

UNDERSØKELSE AV
STATENS BERGRETTHETER
1979

NGU-rapport nr. 1750/33D

Tyngdemålinger over
FERAGEN ULTRAMAFITTMASSIV
RØROS, SØR-TRØNDELAG

1981



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eiriksons vei 39 Postboks 3006
Tlf. (075) 15 860 7001 Trondheim

Postgironr. 5 16 82 32
Bankgironr. 0633.05.70014

Rapport nr. 1750/33D	Åpen/ Forretnings	
Tittel: Tyngdemålinger over Feragen ultramafittmassiv		
Oppdragsgiver: USB	Forfatter: Atle Sindre	
Forekomstens navn og koordinater: Feragen PQ 440 390	Kommune: Røros	
Fylke: Sør-Trøndelag	Kartbladnr. og -navn (1:50000): 1720 II Brekken	
Utført: Feltarbeid oktober 1979 Rapport mai 1981	Sidetall: 6 Tekstbilag: 1 Kartbilag: 2	
Prosjektnummer og -navn: 1750 - Undersøkelse av statens bergrettigheter 1979		
Prosjektleder: Ingvar Lindahl		
Sammendrag: Det ble utført tyngdemålinger over ultramafittmassivet ved Feragen for å prøve å finne mektigheten på de kromittførende bergartene. 72 observasjoner ble tatt. Modellberegninger viser at en sannsynlig gjennomsnittlig tykkelse på peridotitten er ca. 300 m.		
Nøkkelord	Geofysikk	Kromitt
	Gravimetri	
	Ultramafitt	

Norges geologiske undersøkelse

Biblioteket

Ved referanse til rapporten oppgis forfatter, tittel og rapportnr.

<u>INNHOOLD:</u>	<u>Side:</u>
INNLEDNING	4
UTFØRELSE	4
EGENVEKTER	5
TOLKNING	5

Tekstbilag:

Bilag 1 : Kort beskrivelse av gravimetri

Kartbilag:

1750/33D-01: Egenvekter - Anomalikart

1750/33D-02: Modellberegninger

INNLEDNING

Geofysisk avdeling, NGU fikk i oppdrag av USB å utføre tyngdemålinger på ultramafittmassivet ved Feragen, Røros. Hensikten med målingene var å prøve å bestemme massivets tykkelse. Enkelte deler av massivet er kromittførende, og en bestemmelse av mektigheten ville ha betydning for vurderingen av et mulig malmpotensial. Tyngdemålingene var et ledd i en større undersøkelse i området. Det henvises til NGU Rapport nr. 1750/33E av statsgeologene Are Korneliussen og Lars Petter Nilsson.

UTFØRELSE

Målingene ble utført med Worden gravimeter, Master nr. 780. For å slippe nivellering ble målepunktene lagt til trigonometriske punkter, topper og vatn med kjente høyder. Det ble i alt tatt 72 observasjoner.

Målingene ble korrigert for instrumentdrift, høyde, breddegrad og topografisk effekt. I høydekorreksjonen ble brukt egenvekten 2.67 g/cm^3 . Det Bougueranomalikartet en da kom fram til, vises på figur B i Tegn.nr. 1750/33D-01. Både korreksjonsarbeidet og de senere modellberegningene ble utført på NGU's EDB-anlegg.

Et regionalt tyngdekart ble tegnet opp ut fra NGO's målinger (Tyngdeanomalikart, Blad Røros) uten å ta hensyn til deres observasjoner innenfor ultramafittmassivet. Dette kartet vises i figur C. Det regionale feltet ble trukket fra våre Bougueranomaliverdier, og en kom fram til det gravimetriske residualkartet i figur D. Anomaliene som kommer fram på dette kartet kan en regne med skyldes i det vesentligste variasjoner i egenvektene for de lokale bergartene. Det er anomaliene på figur D som er grunnlag for de videre beregninger.

EGENVEKTER

Egenvekten ble målt på et stort antall steinprøver fra hele området. Fordelingen av egenvektene innenfor den mer eller mindre serpentiniserte peridotitten er vurdert av statsgeolog Lars Petter Nilsson, og de gjennomsnittlige egenvektene innenfor de ulike bergartene blir vist i figur A.

TOLKNING

Tolkningen er gjort langs de to profilene I og II i figur D. Modellene som ble brukt består av en sammenstilling av horisontale prizmer med rektangulært tverrsnitt og ulike egenvekter. Ved å forandre på dimensjonene kom en til slutt fram til en modell som er mulig ut fra det en vet om geologien, og som gir en anomalikurve som likner den målte kurven.

Det er to forhold som har betydning for beregningene, egenvekten og målt anomali. På residualkartet, fig. D, buler kotene øst for Gjeitsjøen ut litt for langt østover i forhold til de bergartene vi er interessert i. Dette kan skyldes at det regionalfeltet en har korrigert for ikke har vært helt riktig. I tolkningen har en brukt -2 mGal som 0-anomalinivå.

Av figur A framgår det at skiferen og gabbroen i sørvest har samme egenvekt. I modellene er bergarter med samme egenvekt slått sammen i en blokk (prisme). Peridotitten som er mer eller mindre gått over til lettere serpentin i kantene, er til dels delt opp i modellen. Det er vanskelig å få samsvar mellom målt og beregnet anomalikurve om en plasserer en lett serpentin mellom peridotitten og gabbroen i vest. I modellen har en derfor latt peridotitten grense helt inn til gabbroen.

En har forenklet arbeidet ved å la egenvektene være de samme helt ned til et skyveplan for profil I. For profil II har en latt den tunge gabbroen fortsette inn under skifrene i den vestlige delen av profilet. For å få stor nok anomali her må skifrene gå svært dypt hvis en ikke har gabbro under.

Grunnfjellets egenvekt har en regnet med er ens overalt. "Skyveplansbergartene" har en regnet med er jevntykket og horisontale og er ikke tatt med i beregningene.

I Tegn. nr. 1750/33D-02 vises de modellene en har kommet fram til som gir bra samsvar mellom målt og beregnet anomali. Tegningen viser også en mer avrundet opptegning hvor topografien er lagt inn langs de to profilene. I profil II går kurven for beregnet anomali bratt ned mot venstre. Dette skyldes kun at modellen slutter her.

Modellene som vises på tegningen er trolig sterkt forenklet i forhold til den virkelige geologien. Men en kan gå ut fra at beregningene viser hvilken størrelsesorden en har når det gjelder mektighet på bergartene med de ulike egenvektene. Mektigheten på peridotitt ser ut til å være gjennomsnittlig ca. 300 m.

Trondheim 22. mai 1981.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
Geofysisk avdeling



Atle Sindre
førstegeofysiker

KORT BESKRIVELSE AV GRAVIMETRI

Tyngdekraften er et naturfenomen som alle mennesker er fortrolig med, men tyngdeloven ble ikke formulert før i 1687 av Isaac Newton. Newtons lov er enkel, $K=G \cdot \frac{M \cdot m}{R^2}$, eller med ord: To legemer trekker på hverandre med en kraft (K) som er proporsjonal med legemenes masser (M og m) og omvendt proporsjonal med kvadratet på avstanden mellom dem (R^2). G i formelen er en konstant.

Størstedelen av den tyngdekraft en merker på jordoverflaten skyldes jordens enorme masse som kan tenkes konsentrert i jordens midtpunkt. Denne masse virker på mindre masser (gjenstander, mennesker osv.).

Hvis jorden ikke roterte og var fullstendig kuleformet og homogen, ville en ha samme tyngdekraft over alt på jordoverflaten. Dette er ikke tilfelle, flattrykningen ved polene gjør at en der er 21 km nærmere jordens tyngdepunkt enn ved ekvator, og sammen med sentrifugalkraften gjør dette at en har større tyngdekraft på polene enn ved ekvator.

Hvis en måler tyngdekraften over en lett bergart, vil en få mindre tyngde enn normalt for breddegraden fordi en da har mindre masse like under observasjonspunktet. Over en malmforekomst eller bergart med stor egenvekt vil en observere større tyngde enn normalt.

I første omgang fikk gravimetrien stor betydning for utrekning av jordens form og jordskorpens sammensetning i grove trekk. Til nøyaktig måling av tyngdekraften, eller det en egentlig er ute etter, tyngdens akselerasjon g, bruker en pendelmålinger. Dette er tidkrevende og innviklede målinger, hvor svingetiden for en pendel brukes til å bestemme absoluttverdien av g.

Beskrivelse av gravimetri - side 2

Det var først da en utviklet de moderne instrumentene som hurtig måler relative verdier eller tyngdeforskjeller, at gravimetrien også fikk stor anvendelse innen malmløting og for berekning av mindre geologiske strukturer.

NGU har et Worden gravimeter og et LaCoste & Romberg gravimeter. I grove trekk er slike instrumenter fjærvekter. På et sted med stor g blir massen i fjæra dratt lenger ned enn på et sted med mindre g . Forlengelsen av fjæra er da et mål for g på stedet. For at temperatursvigninger ikke skal influere på målingene, er instrumentene bygget inne i termos-"flasker". De nyeste instrumentene har dessuten batteri og termostat for å oppnå konstant temperatur.

Enheten Gal (cm/sek^2) blir brukt når det gjelder tyngde, men i gravimetrien benyttes mest milliGal. På våre breddegrader er g normalt ca. $9.81 \text{ m/sek}^2 = 981 \text{ Gal} = 981\ 000$ milliGal.

På Worden gravimetret kan en lese av tyngdevariasjoner på 0.01 milliGal, på LaCoste & Romberg gravimetret 0.001 milliGal.

Instrumentene er små og lette, og en mann kan utføre målingene alene, hver observasjon tar bare et par minutter. På grunn av drift i instrumentene og daglige variasjoner i tyngden forårsaket av sol og måne, må en flere ganger om dagen tilbake til et fast punkt og ta ny observasjon for å få en "driftskurve".

Når de innsamlede tyngdemålingene skal bearbeides, må en innføre en hel del korreksjoner, slik at de anomaliene en får fram kun skyldes forhold nede i grunnen.

Beskrivelse av gravimetri - side 3

Fordi avstanden til jordens massemidtpunkt spiller så stor rolle, (en høydeforskjell på 5 cm vil utgjøre 0.01 milliGal), må en ha høyden på alle målepunktene, og alle observasjonene må reduseres til ett nivå. Ved undersøkelser av mindre strukturer eller malmforekomster må punktene nivelleres, mens en ved større regionale undersøkelser ikke trenger den samme nøyaktighet og kan velge målepunkter med kjent høyde direkte fra kart.

Breddegradskorreksjon, driftskorreksjon og høydekorreksjon er enkelt og raskt å gjøre, men i et land som Norge vil også topografien ha stor innflytelse på målingene. Hvis det er et fjell eller en knaus i nærheten av et observasjonspunkt, vil fjellets masse virke på instrumentene. Massen som ligger høyere enn instrumentene vil virke med en kraft oppover, og en får for lav verdi. En dal vil ha samme virkning da der mangler en masse som skulle ha virket nedover.

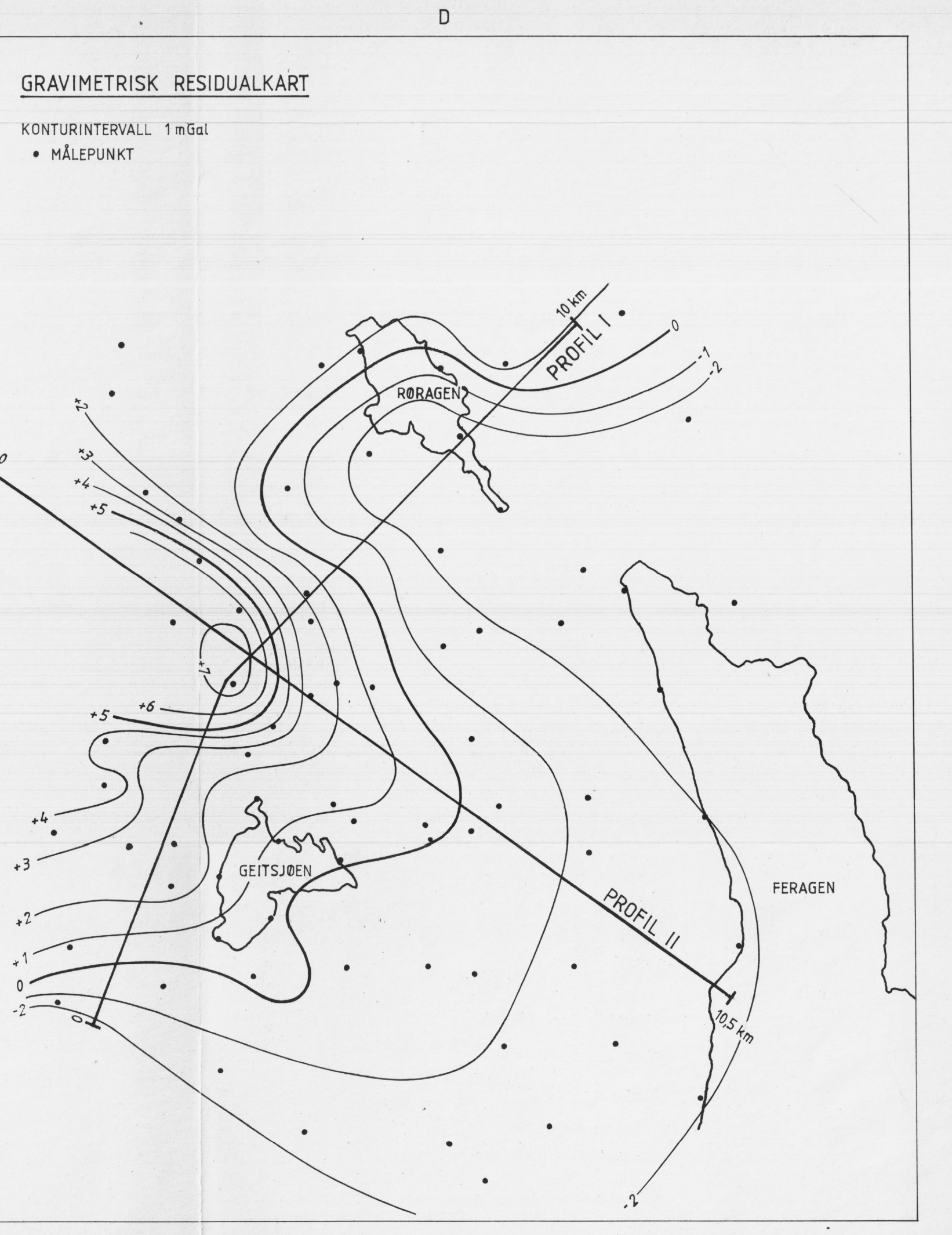
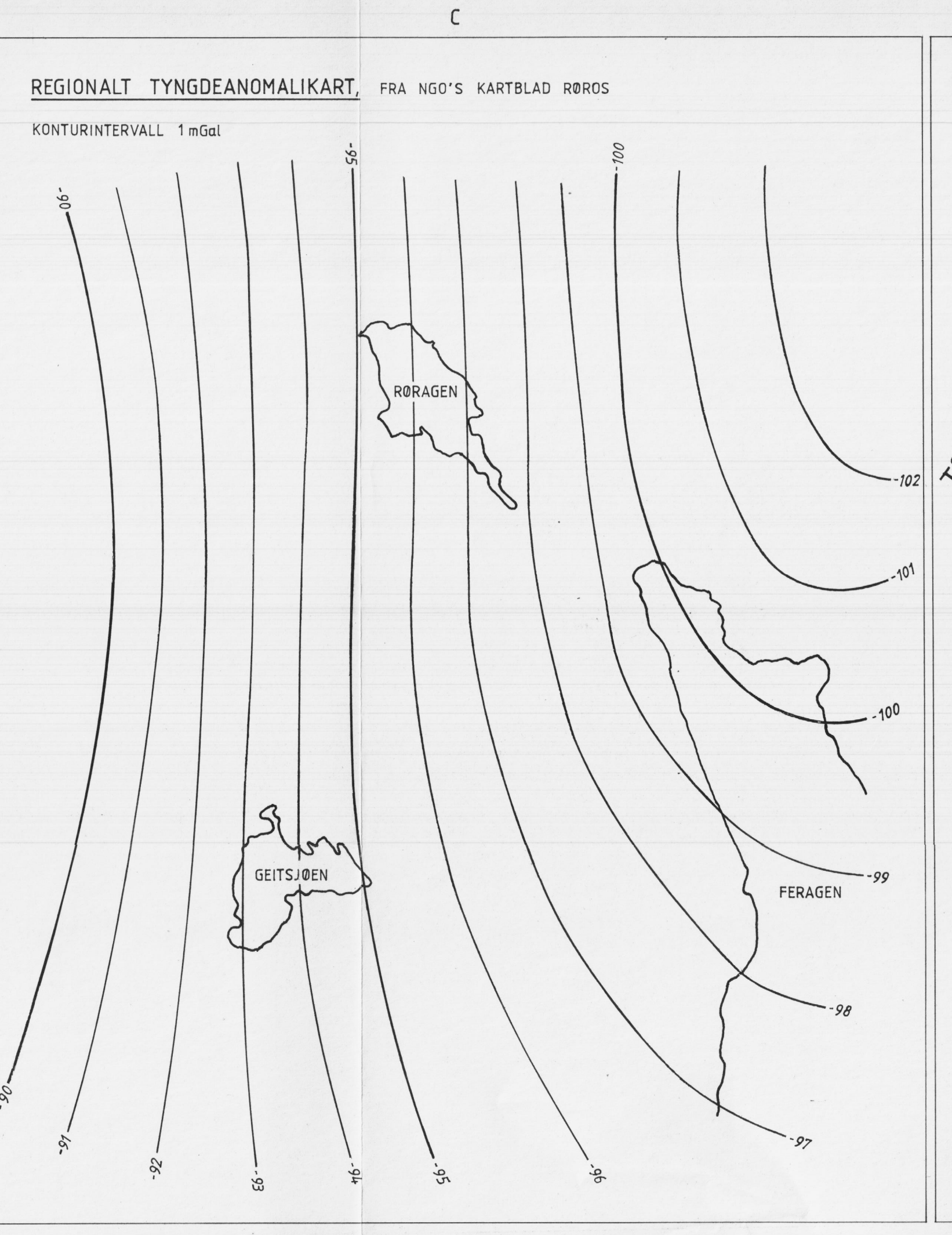
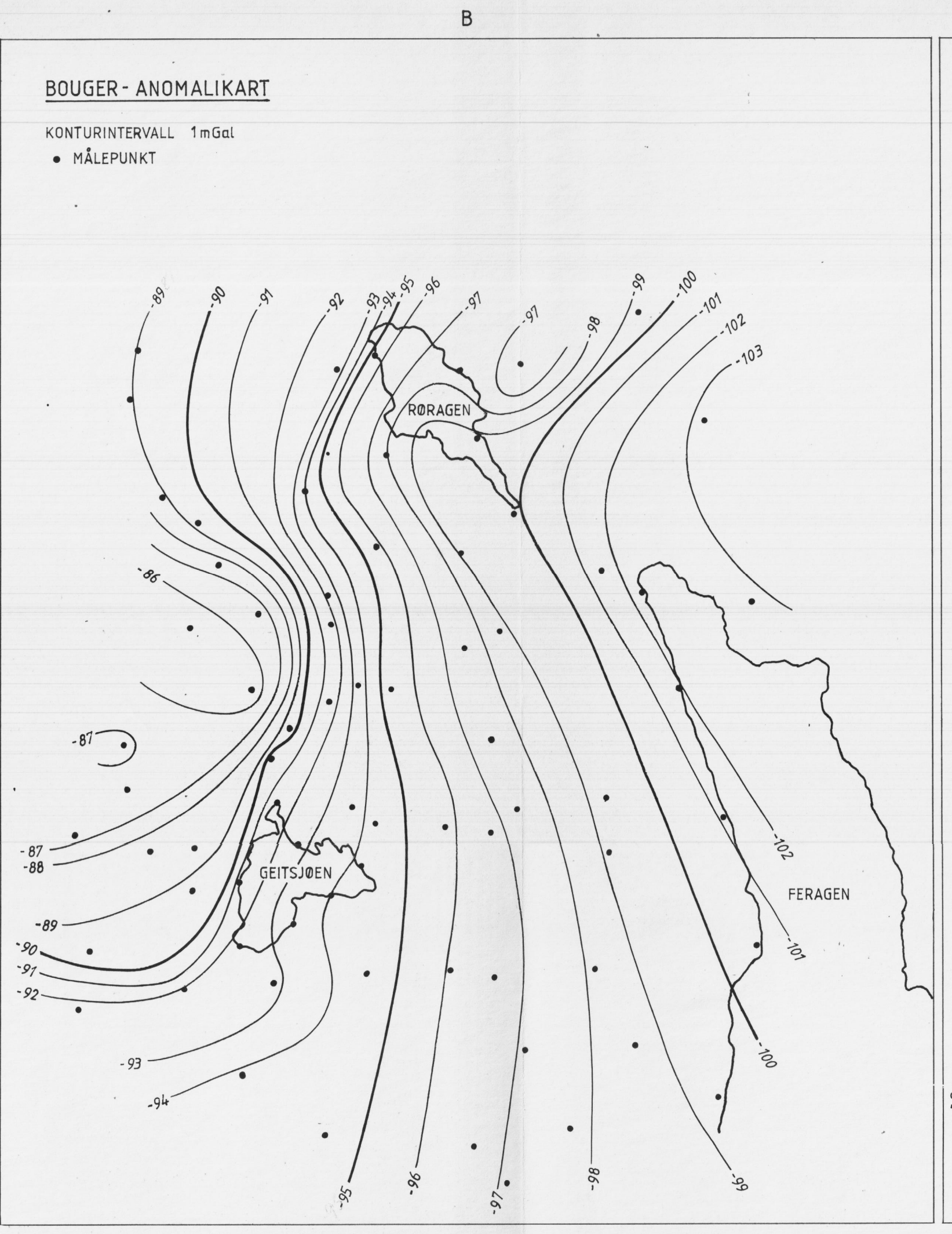
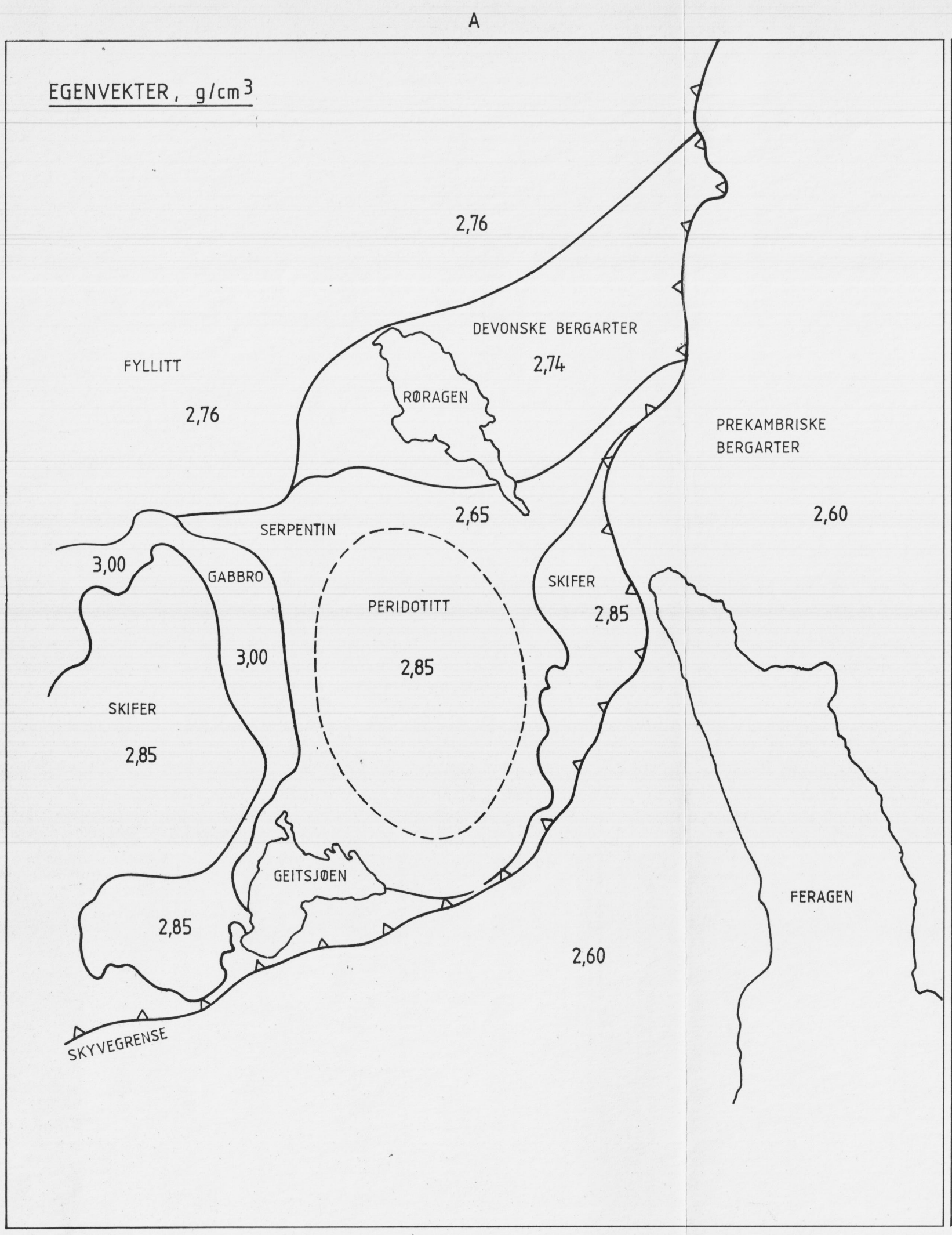
Korreksjonen for terrengoverflaten var før svært arbeidskrevende å berekne, men etter at datateknikken er tatt i bruk går det greit. Det er nødvendig at en har gode kart over området rundt målepunktene.

Etter at reduksjonsarbeidet er gjort, og en trekker fra den tyngde en teoretisk skulle ha på stedet, vil en få et Bouguer-anomalikart. (Bouguer var en fransk geodet). De anomaliene en da har, skyldes bare forhold (egenvektsfordelinger) nede i grunnen.

En tyngdeanomali kan skyldes et uendelig antall kombinasjoner av egenvektskontrast og dimensjon på den kroppen en har nede i grunnen. Men som regel vet en hva slags egenvekter en har med å gjøre, og en har også andre opplysninger om geologien som begrenser antall muligheter.

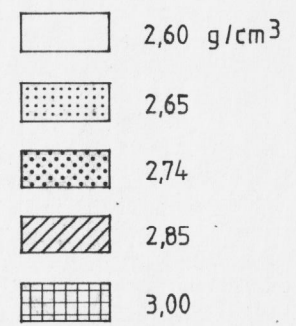
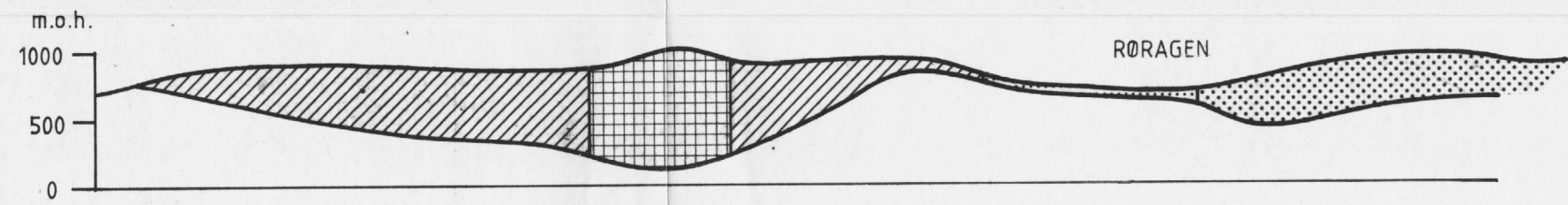
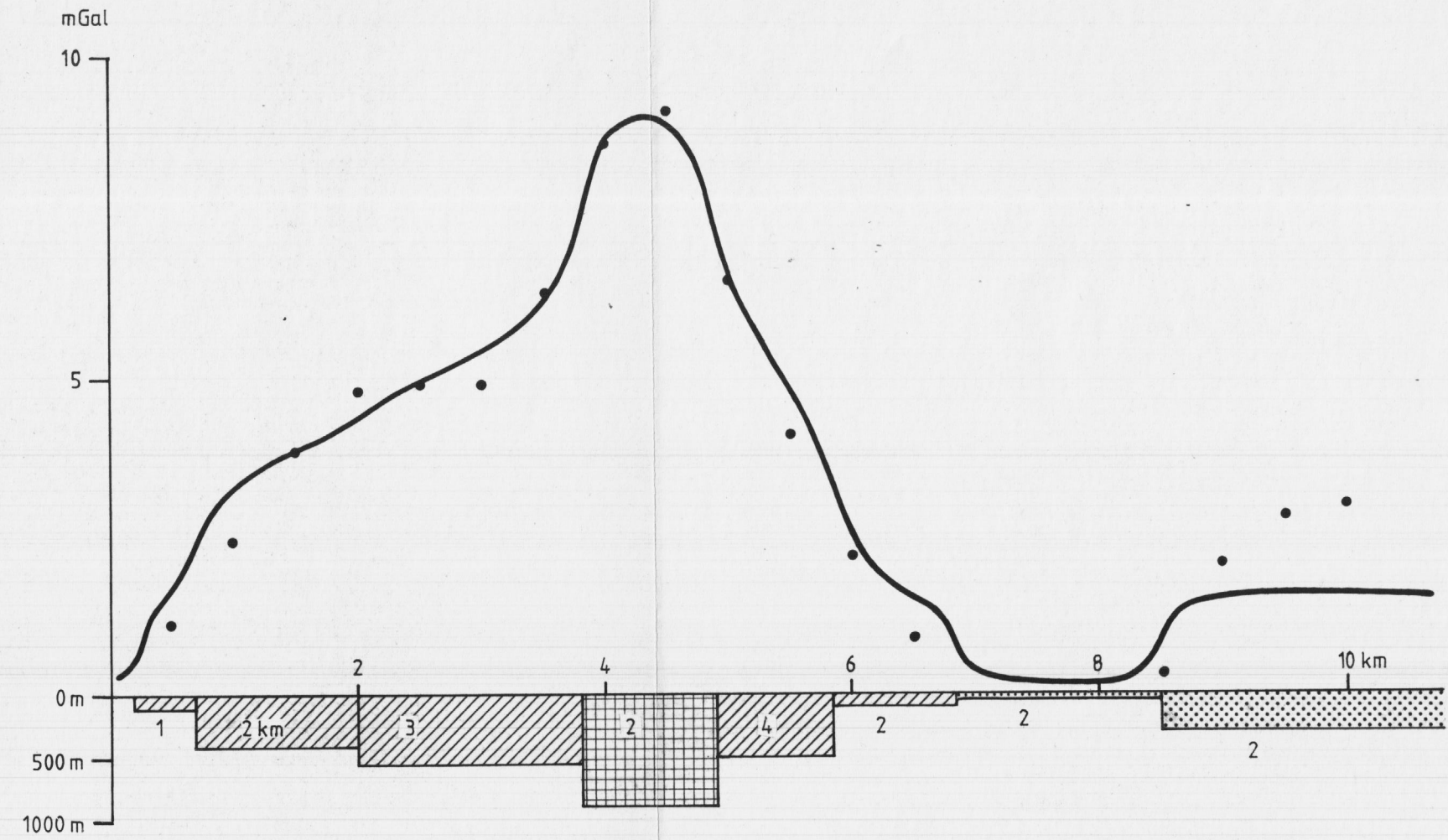
Beskrivelse av gravimetri - side 4

Det en ofte gjør når en skal tolke en tyngdeanomali, er at en tenker seg visse modeller som er sannsynlige og berekner hvilke anomalier disse ville forårsake. En sammenlikner så med de observerte anomaliene og varierer dimensjonene på modellene til en får samme anomalier som de observerte. Til dette arbeidet bruker vi nå vårt EDB-anlegg, Hewlett-Packard 3000. Maskinen rekner ut og tegner opp anomali-kurver over en modell på få sekunder. På den måten kan et stort antall modeller bli prøvd på kort tid.

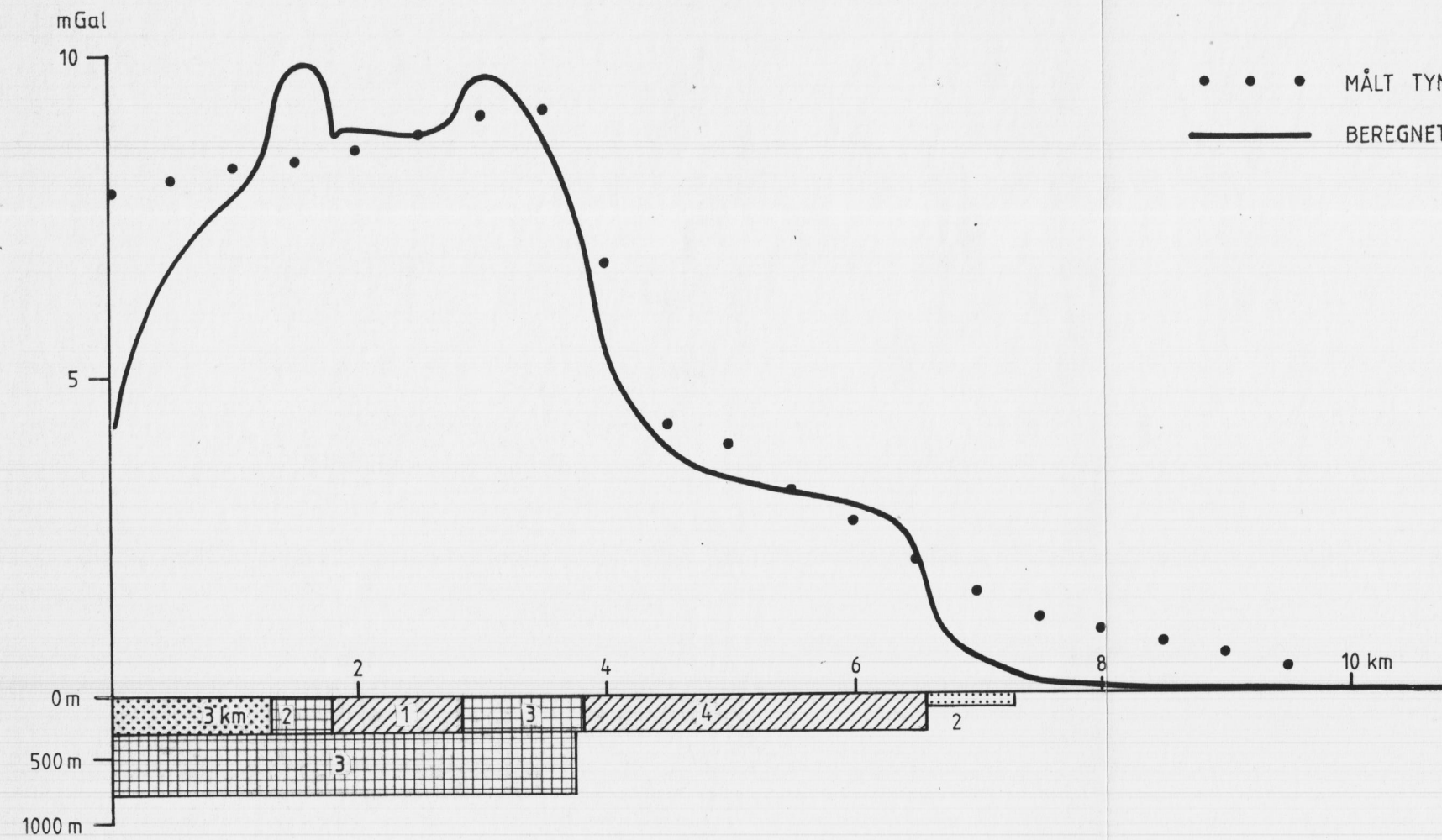


USB TYNGDEMÅLINGER FERAGEN RØROS, SØR-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	OBS. A.S.	SEPT. OKT.-79
	1:50 000	TEGN. H.E.	MAI-80
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	1750/33D-01	1720 II	

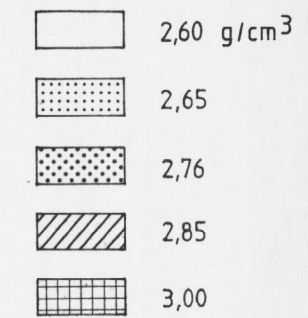
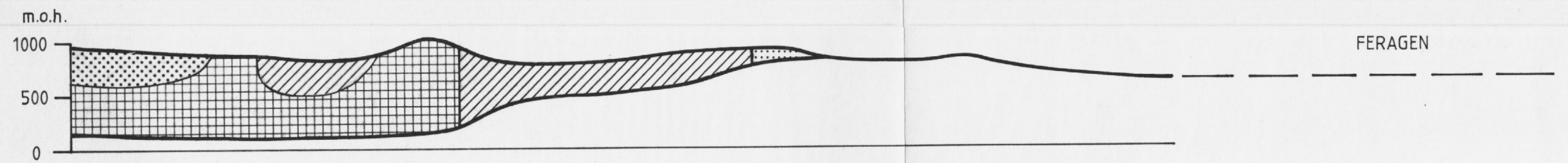
PROFIL I



PROFIL II



• • • MÅLT TYNGDEVERDI
 — BEREGET TYNGDEVERDI



USB TYNGDEMÅLINGER FERAGEN RØROS, SØR-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT A.S.	SEPT. OKT. 79
		TEGN. A.S.	FEB.-81
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD (AMS)	
	1750/33D-02	1720 II	