) laget ikke egnet til modellberegninger (kvantitative studier). Det egner seg bedre til kvalitative studier.

Vi har valgt å tolke regionalfeltet ut fra geologien i området rundt profilet og ekstrapolere dette inn i studieområdet. Dette er gjort ved å studere tettheter til bergartene og form og amplitude på anomaliene over disse bergartene. Vi har definert null residualfelt i områder hvor større grunnfjellskomplekser med tettheter rundt  $2670 \text{ kg/m}^3$  opptrer, og positive anomalier hvor tunge bergartskomplekser opptrer. Så er en grafisk løsning av regionalfeltet valgt mellom punkter hvor residual er definert lik null. Dette er en logisk måte å gjøre separasjonen på fordi tettheter også brukes direkte i tilpasningen av modellkurver til residualfeltet (den interesserte leser kan se diskusjon i Skilbrei 1988b). Det må bemerkes at metoden er subjektiv, og kan føre til sirkelargumentasjon. Men i motsetning til såkalte objektive, "computergenererte teknikker", så tar metoden hensyn til geologiske forhold.

### Kvalitativ tolkning.

Det gravimetriske kartet (Fig.2) kan deles i tre områder med karakteristiske anomalimønstre. I vest er anomalibildet sterkt dominert av en kraftig gradient med økende tyngde mot havet. Dette er en del av kystgradienten som en har langs hele norskekysten.

Nær svenskegrensa er også anomalibildet sterkt dominert av en kraftig gradient, med minkende verdier østover inn i Sverige. Området mellom disse ytterkantene faller sammen med Trondheimsdekkene og er en utflating av det regionale anomalimønster, men med en rekke lokale anomalier.

Fig.3 viser at det er en nær sammenheng mellom lokale gravimetriske anomalier og bergartene i overflaten. Størengruppens grønnsteiner som krysser ytre del av Trondheimsfjorden gir en positiv anomali på ca. 20 mGal med en kraftig negativ gradient på østsiden over Gulagruppens (biotitt)skifre og (granodiorittiske) gneiser. Minimum er over Geitastrand - Flakkfjorden.

Store deler av Trondheimsfjorden med sine svære sedimentavsetninger har generelt lave anomaliverdier.

Grønnsteinsbeltet over Gråkallen - Trondheim by gir en positiv anomalirygg, ca. 18 mGal, som fortsetter mot sørvest over Løkken - Rindal. Grønnsteinene nord for Selbusjøen gir også en sterk positiv anomali, ca. 20 mGal. Denne anomalien fortsetter mot sørvest langs en smal grønnsteinssone vest for Horg.

Grønnsteinene fra Undre Hovingruppen på Frosta og nord for Stjørdalshalsen og et større amfibolittkompleks sør for Levanger gir markerte positive anomalier, mens leirskifre og sandsteiner i Åsen og Stjørdal gir negative anomalier.

En bred sone i den østre del av Trondheimsdekkene som for det meste består av gneiser fra Gulagruppen og grønnsteiner fra Meråkerdekket (Sulåmogruppen), danner en kraftig bred anomalirygg med meget kraftig gradient langs østsiden. Anomaliverdiene faller her mer enn 50 mGal inn mot svenskegrensen. Intrusive gabbroer i dette området forsterker anomaliene vesentlig.

### Tyngdemodellering.

I Figur 4 vises de observerte tyngdepunktene fra havet i vest til svenskegrensa langs et profil som er vist i figur 1. Som en ser fra Fig. 2 og Figur 4 er regionalfeltet karakterisert ved en negativ gradient fra vest mot øst. Dette kan skyldes en økning i dyp av Moho langs denne retningen (Ramberg og Grønlie, 1969, Rui og Grønlie, 1975, Sindre 1977, Wolff, 1984). Det modellberegnete regionalfeltet som er vist i Fig. 5 er fremkommet ved å legge inn en Moho overflate som går fra 35 km dyp i vest til 44 km dyp i øst. (Denne kroppen fortsetter langt ut forbi hver side av profilet, og i lengderetningen, for å unngå kanteffekter). Moho dypet er justert for å få null residual anomali vest for Trondheimsfjorden/Korsfjorden, og for å få en liten positiv anomali langs svenskegrensa der en vet at tynne dekker overligger grunnfjellet (se diskusjon tidligere). Elming's (1988) modellberegninger fra svensk side støtter denne tolkning. Dette regionalfeltet er brukt i alle modellberegningene (se figurene 5-8).

I modellberegningene er de ulike bergartsenhetene hentet ut fra geologisk kart. Innenfor hver enhet er det målt ut lengde på linjestykket for hver bergart langsmed profilet. Forholdet mellom linjestykkene er satt lik arealforholdene (dette kan "røft" sjekkes visuelt på kart) som så antas å representere volumforholdene. Tetthet for hver hovedenhet er så utregnet v.hj.av mengdeforholdet mellom enkeltbergarter fremkommet på denne måten.

Hver modellkropp har et nr. Dette nr. er utlistet i tabellen på side 10, med anvedt tetthet og navn på hovedlitologi og dekkeenhet som hver kropp representerer. Det er brukt de samme navn som i introduksjonen og i legenden til fargebildet i figur 3.

I figur 5 er vist en modellberegning over Trondheim dekkekomplekset. Dette er en **maksimum dyp modell**. Dypet til bunnen av dekkene øker jevnt fra vest mot øst, og faller ned til mer en 12 km under metasedimentene (kropp nr. 7, Hovin gruppen) i de sentrale deler av Trondheimsfeltet. Dette representerer troligvis et maksimalt dyp, fordi en antar at det ikke befinner seg basiske bergarter under sedimentene. Gula-gruppen (kropp nr. 10 i figur 5 og 6), har bunn omtrent ved 5 km under havnivå. Så grunnes det noe opp østover. Kropp 12 fortsetter innover i Sverige. Bunn av kropp 12 sammenfaller også med Steinfjell-forkastningen, slik som den er tolket i et seismisk profil (se Hurich o. a., 1988).

En **minimum dyp modell** er vist i figur 7. Her befinner det seg tyngre basiske bergarter (kropp 13) under metasedimentene (7). Disse kan



representere: (1) En direkte fortsettelse av grønnsteinsenhetene i Fundsjøgruppen (kropp 8) med Størengruppes grønnsteiner (kropp 4) under metasedimentene (kropp 7). Når en ser på geologikartet er dette strukturelt fullt mulig, fordi kropp 8 (grønnsteiner) er mye mektigere syd for Stjørdal, hvor et tyngdemaksima opptrer (fig. 3). Grønnsteinene faller inn under metasedimentene nordover mot dypet.

(2) Amfibolittene ligger direkte mot grunnfjellet rundt Tømmeråsantiklinalen nord for Meråker og øst for Meråker (amfibolittene er en del av det såkalte Seve dekket, Gee, 1986). Disse amfibolittene finnes også oppå grunnfjellet på Fosen og vest for Orkdalsfjorden. Fra 1:250 000 kartene (Wolff, 1984) kan det sees at de har fortykninger og fortykninger strøklangs ("pinch and swell"). Det er derfor mulig at amfibolittene kan være stedvis mektige under Trondheimsdekket (Støren og Gula dekket), fordi amfibolittene opptrer nesten alltid inntil grunnfjellet der dette er blottlagt i de såkalte grunnfjellsvinduene i øst, og i Veststrandens gneisregion vest for Orkanger (Gulagruppen).

Grensen mellom metasedimentene i øst (kropp 12) og grønnsteinene i Meråkerdekket (10) er en kontakt med vestlig fall. Den skarpe gradienten over kropp 11 tyder på dette. Muligens er dette en forkastning som kutter eller skjærer gjennom lagdelingen innenfor kropp 12. I så fall må dette ha skjedd post-innskyvningsfasen av dekkene. Det kan derfor være en sen fase under den kaledonske fjellkjededannelse, f.eks. en såkalt ekstensjons-kollaps ("extensional collapse"), der dekkene beveger seg tilbake, motsatt retta innskyningen, som en tyngdedreven kollaps av dekkestrukturen etter at maksimal pakningshøyde var nådd under orogenesisen. Alternativt kan det være en post-kaledonsk ekstensjon langsmed en normalforkastning.

Det strukturelle bildet som fremkommer i modellene kan implisere en graben-struktur i den sentrale delen av Tronheimsdekket, med fall mot vest i øst, og fall mot øst i vest. Det erosjonsbildet som ses fra kartene i dag kan derfor delvis være styrt av post-kaledonsk tektonikk.

En negativ anomali langsmed fjordkrysningen tyder på at lette sedimenter eksisterer under havbunnen (se fig nr, 8). Kvartære sedimenter når ca 450 m tykkelse i Gulosen og 300 m i Stjørdal (Sindre, 1980, Tønnesen, 1991). I vår modell går lette sedimenter ned til 900 m under havnivå. Dette kan også inkludere eventuelle tertiære sedimenter under kvartære avsetninger, slik som Oftedal (1975) har foreslått. I så fall vil disse gå enda dypere ned enn i vår modell fordi tertiære sedimenter vil være tyngre enn kvartære sedimenter.

## TABELL OVER HOVEDENHETER OG ANVENDTE TETTHETER I MODELLBEREGNINGENE

Formasjon/dekkeenhet	Type bergart	Tetthet kg/m <sup>3</sup>
1 :Moho diskontinuiteten	Øvre mantel	3370
2 :Kvartære sedimenter under Trondheimsfjorden		2000
3 :Gula gruppen.	Biotittskifre, gneis, migmatitt	2750
4 :Støren gruppen.	Hovedsakelig grønnstein	2910
5 :Undre Hovin.	Grågrønn fyllitt og gråvakke	2740
6 :Undre Hovin.	Grønnstein	2890
7 :Undre og øvre Hovin.	Fyllitt, gråvakke, leirskifer	2740
8 :Støren-(Fundsjø)gruppen.	Grønnstein og grønnskifer	2900
9 :Gula-gruppen.	Hornblende-biotitt gneis	2860
10:Gula-gruppen.	Migmatittgneis	2890
11:Støren-(Fundsjø)gruppen.	Grønnstein og grønnskifer	2910
12:Øvre Hovin (Kjølh.gr), Leksdals-Remskl.	Vesentl.gråv.+leirsk.	2790
13:Masseoverskudd. Amfibolitt(Seve) el. Grønnst.(Støren)		2890

## DISKUSJON

1. Korrelasjon mellom tyngdemodelleringen og publisert seismikk (Hurich o.a., 1988) er god for området nordøst for Meråker. Bunnen av den kjente Steinfjellforkastningen slik den sees på publisert seismikk sammenfaller omtrent med bunn av kropp 12. Riktignok går tyngdeprofilen i øst nord for det seismiske profilet, men strøkretningen på bergarter og geologikartet indikerer lignende strukturgeologi. Seismikken lengre vest er upublisert. Vi kan derfor ikke reprodusere den her. Den er tilsynelatende av dårligere kvalitet enn øst for Meråker. Vi har imidlertid studert de seismiske seksjonene. Det er en markert reflektor med tilsynelatende fall (på dypkonvertert seksjon) ca. 45° mot vest som starter rett vest for Meråker sentrum. Denne kan følges til ca 3 sekund (to-vegs gangtid), som tilsvarer omtrent 9 km dyp, og flater muligens ut under vestre del av Gula gruppen. Reflektoren kutter tilsynelatende nær horisontale reflektorer øst for denne. Reflektoren kan altså representere en normalforkastning. Dersom den også representerer bunn av Trondheimsdekket, så støtter seismikken vår **dype modell**, representert ved fig. 5 og 6.

Det er imidlertid mulig at reflektoren, som antas å være en tektonisk grense, bare er en skyvedekkegrense i aller øverste skorpe. Den kan lengre nede skjære ned i grunnfjellet, slik at den ikke representerer en litologisk grense eller en tetthetskontrastgrense. I så fall vil seismikken og tyngdedata ikke gi noen "korrelasjon".

2. Ved å studere falltegnene på geologikartene (Wolff, 1979), så ser en at fallet internt i bergartsgruppene varierer mye. Dette skyldes flere tildels intense foldefaser (Ofstedahl, 1981, Roberts og Wolff, 1981). Falletegn på geologikartet forteller lite om fall på selve dekkegrensene. Derfor er det strukturelle bildet som fremkommer i tyngdemodellen det første kvantitative bidraget til tre dimensjonal geologi langs en travers tvers over hele Trondheim dekkekompleks. Wolff (1984) viser f. eks. bare vertikale kropper. Dessuten var det petrofysiske grunnlaget for tolkningene svakt, f.eks. var grunnfjellet gitt en tetthet på 2600, som er altfor lav. Imidlertid var totalt dyp i Wolffs modell omtrent som i vår **dyp modell**.

3. Vi forsøkte å legge inn dyp til Moho i vår tyngdemodell nøyaktig slik som det er publisert av Husebye o.a. (1990) basert på jordskjelvsdata. Dette ga ikke et regionalt tyngdefelt som passet med det observerte tyngdefeltet. Vi tolker dette til å indikere enten at Moho dypet har mere lokale variasjoner enn det som fremkommer på Husebye's kart, eller at systematiske tetthetsvariasjoner i øvre mantel bidrar til regionalfeltet, slik at "skrenter" i Moho-overflaten aleine ikke kan forklare det regionale tyngdefeltet.

## KONKLUSJON

Tyngdemodelleringen viser at tykkelsen av Trondheimsdekket øker jevnt til 3 til 4 km østover. Dypet er størst i de sentrale deler. Her er det to modeller som begge gir god tilpasning: 1. En dyp modell, større enn 12 km. 2. En grunn modell, ca. 5 km, der metasedimentene mot dypet (ved 3 km dyp) har tyngre, basiske bergarter under seg. Strukturelt er dette fullt mulig ut fra geologikartet. Mot øst grunner dypet opp øst for grønnsteinene i Meråkerdekket. Dette siste vises også klart fra seismikken. Seismiske data fra Stjørdal til Meråker tyder på at en **dyp modell** kan være den aktuelle (Hurich, foredrag ILP-møte 1989). Fallet til hovedbergartsenheter, som sammenfaller med skyvedekkegrenser, er modellert. Dette fallet viser et "strukturelt bilde" i våre modeller, som likner på en graben eller halv-graben: I øst faller

dekket slakt mot vest. En grense faller skrått inn mot større dyp. Vest for denne er kroppen flatt til svakt østover hellende. Dersom dette er riktig, så er det mulig at Trondheimsdekket ble nedforkastet under en innsynkningsfase etter at kompresjonsfasen var over. Det sentrale Trondheimsfeltet kan derfor representere et innsynkningsbasseng.

#### REFERANSER

- Dyrelius, D., 1985: A geophysical perspective of the Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.), The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas. John Wiley & Sons, Chichester, 185-194.
- Elming, S.Å., 1980: Density and magnetic properties of rocks in the Caledonides of Jämtland, Sweden. Geol. Fören. Stockh. Førh. 102, 439-453.
- Elming, S.Å., 1988: Geological modelling based on gravity data from the central parts of the Swedish Caledonides. Geologiska Föreningens i Stockholms Föreläsningar, Vol. 110, Pt.4, pp.317-327.
- Gee, D.G., 1986: Middle and upper crustal structure in the central Scandinavian Caledonides. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar, v. 108, p. 280-283.
- Gee, D.G., Gorbatshev, R. and Ramberg, H., 1983: The Scandinavian Caledonides, in Rast, N. and Delany, F.M. (eds.), Profiles of orogenic belts. Washington, D.C., American Geophysical Union, p. 45-51.
- Gee, D.G., Guezou, J.C., Roberts, D. and Wolff, F.C., 1985: The central-southern part of the Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.), The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas. John Wiley & Sons, Chichester, 109-133.
- Gellein, J., 1988: Gravimetrisk Bouguer-anomalikart, Finnmark. NGU Rapport 88.187.
- Hesselstrøm, B., 1987: Gamma 86, User's manual. SGU report, 27, 17 pp.
- Hurich, C.A., Palm, H., Dyrelius, D., Kristoffersen, Y., Wolff, F.C. and Roberts, D., 1988: Activation of Precambrian basement in Scandinavian Caledonides. Views from seismic reflection data. Nor. geol. unders., Special publication NO. 3. p. 66-69.
- Kinck, J.J., Husebye, E.S. and Larsson, F.R., 1991: The Moho Depth Distribution in Fennoscandia and the Regional Tectonic Evolution from Archean to Permian Times. Manus.

- Oftedahl, C., 1975: Middle jurassic graben tectonics in mid-Norway. Proceedings of the Jurassic northern North Sea Symposium. Norwegian Petroleum Society, INSS 21, 1-13.
- Oftedahl, C., 1980: Geology of Norway. Nor. geol. unders. Nr.356. p. 3-114.
- Ramberg, I.B. and Grønlie, G., 1969: A crustal section across the Caledonian mountain belt (Norway) based on gravity data. Bull. Geof. Teor. Appl. 11, 219-225.
- Roberts, D. and Wolff, F.C., 1981: Tectonostratigraphic development of the Trondheim region Caledonides, Central Norway. J. Struc. Geol. 3, 487-494.
- Rui, I. and Grønlie, G., 1975: A comment on a gravity interpretation of the Horg area in the Trondheim region, Norwegian Caledonides. Nor. Geol. Tidsskr. 55, 303-308.
- Sindre, A., 1977: Geofysiske undersøkelser innen kartbladet Smøla. Nor. geol. undersøkelse. Skrifter 330, 25-32.
- Sindre, A., 1980: Seismiske målinger 1972-1979 i Gauldalen. NGU Rapport 1641.
- Skilbrei, J.R., 1988a: Magnetic and gravimetric interpretation of the structure of the upper crust across the Trøndelag Region of Central Norway. Abstract 18. Nordiske Geol. Vintermøte, 12.-14. jan. 1988, 375-376.
- Skilbrei, J.R., 1988b: Gravimetrisk Bougueranoamlkart for Trøndelag (M 1:500 000) og området fra 62° N til 67° N (M 1:1 mill.), med vurdering av metoder for regional-residual separasjon og kvalitativ tolkning av residualkart. NGU Rapport 88.003.
- Skilbrei, J.R., 1989: Petrofysiske undersøkelser, Midt-Norge. NGU Rapport 89.164 (konfidensiell).
- Tønnesen, J.F., 1991a: Gravimetri for kartlegging av løsmassemektheter i Gaulosen. NGU Rapport 91.211.
- Tønnesen, J.F., 1991b: Gravimetri for kartlegging av løsmassemektheter i Stjørdal. NGU Rapport 91.224.
- Wolff, F.C., 1979: Beskrivelse til de bergrunngelogeiske kart Trondheim og Østersund 1:250,000. Norges geologiske undersøkelse 273, 43-48.
- Wolff, F.C., 1984: Regional geophysics of the Central Norwegian Caledonides. Nor. geol. unders. Bull 397, 1-27.
- Åm, K., Oftedahl, C. and Sindre, A., 1973: Interpretation of Gravity data from the Horg Syncline of the Trondheim Region Caledonides. Nor. geol. unders. Bull 13, 27-39.

## FIGURTEKSTER

FIG. 1: Kart som viser dekkebygningen innen studieområdet. 1) Devon. 2) Størendekket. 3) Guladekket. 2+3) Trondheimsdekket. 4) Levanger-Øyfjell-dekkeenheten. 5) Skjøtingen-Essandsjødekket. 6) Leksdal-Remsklepp-enheten. 7) Grunnfjell. Etter Wolff (1979). Tyngdeprofilen som krysser de kaledonske dekkene er inntegnet.

FIG. 2: Bouguer Anomalikart. Koteavstand 2 mGal. Tyngdeprofilen er inntegnet.

FIG. 3: Geologikart i farger med Bouguer tyngdekoter oppå. Koteavstand 4 mGal. Anomaliverdier fremgår av fig 2. Lokalisering av tyngdeprofilen avmerket. Fargebildet er nedfotografert fra 1:250 000 kartbladene Trondheim og Østersund (Wolff 1979).

FIG. 4: Tyngdeobservasjonene fra havet i vest (til venstre på figuren) til svenskegrensa i øst er vist med krosser. Variasjon i dyp til moho gir regionalfeltet (helstrukken strek). Dette regionalfeltet er brukt i de påfølgende figurer.

FIG. 5: Tyngdemodeller tvers over Trondheimsfeltet. Anvendte tettheter og nr. på modellkroppene er de samme i hver modell. Tetthet for hver nummerert modellkropp er vist i tabell (side 10), sammen med navn på tektonisk enhet og bergartsnavn.

FIG. 6: "Maksimum dyp modell". Viser dypest mulig modell med anvendte tettheter gitt i tabellen (side 10). Her er bunnen av dekkene (metasedimenter tilhørende Hovin gruppen) i Stjørdalsområdet nede på 14 km.

FIG. 7: Alternativ "minimum dyp modell". Tyngre masser (Størengruppens grønnsteiner eller Seve dekket's amfibolitter) ligger tektonostratigrafisk under metasedimentene i Hovin gruppen. Her er hele Trondheimsdekket representert ved en grunnere og relativt flatbunnet modell.

FIG. 8: Tyngdeminimum på tvers av Korsfjorden er modellert ved hjelp av lette sedimenter (Kvartære + evt. Tertiære) under sjøbunnen.

TRONDHEIM OG ØSTERSUND

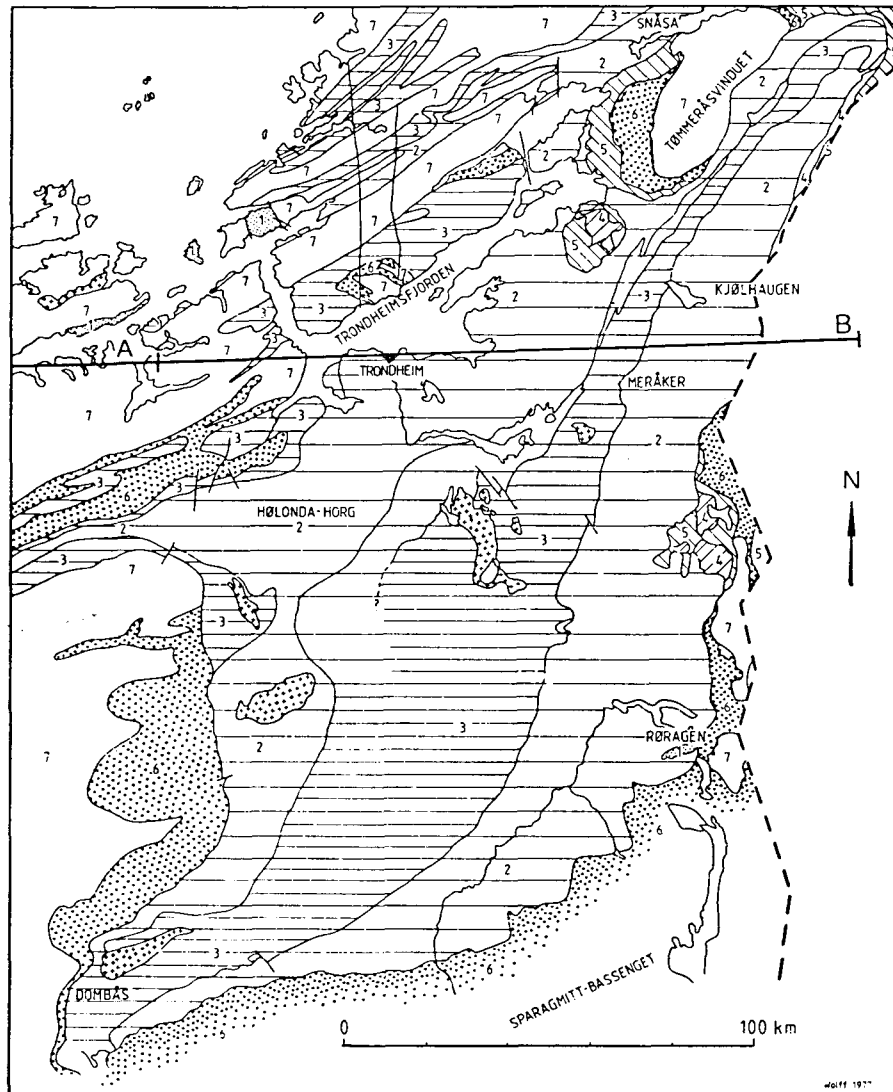
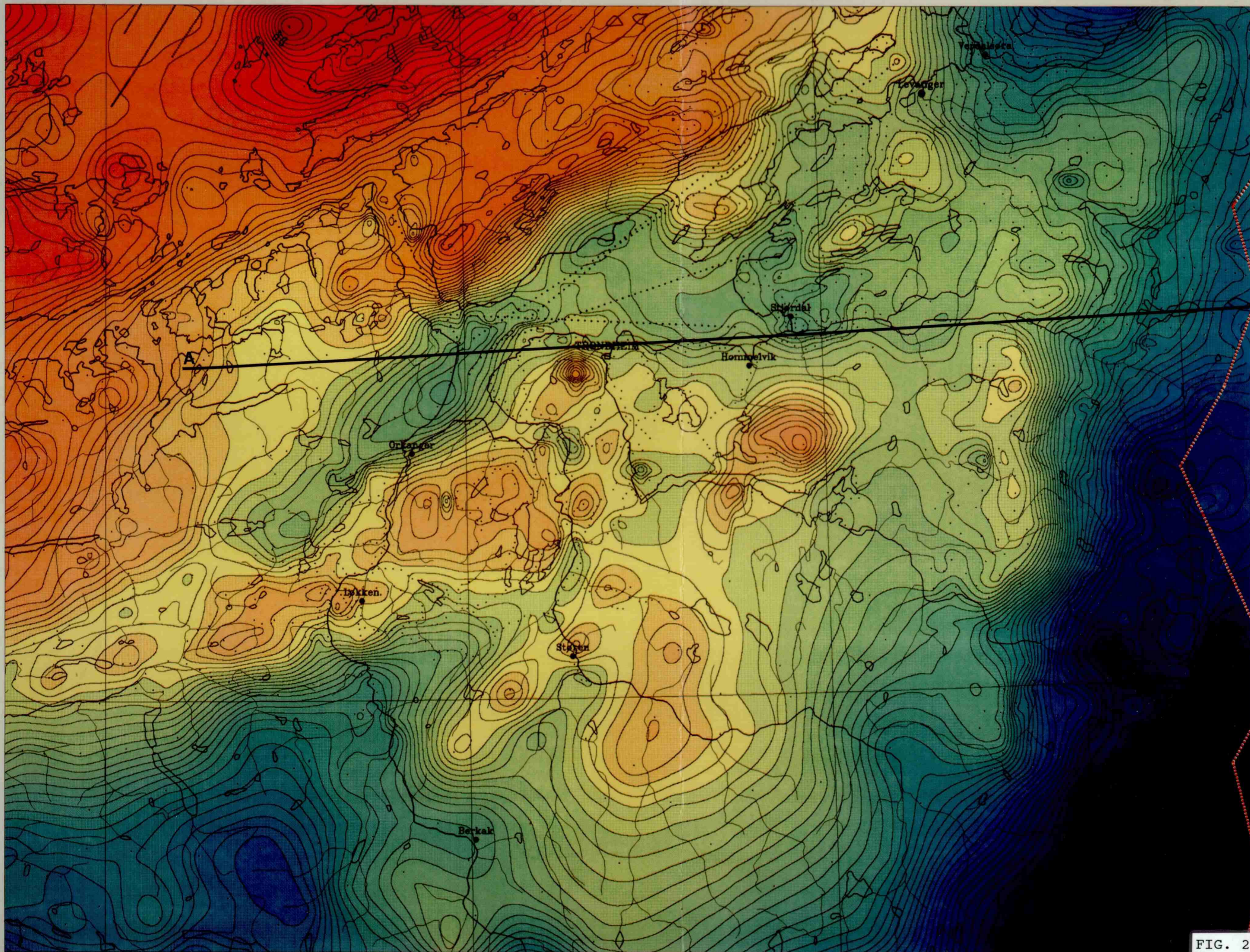


Fig. 1

FIG. 1: Kart som viser dekkebygningen innen studieområdet. 1) Devon. 2) Størendekket. 3) Guladekket. 2+3) Trondheimsdekket. 4) Levanger-Øyffjell-dekkeenheten. 5) Skjøtingen-Essandsjødekket. 6) Leksdal-Remsklepp-enheten. 7) Grunnfjell. Etter Wolff (1979). Tyngdeprofilen som krysser de kaledonske dekkene er inntegnet.





TYNGDEANOMALIKART  
 TERRENGKORRIGERTE  
 BOUGUERANOMALIER  
 TRONDHEIM

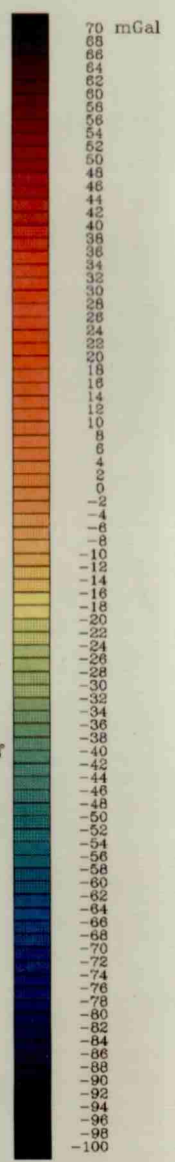
=====

1500 X 1500 M grid  
 I.G.S.N.71 SYSTEM  
 \*\*\*\*\*



Målinger og prosessering NGU, SK

Kartproduksjon J. Gellein



UTM-SONE 32

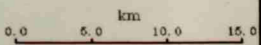
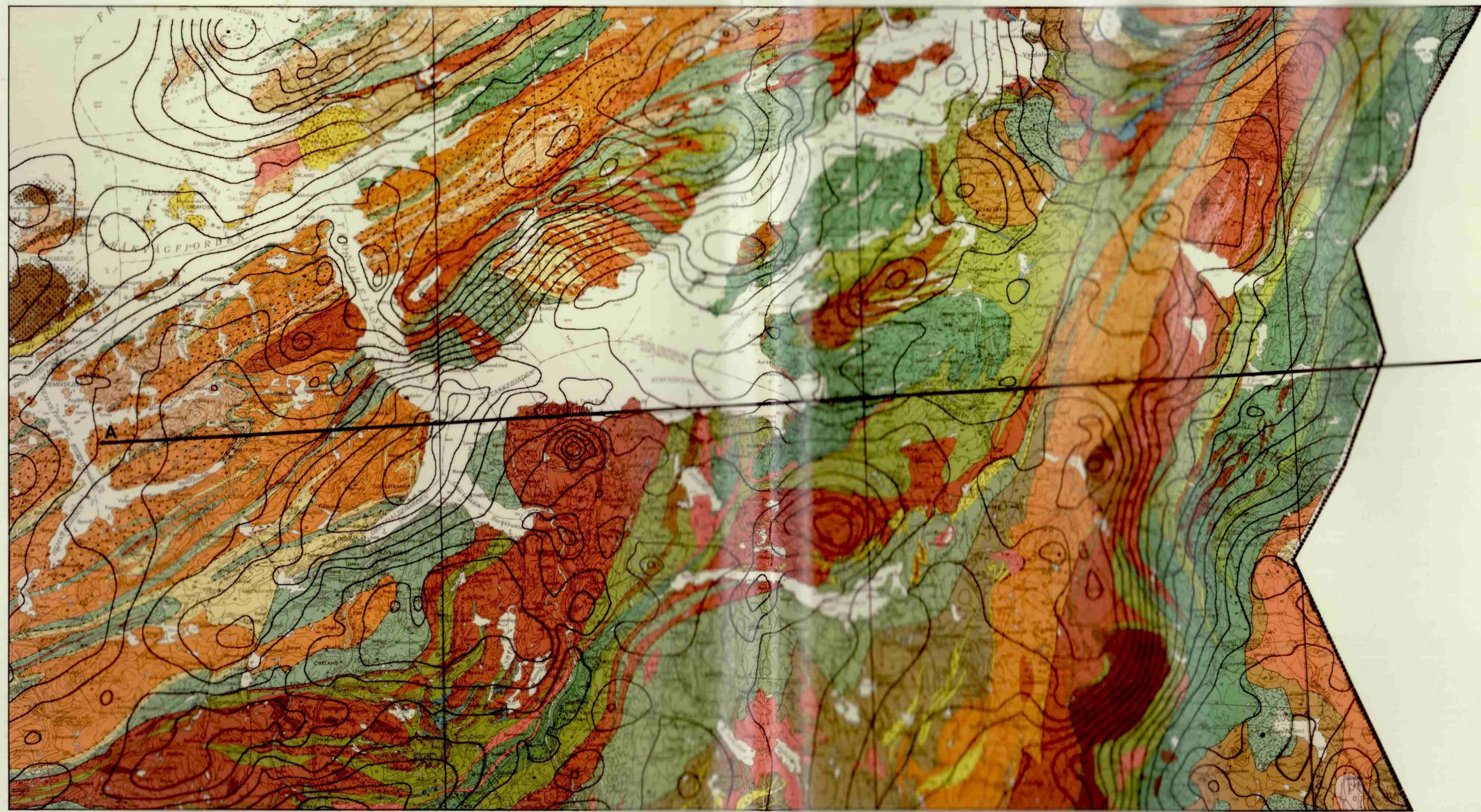


FIG. 2



# TRONDHEIM ØSTERSUND



**Tegnforklaring**

**Fosengruppen (Ludlow - mellomdevonsk alder)**

1 Konglomerater

2 Arkose

**Intrusive bergarter (kaledonske)**

3 Granitt

4 Kvartsrik kvartsdioritt (trondhemitt)

5 Albittgranitt (forgneiset)

6 Hornblendegabbro

7 Metadioritt

8 Dioritt

**Alloktone (skjevne) bergarter i Trondheimsdekket**

**Trondheim supergruppe (senprekambrisk - silurisk alder)**

**Hørggruppen<sup>1</sup> eller Slågånggruppen<sup>2</sup> (under-silurisk alder)**

9 Grå til svart fyllitt

10 Grå metasiltstein med lag av fyllitt

11 Kvartsittkonglomerat

**Øvre Hovinggruppen<sup>1</sup> eller Kjelhauggruppen<sup>2</sup> (over-ordovicisk alder)**

12 Konglomerater, monomikte og polymikte

13 Grågrønn leirsifer med lag av metagråvake/ forgneiset

14 Gråvake-sandstein med lag av leirsifer

15 Polymikt konglomerat

**Undre Hovinggruppen<sup>1</sup> eller Bulamgruppen<sup>2</sup> (under-ordovicisk alder)**

16 Rhyolituff

17 Grågrønn fyllitt og gråvake, til dels med serisitt

18 Polymikt konglomerat

19 Grønnstein og gneis

20 Grå kalkspattholdig sandstein

21 Kalkstein

22 Grå og svart fyllitt og leiritt, til dels grafittholdig

23 Mørke kvartitt

24 Grønnstein og svart konglomerat

**Weninggruppen<sup>1</sup> eller Fosengruppen<sup>2</sup> (franske underordovicisk alder)**

25 Serisitt

26 Serisitt med lag av serisitt

27 Serisitt og gneis med lag av hornblendebro

28 Serisitt med serisittkonglomerat

29 Serisitt

30 Serisitt

31 Serisitt med hornblendebro

32 Serisitt med hornblendebro

33 Serisitt med hornblendebro

34 Serisitt med hornblendebro

35 Serisitt med hornblendebro

**Andre alloktone bergarter (antatt senprekambrisk - silurisk alder)**

36 Garbenskifer

37 Serpentinitt, klieberstein

38 Amfibolitter med lag av glimmerskifer

39 Meta-arkose og kvartsgneis

40 Kalkspattholdig metasandstein (finkornet)

41 Blastomyonitt

42 Øyegneis

**Grunnfjell (prekambrisk alder)**

43 Metagabbro

44 Metadioritt

45 Metadiabas og doleritt

46 Metasedimenter (kalkstein, kvartitt og glimmerskifer)

47 Granittporfy eller leptitt

48 Granittisk gneis og migmatitt



FIG. 4

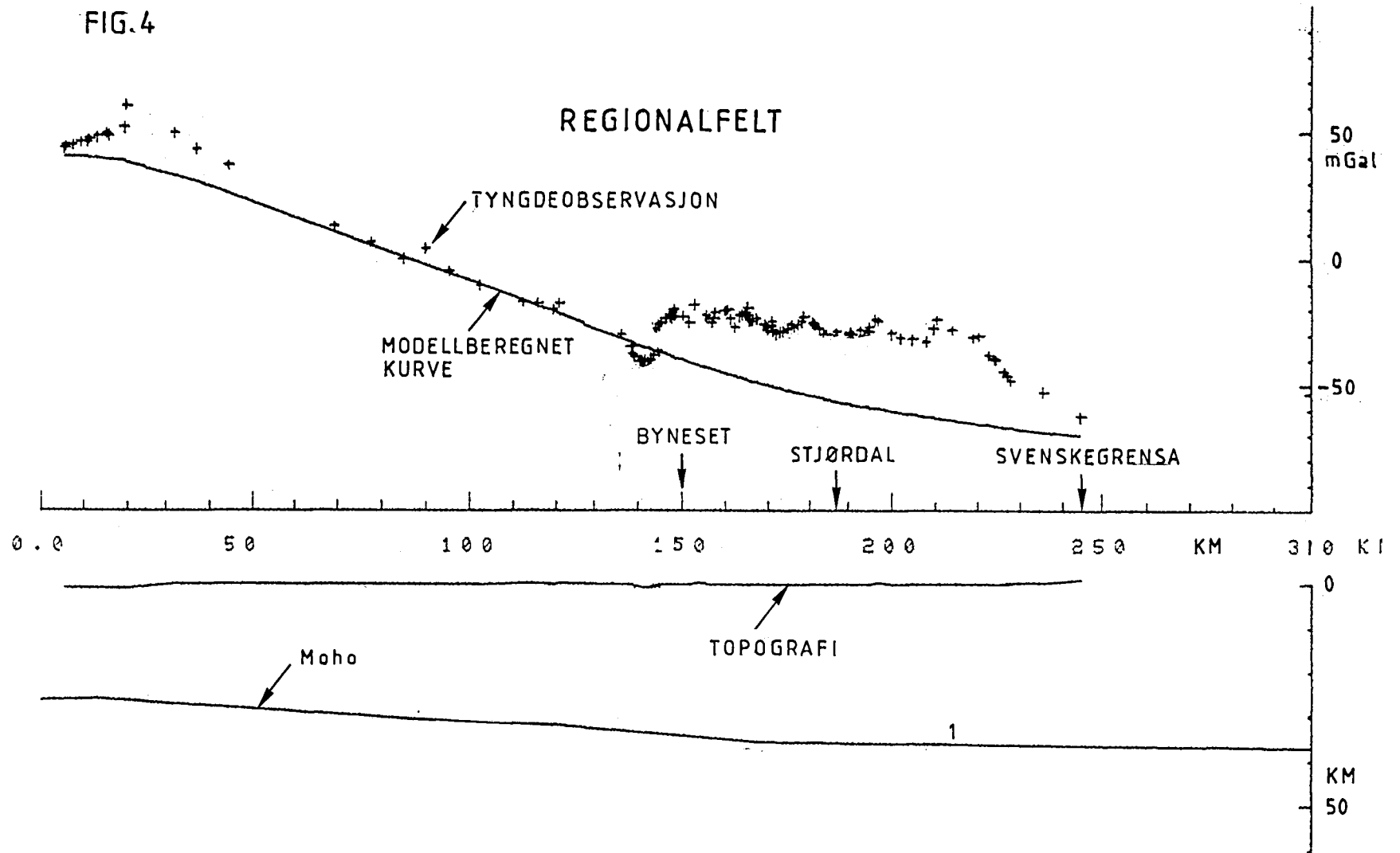


FIG. 4: Tyngdeobservasjonene fra havet i vest (til venstre på figuren) til svenskegrensa i øst er vist med krosser. Variasjon i dyp til moho gir regionalfeltet (helstrukken strek). Dette regionalfeltet er brukt i de påfølgende figurer.

FIG.5

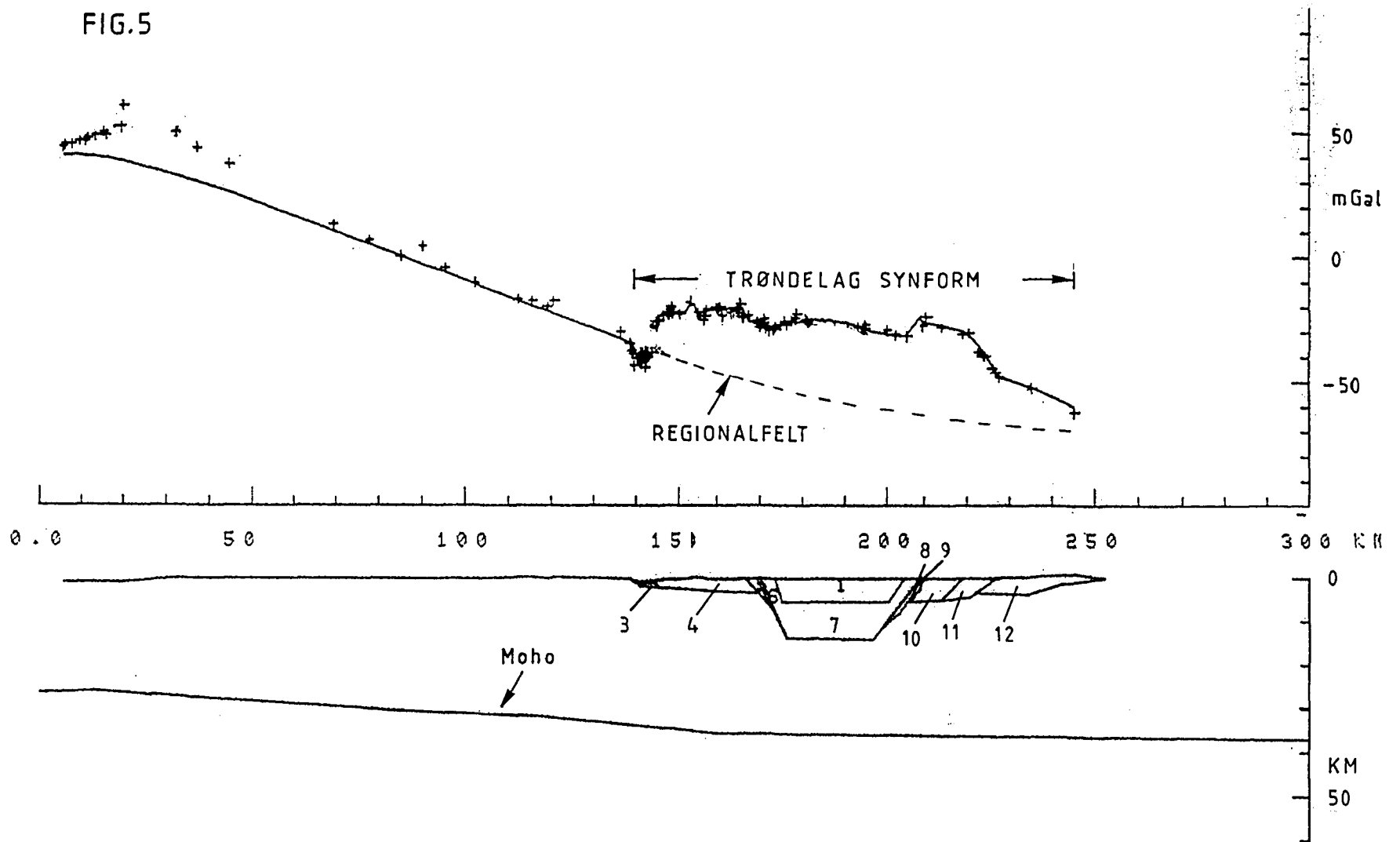


FIG. 5: Tyngdemodeller tvers over Trondheimsfeltet. Anvendte tettheter og nr. på modellkroppene er de samme i hver modell. Tetthet for hver nummerert modellkropp er vist i tabell (side 10), sammen med navn på tektonisk enhet og bergartsnavn.

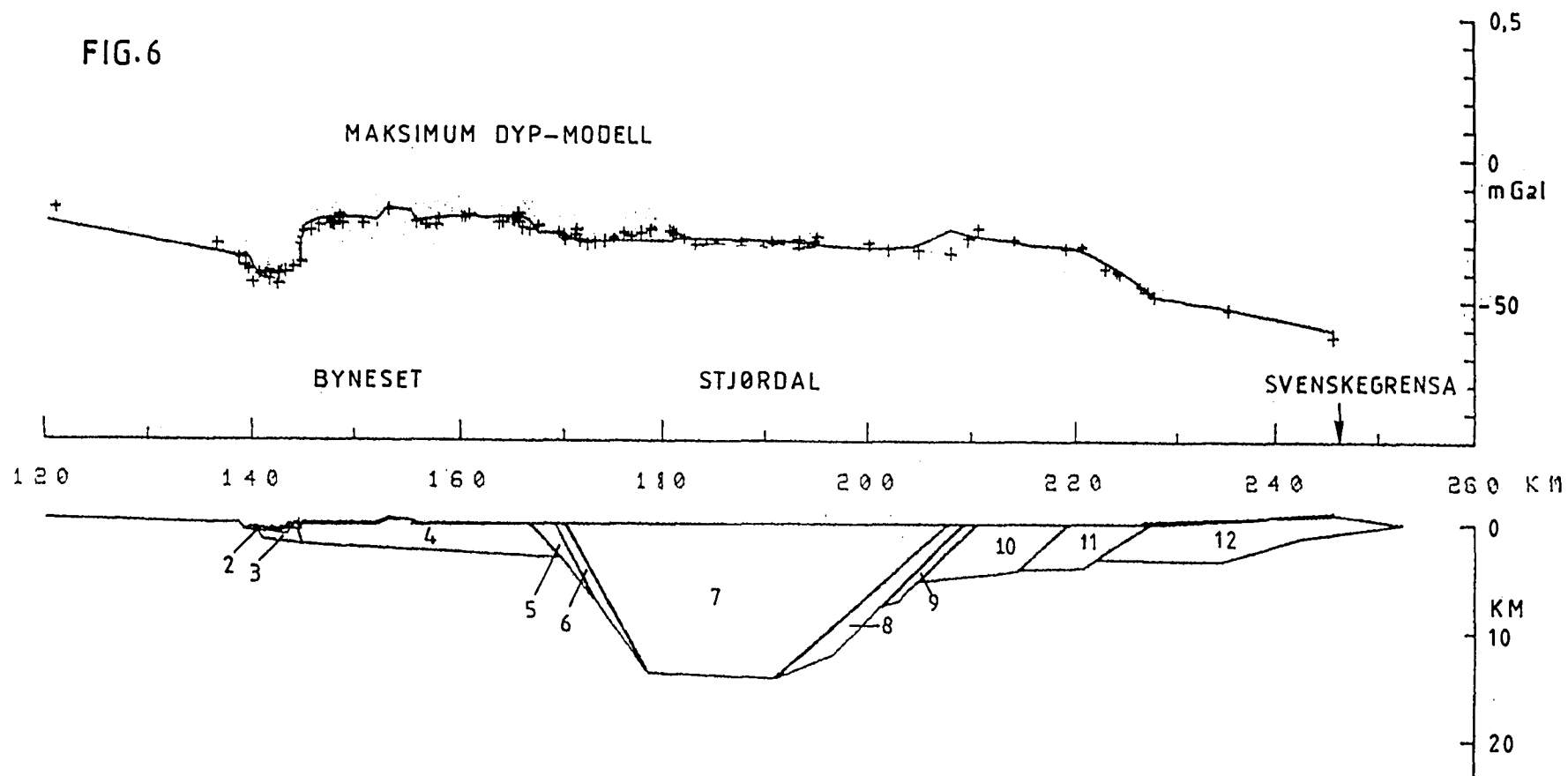


FIG. 6: "Maksimum dyp modell". Viser dypest mulig modell med anvendte tettheter gitt i tabellen (side 10). Her er bunnen av dekkene (metasedimenter tilhørende Hovin gruppen) i Stjørdalsområdet nede på 14 km.

FIG. 7

MINIMUM DYP-MODELL

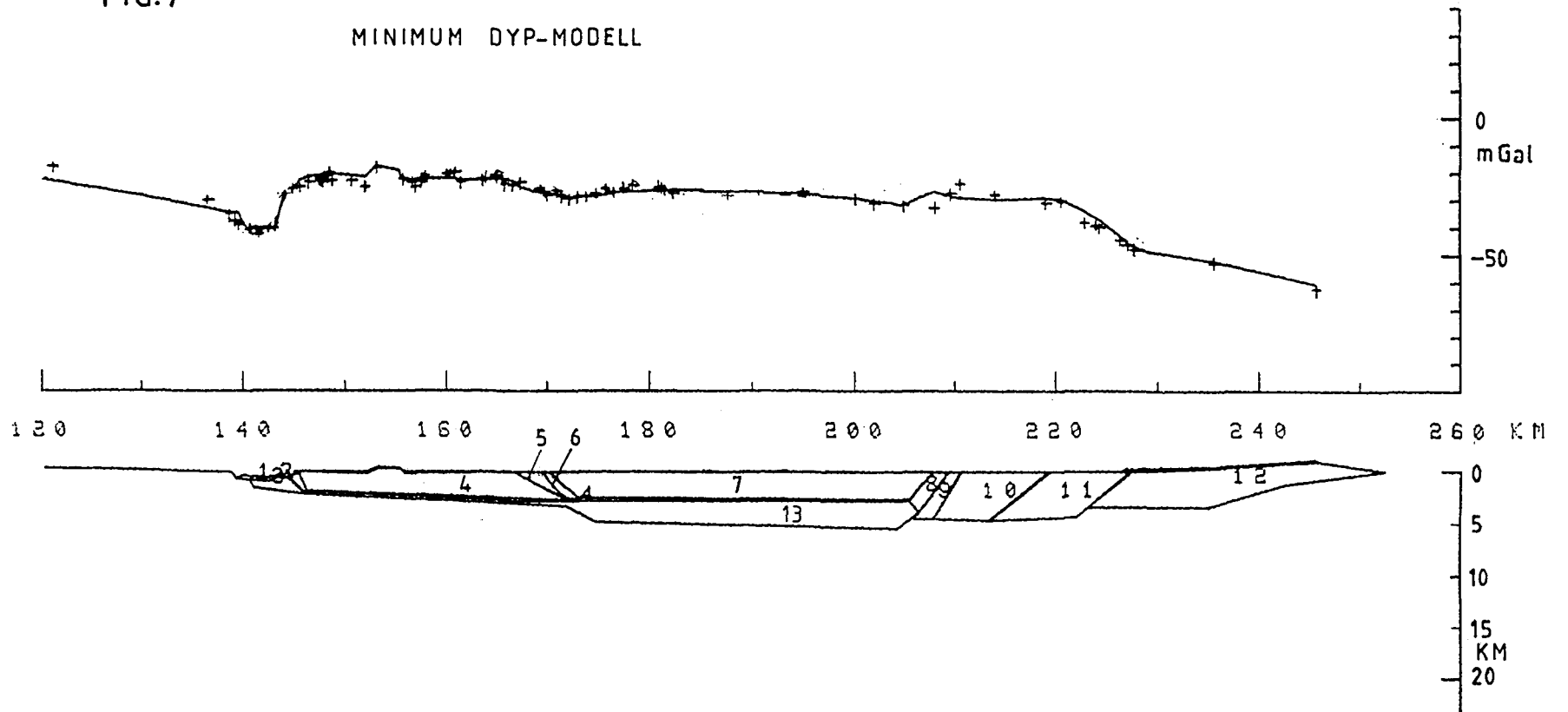


FIG. 7: Alternativ "minimum dyp modell". Tyngre masser (Størengruppens grønnsteiner eller Seve dekket's amfibolitter) ligger tektonostratigrafisk under metasedimentene i Hovin gruppen. Her er hele Trondheimsdekket representert ved en grunnere og relativt flatbunnet modell.

FIG. 8

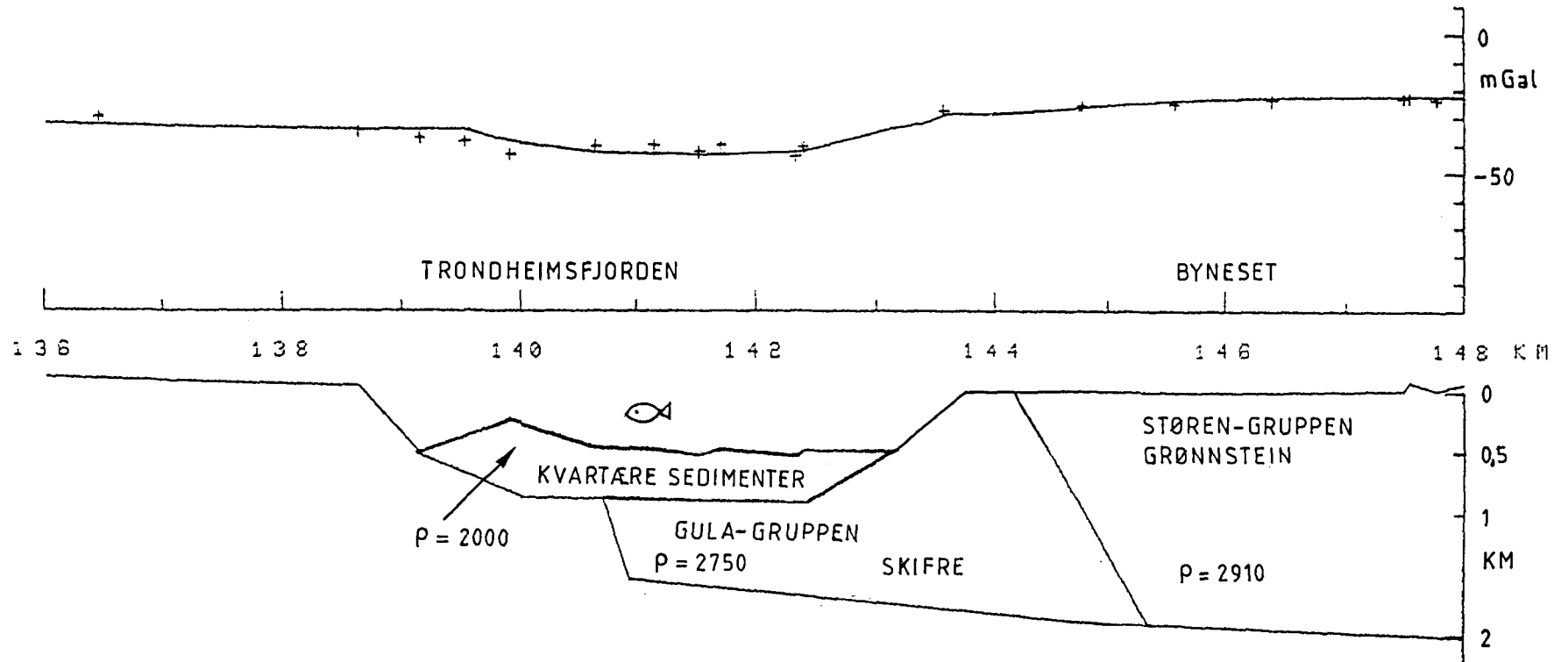


FIG: 8: Tyngdeminimum på tvers av Korsfjorden er modellert ved hjelp av lette sedimenter (Kvartære + evt. Tertiære) under sjøbunnen.