



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
6232				
Komner fra arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Elkem as	84 - 90	Elkem as		

Tittel

Hovudoppgåve i geofysikk. Ei gravimetrisk undersøking av malmfeltet Heindalen i Eidsvåg.

Forfatter

Gammelsæter, Harald

Dato

År

1965

Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

Universitetet i Bergen

Elkem as

Kommune

Neset

Fylke

Møre og Romsdal

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad

13201

1: 250 000 kartblad

Alesund

Fagområde

Geofysikk

Dokument type

Forekomst (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)

Heindalen

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Sammendrag, innholdsfornegnelse eller innholdsbeskrivelse

Formålet med oppgåva var å utføre ei gravimetrisk undersøking av eit jernmalmfelt, og å samanlikne resultat med resultat frå andre undersøkingar som magnetiske og geologiske undersøkingar i same området.

V

Ei gravimetrisk undersöking
av malmfeltet Heindalen i Eidsvåg
av
Harald Gammelsæter

84-90

HOVUDOPPGÅVE I GEOFYSIKK

EI GRAVIMETRISK UNDERSÖKING AV
MALMFELTET HEINDALEN I EIDSVÅG.

av

Harald Gammelsäter



Universitetet i Bergen, 1965.

INNHALDSREGISTER.

	side
FORORD	1.
I. GRUNNLAGET FOR GRAVIMETRIEN.	2
1.1. Newton's Gravitasjonslov.	2
1.2. Gravitasjonsaksellerasjon	2
1.3. Tyngdeaksellerasjonen frå ein masse med stor utstrekning.	3
1.4. Tyngdeaksellerasjon og tetthet.	5
II. FELTET OG TIDLEGARE UNDERSÖKINGAR DER.	6
2.1. Heindalsfeltet.	6
2.2. Tidlegare undersökingar.	6
2.2.1 Geologiske undersökingar.	6
2.2.2 Magnetiske målingar.	10
2.2.3 Borkjerneanalysar.	12
2.3. Planlegging.	13
III. FELTARBEID.	16
3.1. Basis.	16
3.2. Plassering av målestasjonar.	16
3.3. Detaljområda.	18
3.4. Observasjonane.	19
3.4.1. Gravimeteret.	19
3.4.2. Drift i instrumentet.	20
3.4.3. Nøyaktighet i avlesingane.	22
3.5. Stasjonshögdene. Nivellering.	23
3.5.1. Nivellering.	23
3.5.2. Feilen i nivelleringane.	24
3.6. Tetthet i bergartane.	26

IV. BEARBEIDING AV MATERIALET.	27
4.1. Omrekning av gravimeteravlesingane	27
4.2. Korreksjonar.	28
4.2.1. Terrengekorrleksjon.	28
4.2.2. Feil ved terrengekorrigeringa.	34
4.2.3. Friluftkorrleksjon.	36
4.2.4. Feil i friluftkorrleksjonen.	38
4.2.5. Bouguerkorrleksjonen.	38
4.2.6. Feil i bouguerkorrleksjonen.	40
4.2.7. Breiddegradskorrleksjon.	40
4.2.8. Feil i breiddegradskorrleksjonen.	41
4.3. Ein ferdigkorrigert observasjon.	41
IV. REGIONALEFFEKT OG RESTANOMALIA.	42
5.1. Regionaleffekt	42
5.1.2. Metodar til å skilje regionalfelt og restfelt.	42
5.1.3. Regionaleffekten i Heindalsfeltet.	44
5.1.4. Diskusjon av "isoregionalkurvene".	44
5.1.5. Diskusjon av regionalfeltet.	46
5.1.6. Feilen i regionaleffekten.	47
5.2.	
5.2.1. Restanomaliar.	48
5.2.2. Feil i restanomaliane.	48
5.3. Restanomaliane.	49
5.4. Restanomaliane for detaljområder.	49
5.4.1. Detaljområde I.	49
5.4.2. Detaljområde II.	50

VI. SAMANLIKNING MED ANDRE OBSERVASJONSRESULTAT.	54
6.1.	
6.1.1. Magnetiske anomalier.	54
6.1.2. Samanlikning av magnetiske og gravimetrisk anomalier.	55
6.2.	
6.2.1. Resultat frå diamantboring.	56
6.2.2. Ein diskusjon av den gravimetrisk restanomali og boreresultatet i profil D (200E).	56
VII. VURDERING OG DISKUSJON AV DEN LOKALE ANOMALI I DETALJOMRÅDE I.	58
7.1. Restanomalien i Detaljområde I.	58
7.2.	
7.2.1. Anomaliberekningar frå kjende konfigurasjonar.	58
7.2.2. Hubbert's metode	62
7.2.3. Diskusjon og samanlikning av berekna og observert anomali.	64
7.3. Kan ein finne eit uttrykk for den massen som er årsak til ein observert tyngdeanomali?	66
7.3.1. Hammers metode til å finne eit uttrykk for massen som er årsak til ein kjent anomali.	66
7.3.2. Berekning av massen etter anomalien i Detaljområde I.	69
7.3.3. Ei samanlikning av masseverdier.	70
7.3.4. Ei vurdering av resultata i 7.2.2. og 7.2.3.	70
VIII. SLUTTMERKNADAR.	72
Forklaring til tabellane.	75
Tabell II. Rekognoserande observasjonar.	78
Tabell III. Detaljområde I.	90
Tabell IV. Detaljområde II.	96
Tabell V. Regionaleffekt.	103
Tabell IV. Gravimeteravlesingar i FP til konstruk- sjon av driftkurver.	105
LITTERATURLISTE.	106

F O R O R D .

Arbeidet med denne hovudoppgåva er utført ved Jordskjelvstasjonen, Universitetet i Bergen. Oppgåva er blitt til ved eit samarbeid med A/S Rødsand Gruber som har hjelpt til med å få feltarbeidet utført, og som har stilt til disposisjon opplysingar og resultat frå andre undersøkingar i Heindalsfeltet.

Formålet med oppgåva var å utføre ei gravimetrisk undersøking av eit jærnmalmfelt, og å samanlikne resultata med resultat frå andre undersøkingar som magnetiske og geologiske undersøkingar i same området.

Feltarbeidet er utført saman med cand.mag. Haakon Kjenes, sommaren 1963 og stud.tech. Ola Blokkum, sommaren 1964.

I samtalar med førstekonservator Ivar Hernes, Geologisk institutt, Universitetet i Bergen, har eg fått verdfulle opplysingar om geologien i Heindalstraktene.

Eg takkar med dette alle som har vore med og gjort denne hovudoppgåva mogeleg, og då først og fremst personalet Ved Jordskjelvstasjonen. Særskilt takkar eg dosent M. A. Sellevoll for oppmuntring i arbeidet, og all hjelp av fagleg og praktisk art.

I. GRUNNLAGET FOR GRAVIMETRIEN.

1.1. Newton's gravitasjonslov.

Det prinsippet gravimetrien byggjer på har sin grunn i Newton's lov om den gjensidige kraftverknaden mellom fysiske lekamar. I det tilfellet at ein har to massepartiklar m_1 og m_2 som er svært småe i samanlikning med avstanden r mellom dei (massesentra deira), får ein med grunnlag i Newton's lov dette uttrykket for den krafta F dei vil verke på kvarandre med:

$$(1.1) \quad F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

der proporsjonalitetsfaktoren G er kjent som gravitasjonskonstanten. Verdien av G er avhengig av kva målesystem som blir brukt.

I cgs-systemet (cm, gram., sek.) er

$$G = 6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2 \quad (\text{M.B. Dobrin, 1960}).$$

1.2. Gravitasjonsakselerasjon.

Med utgangspunkt i Newton's 2. lov finn ein samanhengen mellom den hastighetsforandringa dv ein masse m får på grunn av verknaden frå ei kraft F , i tid dt

$$(1.2) \quad F = m \frac{dv}{dt} = ma$$

der a er akselerasjonen. (R. J. Stephenson, 1961, s. 30).

Akselerasjonen er då gitt ved

$$a = \frac{F}{m}.$$

Brukar ein dette og likning 1.1. får ein

$$(1.3) \quad a = \frac{F}{m} = G \frac{m_2}{r^2}$$

som er akselerasjonen for massen m_1 på grunn av kraftverknaden

frå massen m_2 . Som vi ser er aksellerasjonen den same for alle massar i det same punktet. Krafta som verkar på ein masse m_1 i eit punkt er etter dette massen m_1 multiplisert med aksellerasjonen a som ein graviterande masse m_2 er årsak til i punktet. Omvendt følgjer at aksellerasjonen er kraft pr. masseining. Aksellerasjonen er såleis eit mål for gravitasjonsfeltet som ein graviterande masse er årsak til.

Sidan det altså er ein nøyse samanheng mellom ein gravitasjonsaksellerasjon som kan observerast og den graviterande massen vil ein ved å observera gravitasjonsaksellerasjonen få eit uttrykk for den massekonfigurasjonen som er årsak til denne aksellerasjonen. Dette er grunnlaget for bruken av gravimetri ved geofysiske undersøkingar.

Eininga for aksellerasjon er i c.g.s.-systemet cm/s^2 (centimeter pr. sekund pr. sekund). I geofysikken brukar ein ofte uttrykket gal. for denne eininga. Men ved mange undersøkingar har ein å gjere med variasjonar i tyngdeaksellerasjonen på 10^{-5} av ein gal. Derfor er det vanleg å bruke eininga milligal der 1 milligal = 10^{-3} gal.

1.3. Tyngdeaksellerasjonen frå ein masse med stor utstrekning.

I praksis vil føresetnaden om småe massar i høve til avstanden mellom dei ikkje vere oppfylt. Minst ein av massane vil ha store mål.

Framgangsmåten for å finne gravitasjonsaksellerasjonen i slike tilfelle er å dele massen opp i mange små element med infinitesimale dimensjonar og så summere effekten frå kvart slikt lite element.

Vi vil rekne ut aksellerasjonen i eit punkt A på grunn av massen M. I Fig. 1 er M ei tynn

plate som er delt inn i mindre delar med massar m_2 . Då aksellerasjonane er vektoriale storleikar kan ein ikkje addere aritmetisk, men må velje ei retning og addere komponentane langs denne. I

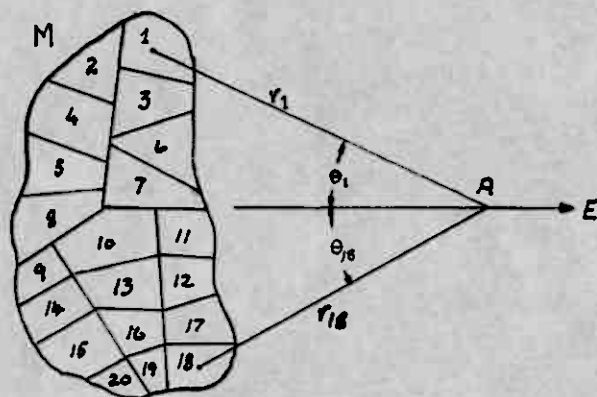


Fig. 1

A vil elementet 1 gi ein aksellerasjon langs r_1 lik $G \frac{m_1}{r_1^2}$. Komponenten langs E blir $G \frac{m_1}{r_1^2} \cos \theta_1$. Analogt får vi for elementet 2 ein aksellerasjonskomponent langs E lik $G \frac{m_2}{r_2^2} \cos \theta_2$. Ved å addere alle komponentane langs E får ein

$$(1,4.) \quad a_E = G \frac{m_1}{r_1^2} \cos \theta_1 + G \frac{m_2}{r_2^2} \cos \theta_2 + \dots + G \frac{m_n}{r_n^2} \cos \theta_n =$$

$$= G \left(\frac{m_1}{r_1^2} \cos \theta_1 + \frac{m_2}{r_2^2} \cos \theta_2 + \dots + \frac{m_n}{r_n^2} \cos \theta_n \right) = G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{r_i^2} \cos \theta_i$$

Denne summeringa kan gjerast numerisk eller grafisk. Dersom massen har ei form som kan uttrykkast analytisk kan ein rekne ut a ved integrasjon.

Det instrumentet som helst blir brukt i undersøkingar av gravitasjonen, gravimeteret, måler berre vertikalkomponenten av tyngdeaksellerasjonen. Ved slike undersøkingar blir såleis vertikallretninga definert som komponentretning ved summering av tyngdeaksellerasjonen frå fleire element.

1.4. Tyngdeaksellerasjon og tetthet.

Som vi ser av uttrykket $a = G \frac{m}{r^2}$ er tyngdeaksellerasjonen proporsjonal med massen. Massen er igjen avhengig av tettheten i stoffet i han. Såleis vil tyngdeaksellerasjonen på jordoverflata til dømes vere avhengig av kor stor tetthet det er i fjellgrunnen under. Dersom ein i eit område har svært tunge bergartar samanlikna med sidebergartane, vil dette vere årsak til større tyngdeaksellerasjonar i dette området.

Eit vilkår for bruk av gravimetri ved undersøkingar av jordskorpestrukturar er altså at det er store nok tetthetsdifferansar frå sidebergartane til dei strukturane ein ventar å få opplysingar om.

II. FELTET OG TIDLEGARE UNDERSÖKINGAR DER.

2.1. Heindalsfeltet.

Det området som desse undersökingane er gjort i, ligg i høgde-
draga nord for Eidsvåg i Romsdal og har høgder mellom 300 og
460 meter over havet. Det har fått namnet Heindalsfeltet og har
koordinater på omlag $68^{\circ}47'N$ og $08^{\circ}03'E$. (Fig. 5). Nordover ,
frå gardane Röd og Harholt ved Eidsvågen skjær eit trongt skar
gjennom fjellryggen nordafor. Det er Heindalen. Der kan ein
finne jarnmalm, magnetitt, i dagen, noko som ein truleg har vore
merksam på lenge. Desse magnetittfunna har sjölvsagt ført til
spekulasjonar om fjellet omkring skjuler større mengder driv-
verdig malm. Med utgangspunkt i Heindalen har det vore dreve
undersökingar både vestover i det såkalla Vestfeltet og aust-
nordaustover i Austfeltet mot Lensmannsetra nord for Eidsvåg
sentrum.

Undersökingsområdet, som er avgrensa til Austfeltet, ligg for
det meste over skoggrensa og er difor lett oversynleg. Det er
lite kupert, men stupar i den sørlege delen nokså bratt nedover
der det også er tett skog. Her er feltet stort sett dominert av
overdekkingar med nokre småe og grunne myrområder i delar av
feltet.

2.2. Tidlegare undersökingar.

2.2.1. Geologiske undersökingar.

Statsgeolog Steinar Foslie gjorde i 1935 ei undersöking av geo-
logien i Heindalsfeltet i og omkring Heindalen. I rapporten
heiter det mellom anna:

" Et bredt belte av pressede grunnfjellsgranitter strekker seg
 " fra trakten om Surndalen mot sydvest gjennom Möre henimot Statt.
 " Innen dette belte opptrer alle distriktets forekomster av vanadin-
 " holdige jernmalmer med titan, spredt over hele dets lengde og
 " knyttet til basiske, gabbroidale utsondringer.

Bergartane i Heindalen er for det meste granitt og gabbro. Hovud-
 bergarten er "en mer eller mindre presset röd granitt som inntar
 svære arealer". Dessuten er det større område av grå granitt som
 er noko mindre kalirik enn den raude granitten, seier Foslie, som
 vidare nemner at

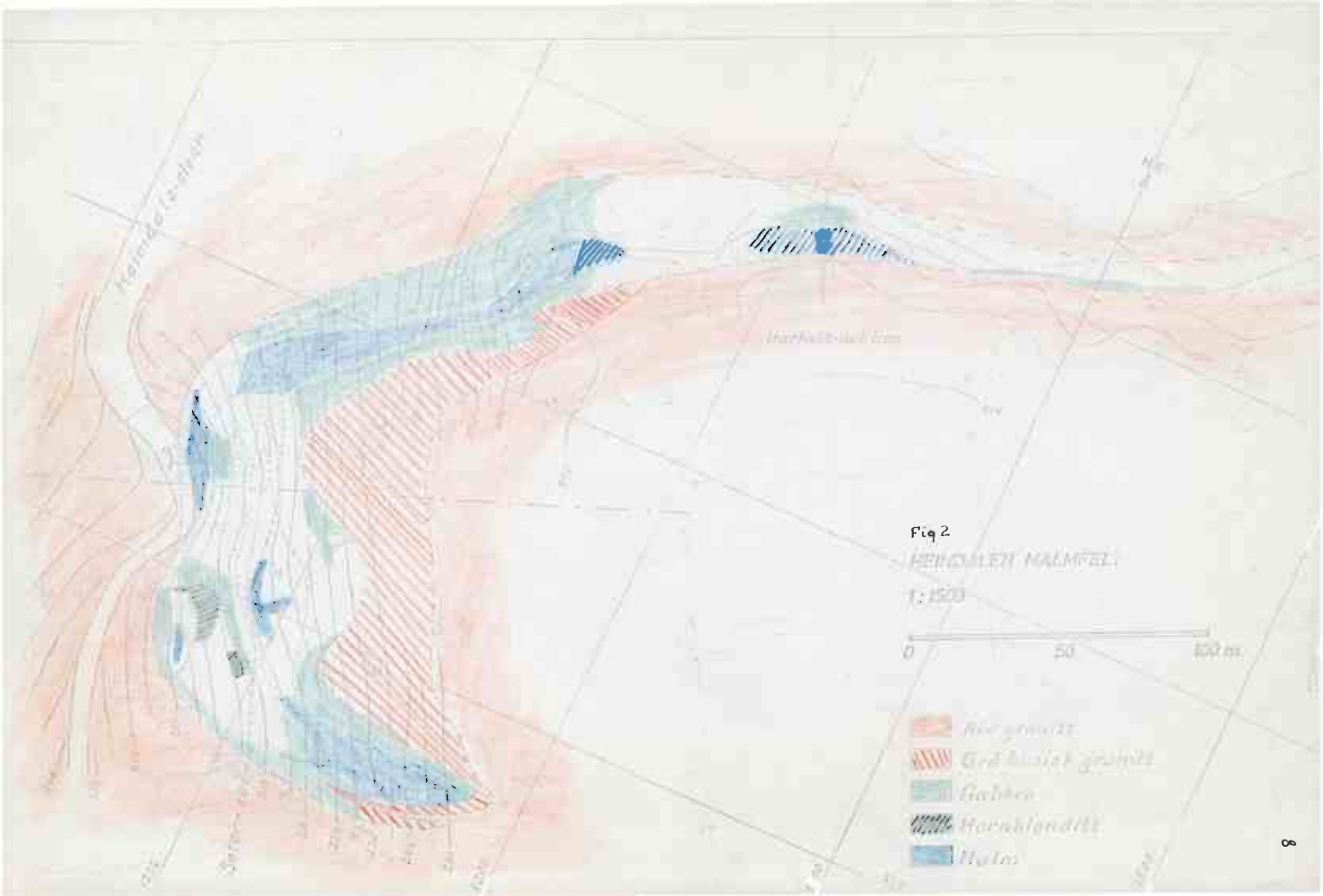
" i den vidt utbredte röde granitt opptrer et enkelt gabbrobelte
 " som har 1300 m. lengde i dagen. Ströket er nöyaktig parallelt
 " med det på Rödsand, likeså det fladt östlige aksefall, hvis
 " vinkel er målt på en rekke steder til $12 - 20^{\circ}$.

Fra Rödsandområdet, som geologisk er nært i slekt med Heindalsfeltet,
 seier Foslie mellom anna:

" Jeg har dessuten på kartet utskilt hornblenderike, amfibolittiske
 " facies av gabbroen, til dels overgående til rene hornblendefel-
 " ser. Det viste seg dog snart at disse ikke danner selvstendige
 " områder, men bare opptrer i tilknytning til malmene, og kan be-
 " traktes som et varsel om malmenes nærhet.

Om tektonikken i området veit ein at den raude gneis-granitten
 i Heindalen formar ein synklinal med akseretning aust-vest. Akse-
 hellinga er fleire stader målt til $12-20^{\circ}$ mot aust.

Frå Reitensetra til Lensmannsetra går ein forkastning i rett line.
 Ved denne forkastninga er sørpartiet flytta nedover relativt til
 nordpartiet. Den raude granitten i Heindalssynklinalen støyter
 mot denne forkastninga i nord, medan ligg-grensa for denne bergar-
 ten går ut i lufta ved sörsjengkelen av synklinalen i skogen nord
 for Fidsvåg. (Geolog Hans Peter Geis). Fig. 3



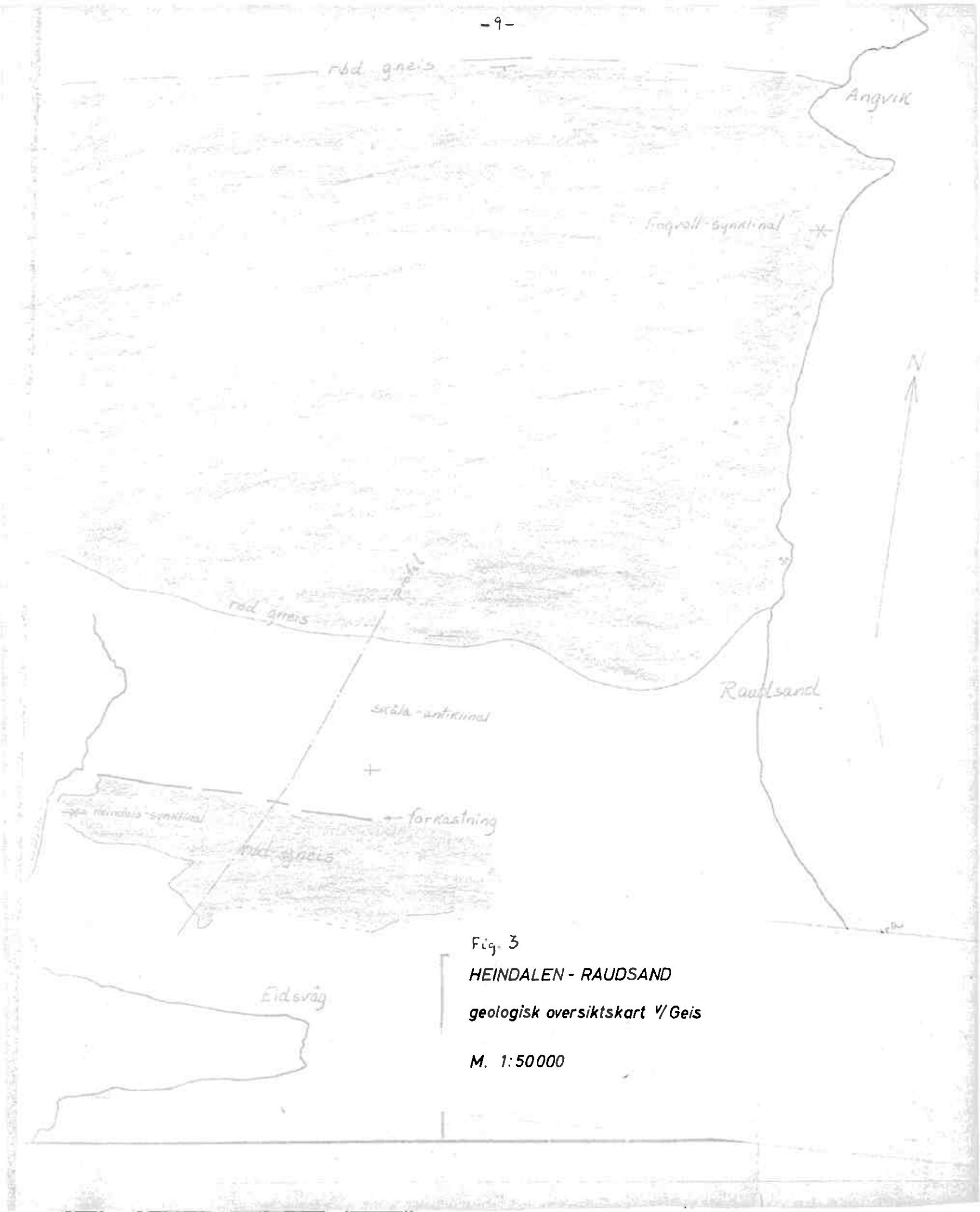


Fig. 3

HEINDALEN - RAUDSAND

geologisk oversiktskart v/Geis

M. 1:50000

I den bratte Heindalen, der elva har grave seg gjennom både granitten og gabbroen, kan ein sjå gabbroen skjøre seg inn i fjellet mot aust. Over ligg "først en grå forholdsvis basisk granitt, nær beslektet med gabbroen, derover den vanlige røde granitt" (Foslie). Desse bergartane danner Heindalssynklinalen. (Geologisk kart v/Foslie, Fig.2,58).

2.2.2. Magnetiske målingar.

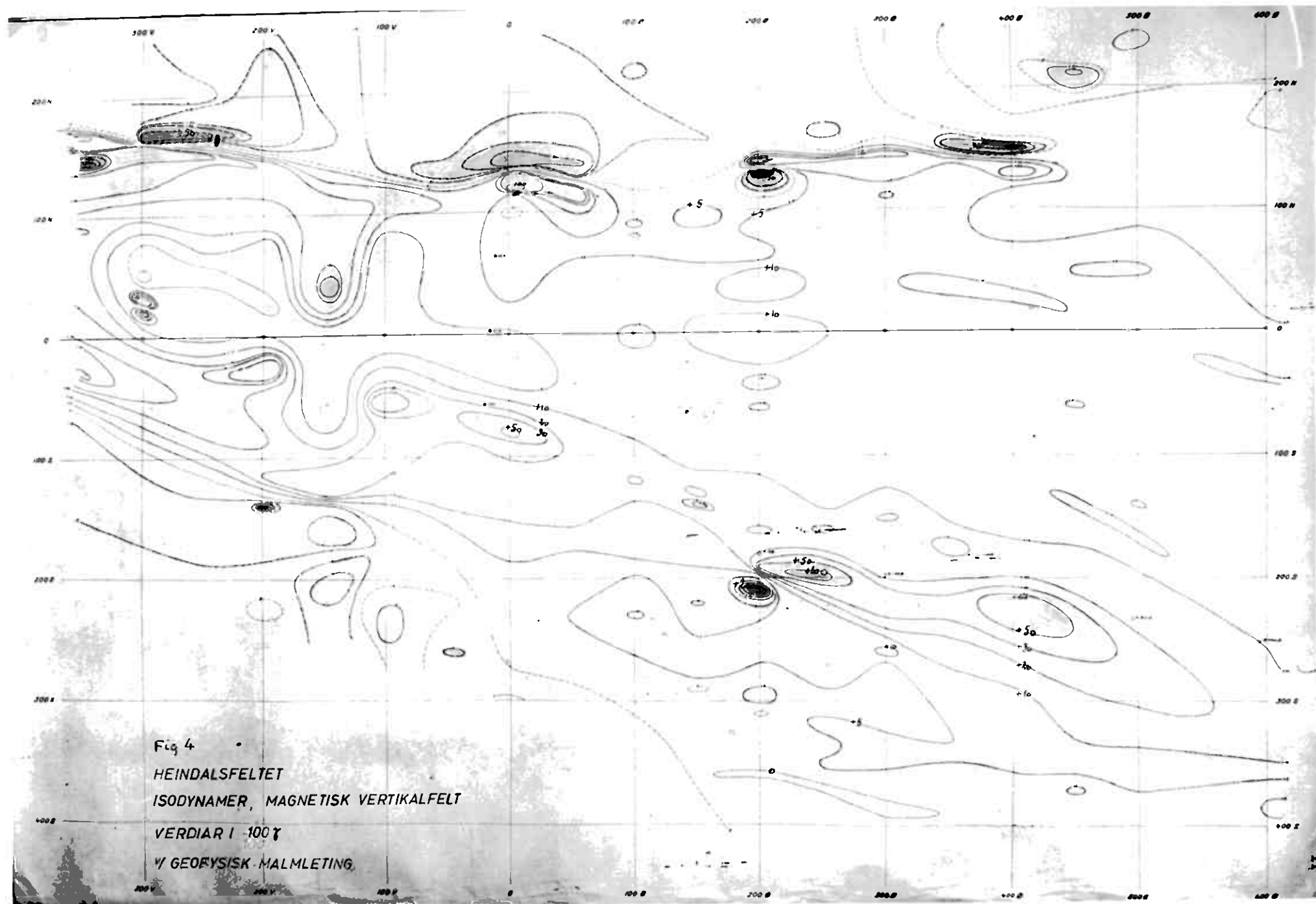
I 1955 og 1958 blei det utført magnetiske målingar i Heindalsfeltet, mellom andre av Geofysisk Malmleting, Trondheim.

Målingane strekker seg frå stupet mot Heindalen og omlag 1000 m austover i omlag 5-600 m breidde. Resultatet av desse målingane er gitt i eit kart (Fig.4.511) der isodynamer for vertikalfeltet er teikna inn. I tillegg til dette er det utført rekognoserande magnetiske målingar i ein del profil vidare austover i feltet. (Fig.20 s.51) (den magnetiske delen).

Det viser seg at det magnetiske vertikalfeltet varierer lite over store deler av området, men langs grensene av feltet i nord og i sør er anomaliene større og "skarpare". Særleg i sør er det eit meir dominerande drag med tydelege magnetiske anomaliar.

Etter dette er det å vente at den eventuelle magnetittmalmen ligg nærmast overflata i sør og nord, og på heller store djup i dei sentrale delane av feltet, noko som og synklinalforma gir grunnlag for å rekne med.

Dei profila ein har for vertikalanomaliar etter dei rekognoserande målingane lenger aust i feltet gir stort sett det same biletet, trass i at anomaliene i det heile blir vekkare. Men dei "skarpe"



anomaliane som var konsentrert i den nordlege delen av feltet lenger vest kan ein ikkje finne i desse profila. Det er såleis langs den sørlege sjenkelen ein kan finne dei mest dominerande magnetiske anomaliane. Dette er karakteristisk for heile området.

2.2.3. Borkjerneanalysar.

I feltet er det utført ein del undersøkingar av bergartane og malmen på grunnlag av borkjerneanalysar. Ved hjelp av diamantbor er det teke opp borkjerner frå fleire hol i snitt normalt på synklinalaksen. Ved desse boringane har ein funne malmkonsentrasjonar med ulike dimensjonar. For det meste støyter ein på "skiver" som er frå 5 til 10-15 m tjukke. Djupet varierer då det ser ut til at det finns malm i både foldekneet og sjenklane i synklinalen. Det er såleis funne malm heilt ned til 280 m under overflata, men dei største mengdene ligg i eit djup omkring 150-200 m under overflata.

Desse måla vil sjølvsagt ikkje gjelde heile feltet. Dersom det finns malm austover i Heindalssynklinalen vil han truleg ligge i andre djup enn dei ein hittil har funne. No har terrenget som synklinalaksen eit lite fall mot aust; for terrenget er det $2-3^{\circ}$. Men jamvel om det er indikasjonar på at synklinaksen har eit noko mindre fall enn $12-17^{\circ}$ som nemnt av Foslie, Geis meiner det kan vere berre 5° , så er det truleg at dei malmförande laga vil ligge i eit større djup lenger aust i feltet.

Her kan ein nemne at Geis synes å meine at magnetitten i Heindalen ligg i same malmförande horisont som Rödsand-malmen 7-8 km lenger NE. Men det er og truleg at malmen i Heindalen kan høyre til ein annan og lågare horisont. (Samtale med Förstekonservator Ivar Hernes).

Det ser ut til at malmen i Heindalsfeltet er konsentrert i linser, skiver eller lange "linjalar" som ligg parallelt med synklinalaksen. Linjalane finn ein i den sørlege delen av feltet, medan ein i sentrale og nordlege deler av synklinalen truleg heller har å gjera med malm konsentrert i litt større skiver (H.P. Geis, 1963).

2.3. Planlegging.

Resultata frå tidlegare undersøkingar i området var kjent då planlegginga av arbeidet tok til. Men desse undersøkingane var særleg konsentrerte om den vestlege delen av feltet. Lenger aust var det stort sett berre gjort rekognoserande målinger med magnetometer.

Det var eit ønskje at målingane med gravimeter kunne omfate mest mogeleg av Heindalsfeltet.

Skal ein undersøke små malmengder med gravimeter må observasjonane leggst svært nær kvarandre. Ved undersøking av ein kromittkonsentrasjon på Cuba (omtalt i Geophysics, Vol. X, 1945), brukte ein eit kvadratisk stasjonsrutenett med sider = 20 m. (S. Hammer, L.L. Nettleton, W.K. Hastings, 1945).

Det ville føre til altfor store arbeidsmengder både med feltarbeid og bearbeiding etterpå å legge eit så tett observasjonsnett over heile Heindalsfeltet. Ein fann det då naturleg å dele arbeidet, både feltarbeidet og omrekningsarbeidet i to delar. Første delen av arbeidet skulle leggst opp som ei rekognoserande undersøking med relativt store stasjonsavstander i heile området, både der

ein til då hadde godt kjennskap til malmfordelinga og i dei områda som var mindre undersøkt. Etter at materialet frå denne undersøkinga var gjennomarbeidd skulle ein velje to mindre område for å gjere meir detaljerte observasjonar der. Ein tenkte seg straks at av desse områda burde eitt ligge i den godt oppmålte delen av feltet for å få eit samanlikningsgrunnlag i anomaliar frå meir kjente konfigurasjonar.

Den første delen av feltarbeidet blei gjennomført etter planen. Det blei teke gravimetermålingar på i alt 105 stasjonar og då det på dei fleste stasjonane blei teke fleire avlesingar blei det meir enn 200 observasjonar til saman. Alle stasjonshøgdena bestemte ein ved nivellering.

Omrekninga av alle data som skulle gjerast utover vinteren 1963-64 blei hindra då eit nødvendig kart for terrengkorreksjonar enno ikkje var disponibelt, og ein kom ikkje igang før sommaren 1964 med dette. Dei tenkte føresetnadene for andre delen av feltarbeidet var såleis ikkje oppfylt. Valet av dei områda som skulle feltundersøkast sommaren 1964 måtte då skje på eit anna grunnlag enn først tenkt. Ut i frå føremålet og dei opplysningane ein hadde frå dei halvferdige gravimeterdata og m.a. dei magnetiske målingane, prøvde ein så å velje område der ein kunne vente å finne tyngdeanomaliar.

På dette grunnlaget valte ein så dei to områda med 49 stasjonar ved profil 200F og 77 stasjonar ved profil 2000E. Detaljområde I og Detaljområde II.

På grunn av at gravimeteret stod til disposisjon berre få dagar blei det litt kort tid til arbeidet, men programmet blei gjennomført som planlagt.

Det må derimot leggest til at det blei teke for fåe observasjonar av regionaleffekten, noko som var vanskeleg å gjennomføre utan kart å identifisere observasjonsstasjonane i.

III. FELTARBEID.

3.1. Basis.

For dei tidlegare magnetiske målingane var feltet oppmerka med eitt særskildt detaljert "stikningsnett". Men etter så lang tid var dei fleste merkepinnane nedbrotne og forsvunne. Som utgangspunkt for dette stikningsnettet var det lagt ei basislinje langs over heilte området. Denne basis er enno intakt med tydelege merkepinnar, og representerer eit verdfullt utgangspunkt for val av målestasjonar i feltet. Alle stasjonar og punkt i området refererer sin posisjon til denne basis. (Fig. 5).

3.2. Plassering av målestasjonar.

Då arbeidet tok til hadde ein som før nemnt kjennskap til resultata frå dei magnetiske målingane i Heindalsfeltet i 1955 og 1958. Det var naturleg å ta omsyn til dette ved stasjonsvalet. Dei største magnetiske vertikalanomaliane kan ein finne over sjenklane, særleg sørsjenkelen i Heindalsynklinalen. Ein måtte difor legge målestasjonar så langt ut i synklinalbreidda at dei ville dekke områda med særleg store magnetiske anomaliar.

Dei første målingane skulle leggjast opp som rekognoserande og stasjonane blei difor plassert i eit særskildt observasjonsnett.

Normalt på "Basis" la ein profil med 200 m mellomrom. Kvart slikt profil er nemnt etter sin avstand vest eller aust for eit valt nullpunkt i den vestlege delen av Basis. Profilet 400 meter aust for nullpunktet er såleis nemnt 400E.



Fig. 5.

Heindalsfjell

M. 1:40000

På kvart profil er så målestasjonane plassert med ulike innbyrdes avstandar, men oftast 100 meter, og delvis 50 m. Stasjonane sin posisjon er gjeven som meteravstand langs profilet med Basis som utgangspunkt, slik at ein reknar avstand nord for og sør for Basis. Stasjonen 100 m sør for Basis på profil 400 E blir såleis nemnt 400E/100S. (Fig. 5).

Ein nivelleringskikkert med horisontal gradskala blei brukt til å ta ut profilretningane normalt på Basis. Utmåling av stasjonsposisjonane langs profila er gjort med måleband. Ein slik framgangsmåte vil ikkje gi nøyaktige posisjonar. I særleg grad vil dette vere tilfelle når ein måler avstand langs ein bratt bakke, og skal ha den horisontale avstanden. Med eit enkelt instrument til å måle helningsvinkelen med kan ein lett finne den korreksjonen ein må gjere for å få ein bra nøyaktig utmålt horisontal avstand. Ved oppmålinga i Heinstadfeltet hadde ein ikkje noko slikt instrument i bruk og korreksjonane er difor gjort på skjön.

Det er vanskeleg å sege noko om kor stor feil ein gjer ved ei slik oppmåling. Men ettersom oppmålinga over lengre strekningar gjekk i heller flatt terreng er ein etter ei forsiktig vurdering kome til at feilen er mindre enn 10 m ved dei største avstandane frå Basis. I det beste kartet som er brukt i arbeidet, målestokk 1:10 000, vil dette bli 0,1 cm.

3.3. Detaljområda.

Ved utsetting av stasjonar i desse områda blei same framgangsmåten nytta som for dei "regionale" undersøkingane året før.

Det vestlege området, detaljområde I, ligg ved profil 200F. Langs dette profilet ligg stasjonane D₁, D₂-----D₇ fra 100 S til 280S.

Det er 30 m mellom kvart profil frå profil A ved 110E til G ved 290E, og 30 m mellom kvar stasjon på profilet frå 100 S til 280 S.

I dette området har såleis til dømes stasjonen på profil F 160m sør for Basis fått nemninga F-3 og fell saman med 260E/160S.

Detalj område II ligg ved profil 2000E med stasjonane M1, M2 ,--- M11 på dette profilet frå 200S til 500S. Avstanden mellom profila og stasjonane er den same som i Detalj område I. Stasjonane er gruppert langs dei sju profila Fra J ved 1910E til P ved 2090E med stasjonsnemning t.d. K7, som er sjuande stasjon mot sør ved profil K, og fell saman med 1940E/380S. (Fig.5).

3.4. Observasjonane.

3.4.1. Gravimeteret.

Fleire typar instrument har vore brukt og er i bruk ved observering av gravitasjonen: Torsjonsbalanse, pendel og gravimeter.

Ved undersøkingane i Heindalsfeltet blei eit gravimeter av type Worden brukt. Dette er eit såkalla ustabilt gravimeter. Ustabile gravimetre blir ofte kalla labile, eller aslatiske, gravimetre. Ved desse blir gravitasjonskrafta halde i ustabil likevekt med ei kompensasjonskraft. Ustabiliteten får ein ved ei tredje kraft som vil intensivere effekten frå forandringar i gravitasjonskrafta. En enkel skisse av Thyssen gravimeteret viser dette prinsippet godt. (Fig. 6).

Dei fleste gravimetre hadde den ulempen at dei var særskjensle- vare for temperatur- forandringar. Dette førte til at kvart instrument måtte ut- rustast med svært

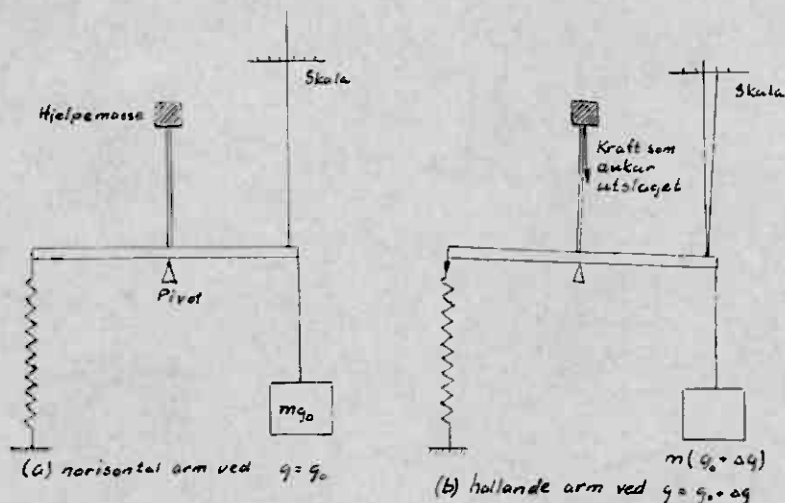


Fig. 6

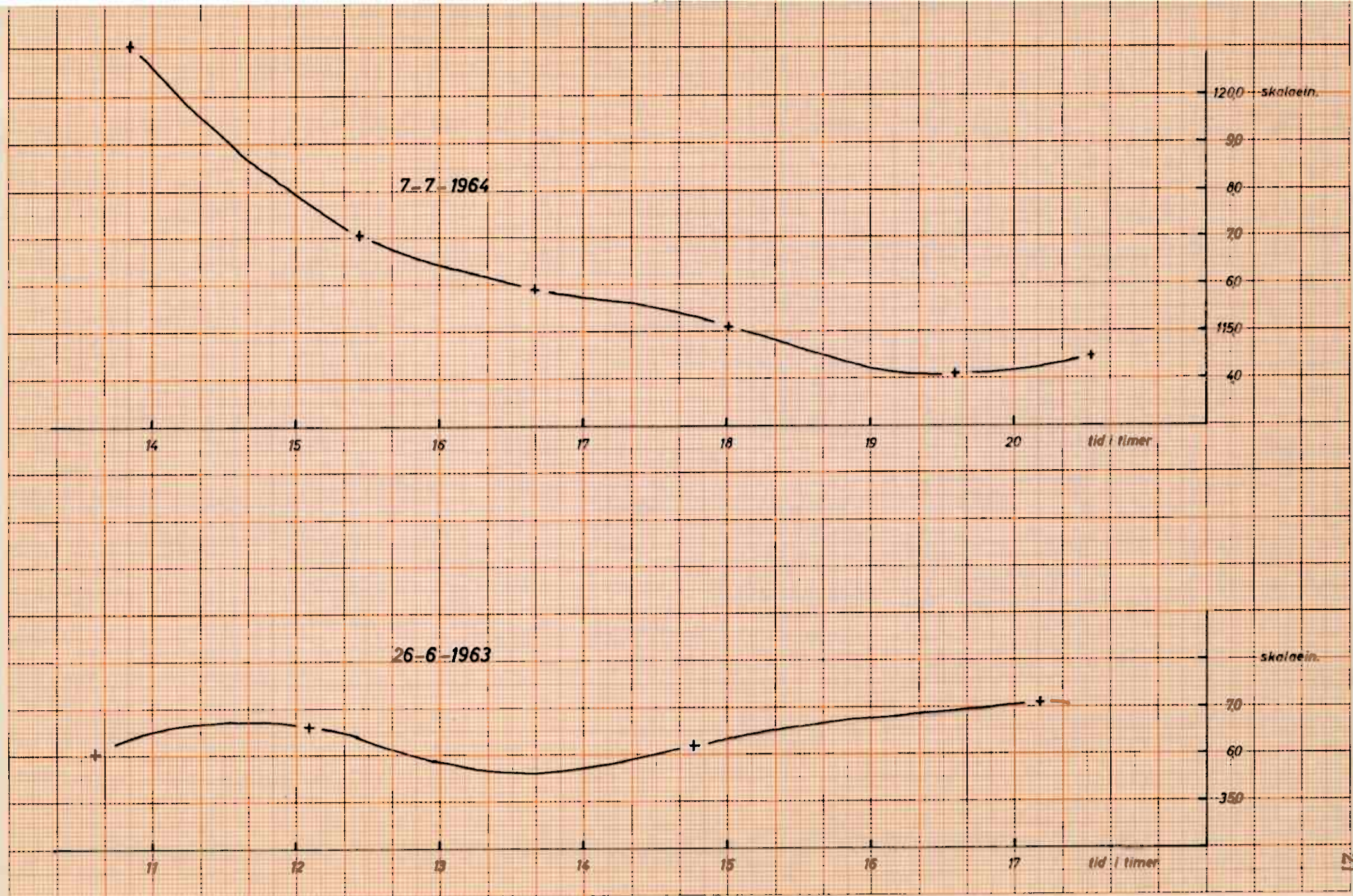
temperaturkompensasjonsutstyr for å tryggje konstant temperatur og nøyaktig avlesing. Seinare har ein fått utvikla nye temperaturkompenserte instrument som arbeider særst nøyaktig slik som Worden gravimeteret. Det er eit enkelt og lett instrument å arbeide med. Grunnmassen t.d. veg berre 5 m.gram. Nøyaktigheten i avlesing går ned til 0.01 m.gal. Sidan tyngdeaksellerasjonen på jordoverflata er 981 gal, tilnærma, vil Worden gravimeteret såleis kunne måle variasjonar på 10^{-8} av tyngdeaksellerasjonen ved jordoverflata.

Worden gravimeteret måler berre relative verdiar. Det har eit måleområde på omlag 60 m.gal som kan flyttast innafor ein større ugradert skalaverdi. Önskjer ein absolutte tyngdeaksellerasjonsverdiar må observasjonane knytast til eit punkt dær tyngdeaksellerasjonen er observert ved hjelp av t.d. eit pendelinstrument.

3.4.2. Drift i instrumentet.

Dersom ein let eit gravimeter stå iro på ein stasjon i eit lengre tidsrom (t.d. 1 time) vil ein få ulike verdiar ved fleire avlesingar i dette tidsrommet. Plottar ein dei avleste verdiane i eit diagram som funksjon av tida, vil vi finne at punkta ligg på ei glatt kurve. Denne kontinuerlege variasjonen av gravitasjonsavlesinga med tida blir kalla drift. Årsaka til dette ligg i at fjörer og torsjonsfibre i gravimeteret ikkje er heilt fullkomne elastiske, men vil gi etter over lengre tidsrom. Dessuten er ytre krefter som tidevannskreftene årsak til drift i eit gravimeter.

Ved alle observasjonsseriar må ein ta omsyn til dette. For kvar gong gravimeteret er i bruk må ein syte for observasjonar til å teikne driftkurve etter. Dette oppnår ein ved å velje ut ei stasjon der det blir teke fleire gravimeterobservasjonar i det tidsrommet feltarbeidet blir utfört.



I det aktuelle tilfelle med arbeidet i Heindalsfeltet valte ein eit fast punkt kalla FP som blei nytta ved observering av driftkurveverdiar i heile feltarbeidtida. Då det til delsblei lange distansar til dette FP tok ein ofte berre tre-fire observasjonar for dagen der, medan fleire målingar på ein eller flere stasjonar ute i feltet ga tendensen i driftkurva i mellomtida. (Fig. 7)

3.4.3. Nøyaktighet i avlesingane.

Gravimeteret kan avlesast med ein nøyaktighet på 0.01 milligal. Men det er vanskeleg å få ei så god innstilling av instrumentet at ein kan utnytte ein så stor nøyaktighet.

Skal ein få god innstilling av instrumentet må underlaget vere stødt, noko som kan vere vanskeleg å finne i mykje myr og jord-overdekkja terreng. Ein annan ting som verkar på instrumentet og gjer ei nøyaktig avlesing vanskeleg er mikroseismisk uro. Gravimeteret er i prinsippet bygd samanliknbart med ein seismograf. Dette er tydeleg for LaCoste-Romberg gravimeteret som i verkemåte likner mykje på eit seismometer med same namn.

Heilt ideelle tilhøve ved avlesing av gravimeteret er svært sjeldan å få, difor vil dei observerte verdiane vere usikre på grunn av dei nemnde feilkjeldene.

For dei aller fleste stasjonane som er observert to eller fleire gonger er det ein variasjon i avlesingane (etter korleksjon for drift) på mindre enn 0,05 milligal. Denne verdien skulle vere bra representativ for nøyaktigheten tyngdeaksellerasjonen i feltet er blitt observert med.

3.5. Stasjonshögdene. Nivellering.

Det er av største verd for eit godt resultat av ei gravimetrisk undersöking å få nöyaktige högder for observasjonsstasjonane.

For å bli klår over den feilen ein gjer ved unöyaktige högdemålingar må ein hugse på at tyngdeaksellerasjonen på jordoverflata varierer med kvadratet av avstanden til jordsentret.

(Likn. 1.3.). Denne variasjonen er ved 60°N breidde 0,3085 milligal pr. meter vertikal forskyving. Ein feil på 10 cm i högdemålinga vil såleis representere ein feil på 0,03 milligal som kjem inn i observasjonane i form av korreksjonar.

3.5.1. Nivellering.

Som vist er det fundamentalt for det seinare korreksjonsarbeid å kjenne nöyaktige högder for kvart målepunkt. Desse högdene blei funne ved nivellering.

Prinsippet for nivellering går ut på å bestemme högdedifferensen mellom to punkt i terrenget. Nivelleringsutstyret er ein nivelleringskikkert som lett kan stillast inn med horisontal sikteline, tråkors, og ei 4 m lang stang med cm-indeling.

Skal ein finne högdedifferensene mellom punkta A og B i Fig. 8 tek ein til ved det eine punktet, t.d. A og set stanga der. Kikkerten plasserer ein på ein høveleg men ellers vilkårleg valt stad. Etter horisontalstilling av kikkerten les ein kor tråkorset er plassert på stanga. Denne avlesinga kallar ein "baksikt". Så flyttar ein stanga til eit vilkårleg valt punkt c og les av "framsikt" før ein så flyttar kikkerten, og held fram med denne prosedyren til ein kan sette stanga i B. Differensane mellom framsikt

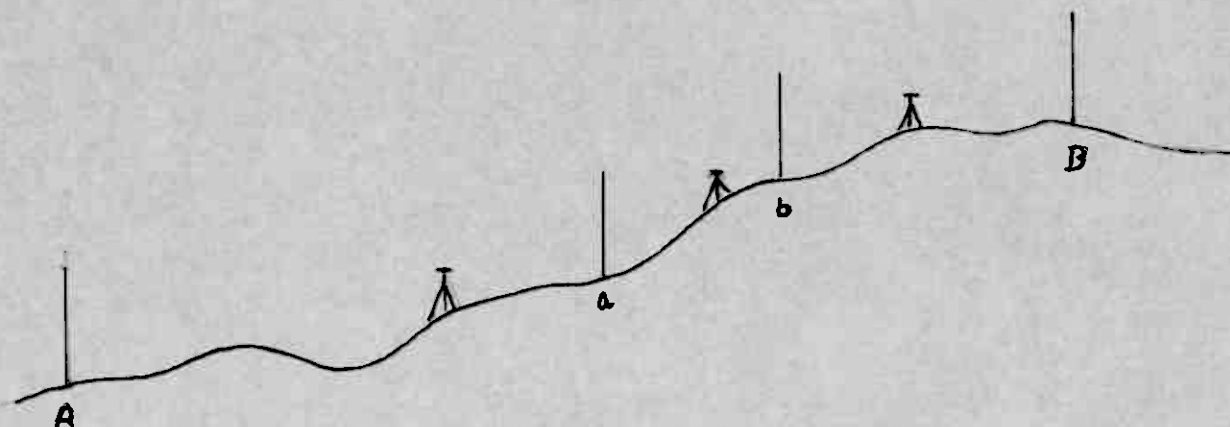


Fig. 8.

og baksikt gir dei suksessive høgdedifferensane $a-A$, $b-a$, og $B-b$ (Fig. 8), som til saman er høgdeskilnaden mellom A og B.

I Heindalsfeltet blei det nivellert med ein Zeiss nivelleringskikkert som viste seg svært grei å arbeide med.

For å vere trygg på nivelleringa, operatørane var enno urøynde, blei alle distansar ved feltarbeidet sommaren 1963 nivellert dobbelt, fram og attende. Sommaren 1964 blei nivelleringa mellom anna på grunn av tidspress berre utført ein veg, då med unntak av ein del kontrollar.

For å få alle stasjonshøgdena knytt til kjende og absolutte høgdeverdiar, blei det utført ei ekstra nivellering mellom stasjon 2000E/700S og Polygonpunktet nr. 3 i Eidsvåg sentrum.

3.5.2. Feilen i nivelleringane.

Det viser seg at dei nivelleringane som blei utført dobbelt samsvorar særst nøy.

Ein har funne avvik på 10 cm, men desse er berre fåe, i dei aller

fleste tilfelle er det ein skilnad i den nivellerte høgde-differens mellom to etterfølgjande observasjonsstasjonar i eit profil på 1-2 cm.

Av 93 kontrollerte nivelleringar hadde

26	eit	avvik	på	0	cm
18	"	"	"	0,5	"
19	"	"	"	1,0	"
7	"	"	"	1,5	"
8	"	"	"	2,0	"
2	"	"	"	2,5	"
6	"	"	"	3,0	"
2	"	"	"	4,0	"
1	"	"	"	4,5	"
2	"	"	"	6,0	"
1	"	"	"	8,0	"
1	"	"	"	10,0	"

Dette vil seie at for 83,8% av dei nivellerte høgdedifferensane hadde ein eit avvik på 2 cm og mindre, og 67,7% hadde eit avvik på 1 cm og mindre.

Ein kan så spørje kor stor feilen i høgdena for stasjonane lengst frå Basis etter dette vil bli. Dersom feilen i nivelleringa mellom to stasjonar vil summere seg utover langs profilet får ein ein maksimal feil på omlag 15 cm. Men dette er lett å kontrollere direkte i nivelleringsnotatane. For ein del profil har ein kontrollert nivelleringa mellom den ytste stasjonen på eit profil og skjeringa for profilet i Basis som om nivelleringa var utført berre mellom desse stasjonane. Kontrollen viser at avviket for alle høgdedifferensane her er mindre enn 2 cm. Feilen vil såleis ikkje i noko større grad vere avhengig av kor lange

distansar ein nivellerer over. Årsaka til dette er at feilane ein har for dei ulike kikkertoppstillingane ved ei nivellering vil snart vere positive og snart negative og difor eliminere kvarandre. Ein skulle difor kunne rekne med at stasjonshögdene er bestemt med ein feil på mindre enn ± 5 cm.

3.6. Tetthet i bergartane.

Ved gravimetriundersøkingar over større område er det vanleg å sette tettheten i overflatebergarten til 2.67 g/cm^3 .

Er undersøkingane detaljerte og konsentrert i avgrensa område er det naudsynt med særskilte tetthetsfastsetjingar for området. I Heindalsfeltet var dette lett å skaffe seg frå dei mange boringane som er tekne opp. Følgjande verdiar for tettheten i tre bergartar frå Heindalen er funne etter målingar gjort ved A/S Rødsang Gruber (ingeniør Per Brandvol).

type	tal	tetth.	spredn.
gneis	5 prøver	$2,70 \text{ g/cm}^3$	2,62-2,77
amf.	7 "	2,97 "	2,82-3,11
malm	7 "	3,72 "	3,03-4,07

Tabell 1

Desse tetthetsfastsetjingane er ikkje kontrollert, men har verdiar som er rimeleg å vente. Det kunne likevel ha vore ønskjeleg med noko fleire prøver, særleg for gneisen.

IV. BEARBEIDING AV MATERIALET.

4.1. Omrekning av gravimeteravlesingane.

Alle avlesingar av gravimeteret er notert med dei innstillingsverdiar instrumentet hadde i observasjonstidspunktet. Kwart gravimeter har nemlig si særskilte skalaeining og ved avlesingane er denne eininga brukt. Ved kalibrering har ein funne den konstanten, karakteristisk for kvart gravimeter, som alle avlesingane må multipliserast med for å få desse gjevne i milligal. Det gravimeteret som er blitt nytta ved desse undersøkingane, Worden nr. 135, hadde ein konstant på 0.0902(8) milligal/skala-eining. Seinare har Geofysisk Malmleting, Trondheim, kalibrert instrumentet og funne at konstanten skal vere 0,0898 milligal/skala-eining. Ved alle omrekningar her er den første verdien nytta.

Som før nemnt måler gravimeteret berre relative verdiar av tyngdeaksellerasjonen. Dessutan vil drift i instrumentet gjere korreksjon naudsynt.

På grunnlag av observerte verdiar i fastpunktet FP er driftkurvene teikna inn i diagram som funksjon av tida. Då det er mest truleg at drift i gravimeteret vil vere ein kontinuerleg funksjon, er den best mogelege glatte kurve (prövd) lagt gjennom dei forskjellige observerte tyngdeaksellerasjonsverdiar i FP. Fig. 7 viser ein del typiske driftkurver.

Då som sagt gravimeteret berre måler relative verdiar av tyngdeaksellerasjonen er det naudsynt med eit punkt å referere desse verdiane til. Til dette har ein valt FP, og då slik at tyngdeaksellerasjonen i dette punktet har fått verdien 0. Den verdien gravimeteret i samstar med driftkurven vil vise i FP i eit gjeve

tidspunkt blir subtrahert frå den observerte verdi på ein stasjon ved denne tida. Differensen blir då den "relative" tyngdeaksellerasjon som er observert i denne posisjonen.

4.2. Korreksjonar.

Ein observasjon av tyngdeaksellerasjonen i eit punkt på jordoverflata vil mellom anna vere påverka av stasjonshøgde, topografien omkring stasjonen og geografisk breidde. Desse påverknadane vil vere ulike for dei ulike stasjonane og det er difor naudsynt med korreksjonar. Korreksjonane er karakteristiske for kvar stasjon. Deiptek sikte på å redusere alle observasjonar til dei same vilkår: Endelaust, flatt terreng i same høgde over havet med lik innverknad frå geografisk breidde-effektar.

Dei korreksjonane som blir brukt er

- | | |
|-------------------------|---------------------------|
| a. Terrengkorreksjon, | b. Bouguerkorreksjon, |
| c. Fri-luft-korreksjon, | d. Breiddegradkorreksjon. |

4.2.1. Terrengkorreksjon.

Omkring ein observasjonsstasjon vil terrenget variere. Dalar og fjell i ulike formasjonar pregar landskapet. Desse massekonsentrasjonane som fjella representerer, og den manglande massen i dalane vil gjere sin verknad på gravimetermassen.

Ein stasjon

plassert i a

på Fig. 9

vil ha ein

redusert

tyngdeaksellera-

sjon på grunn av

den vertikale

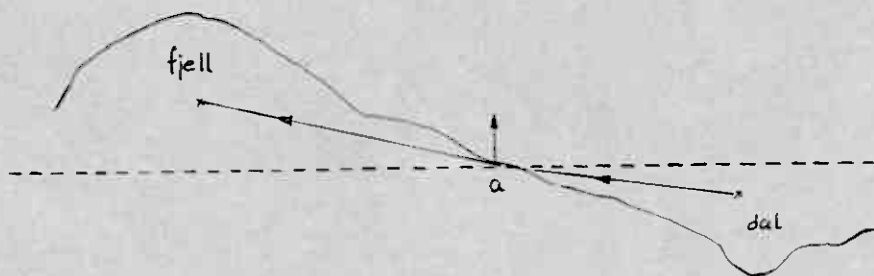


Fig. 9

påverknaden oppover frå fjellet. I dalen er det manglande massar. Om dalen var fylt med fjell ville det gje ein større tyngdeaksellerasjon i a. Altså er ein observasjon i a. redusert på grunn av dalen. Dette fører til at observasjonen er mindre enn om terrenget var utan topografisk relieff. Korreksjonen må ein derfor addere til den observerte tyngdeaksellerasjonen, både for fjell "over" stasjonen og dal "under" stasjonen.

a. Generell framgangsmåte ved terrengkorrigering.

Den vanlege framgangsmåten ved korreksjon for topografien er å rekne ut verknaden frå fjell som blir "fjerna" og dalen som blir "igjenfylte" slik at ein får eit "perfekt" flatt terreng omkring målestasjonen og med same høgde som denne stasjonen. Ei slik utrekning ville vere vanskeleg og sars tidkrevande dersom ho skulle gjerast analytisk. Men utrekninga er i høg grad blitt forenkla ved hjelp av særskilt kart og tabellar.

Den mest vanlege metoden som blir brukt ved topografiske korreksjonar, er ein som S. Hammer har publisert: (Hammer, 1939)

b. Hammers metode.

Hammer tenkjer seg området omkring eit observasjonspunkt delt inn i konsentriske soner med sentrum i punktet. Kvar sone blir av radiære liner delt inn i ruter. I praksis blir dette gjort med eit sonekart (Fig. 10)

Dette sonekartet som er teikna på gjennomsynleg papir, plast eller liknande, legg ein på eit topografisk kart der observasjonspunkta er markert og slik at sonekart-

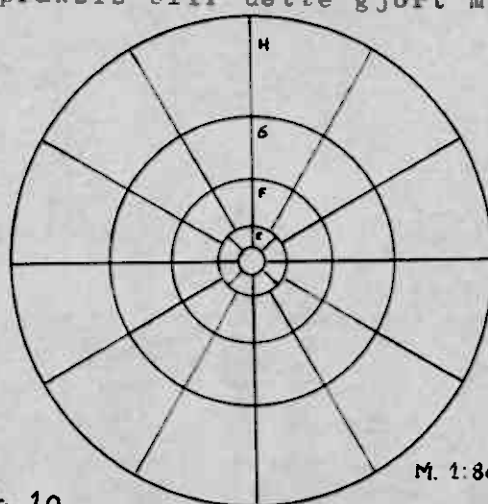


Fig. 10

sentret og stasjonen fell saman. Sonekartet må såleis vere konstruert i samsvar med målestokken i det topografiske kartet.

For kvar rute i sonekartet finn ein den middelhøgda terrenget har innafor denne ruta. Mellom denne middelhøgda og høgda i observasjonspunktet får vi for kvar rute i sonekartet definert prisme med fastlagde dimensjonar og kjente avstandar til stasjonen. Kor stor korreksjonen vil bli er avhengeg av høgda i prismet og den avstanden det har til observasjonspunktet. Hammer har rekna ut tabellar for kor stort tilskott til korreksjonen ^{slike} prisme vil gi, avhengig av kor høge dei er, og avstanden til sentrum i sonekartet.

Framgangsmåten ved terrengkorrigering vil gå fram av ein enkel figur, (Fig. 11), der vi ser eit vertikalt snitt gjennom terrenget.

Hammers kart med tabellar er utarbeidd for 12 soneinndelingar med i alt 132 ruter, og største radius er omlag 22 km.

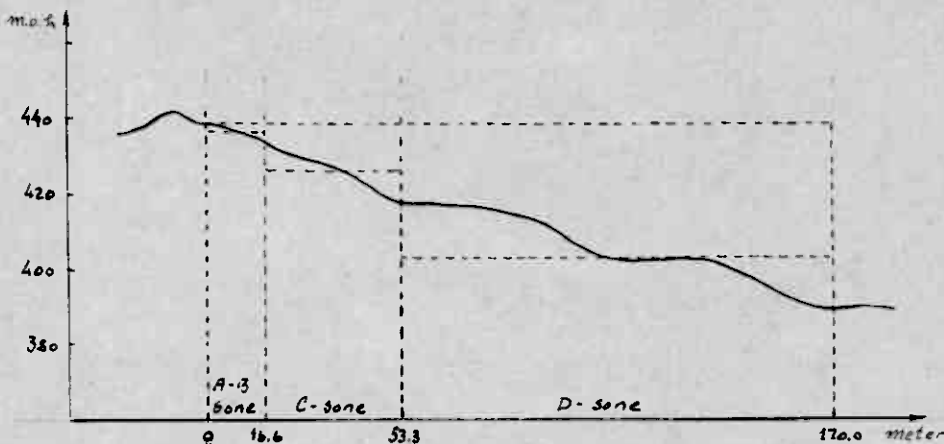


Fig. 11

c. Forenklinger.

No er Hammars korreksjonsmetode nokså tidkrevjande dersom ein skal finne middelhøgdene i alle sonerutene for kvar stasjon. Det er fleire måter til å forenkle dette. Såleis har H.A. Winkler utarbeidd ein grafisk metode for terrengkorrigering (H. Winkler, 1961) og R. Neumann har utvikla metoden noko vidare (Neumann, 1963).

Men desse metodane gjeld berre tilskottet til korreksjonen frå sonene H.I og utover til M, det som Winkler kallar Far Terrain Correction. Metodane er nytta av S. Revheim (1965), og A. Fares-tveit (1965).

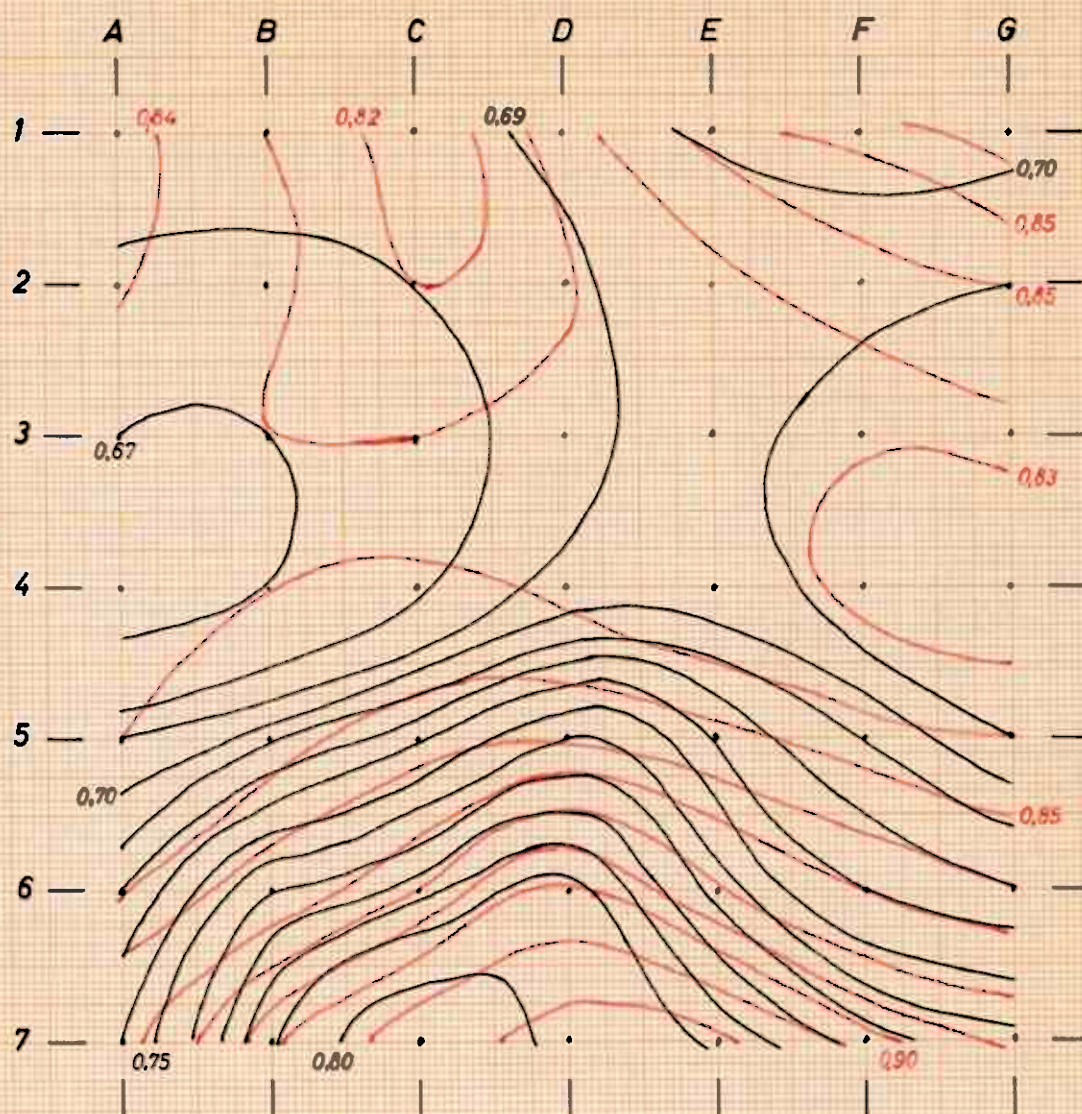
Ein annan og sær enkle framgangsmåte kan nyttast i område der stasjonane ligg tett og dekker berre eit mindre område der høgdeskilnadane er småe. Der viser det seg at terrengkorreksjonen frå dei ulike sonene utafor ein minste avstand varierer sær systematisk. På grunnlag av korreksjonane for ein del av stasjonane kan ein teikne opp eit isokorreksjonskart for kvar av dei aktuelle sonene (Fig. 12 og 13). Tilskottet til korreksjonane ved ein stasjon frå desse sonene finn ein ved interpolasjon i isokorreksjonskartet. Denne metoden er mellom andre brukt av E. Husebye (1962).

d. Utføringa i Heindalen.

Alle observasjonane frå Heindalen er berre korrigert for dei 7 inste sonene, d.v.s. til og med H.-sona i Hammers kart. Årsaka til dette er at det i dette distriktet enno ikkje er utarbeidd eit brukbart topografisk kartverk, og det kartet som har vore til disposisjon omfatar berre eit mindre område, omlag $8 \times 5 \text{ km}^2$.

For dei småe områda i Detaljområde I og Detaljområde II blei det ved korreksjonsarbeidet nytta isokorreksjonskart for sonene G og H (Fig. 12 og 13). Elles er det ved alle andre stasjonar nytta den originale Hammers metode.

For nokre av stasjonane kom ein del soneruter til å ligge heilt eller delvis over fjordarma inn til Fildsvåg. Dermed kom det inn ein ny tetthet, nemleg for sjö $\rho \approx 1,024$ som ein måtte ta omsyn til. Fjorden er i desse områda delvis svært djup, ned til 150-200m.



DETALJOMRÅDE I

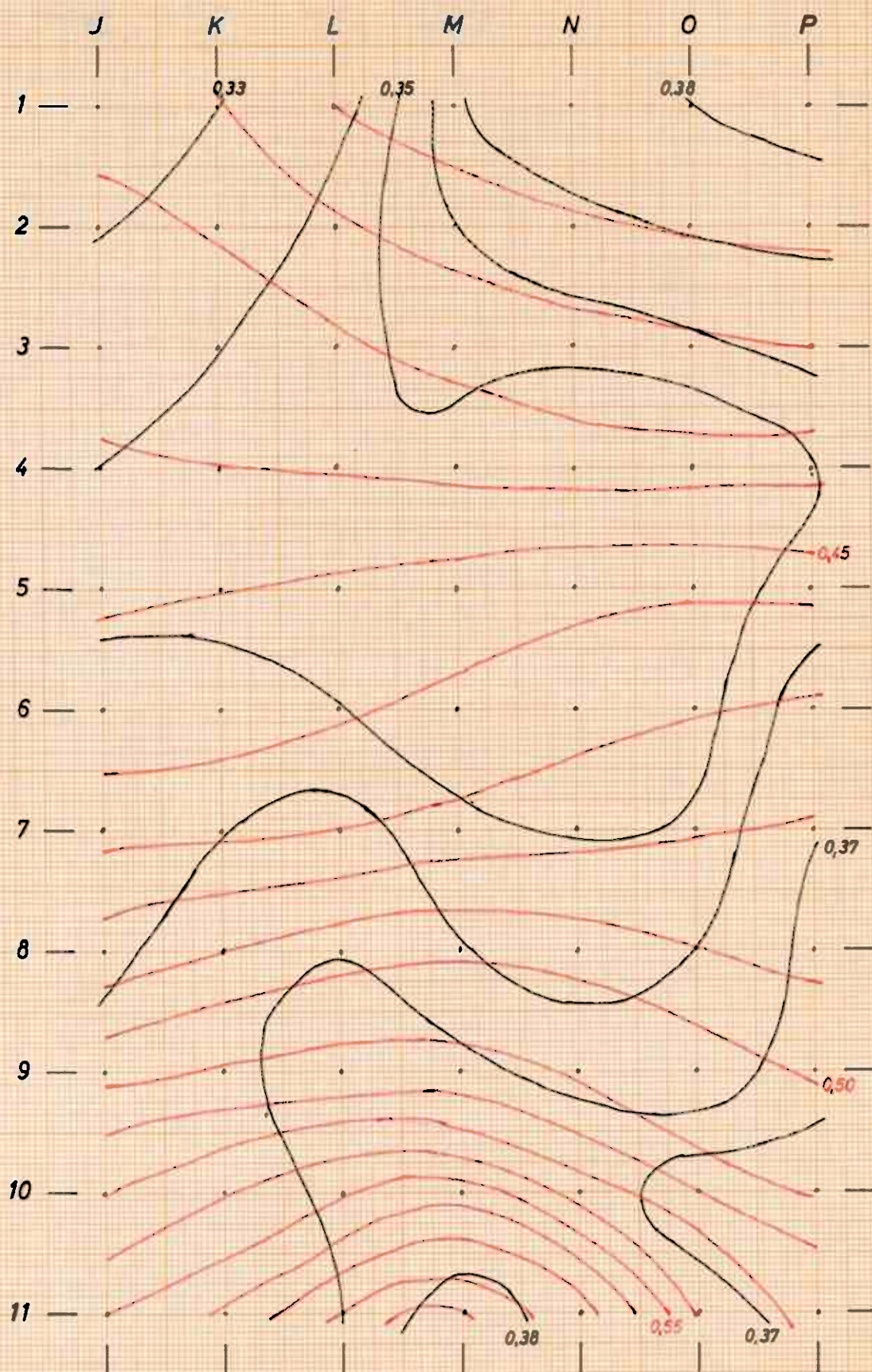
ISOKORREKSJONSKART

G - sona ———

H - - - - -

Fig. 12

påførte verdier i m.gal



DETALJOMRÅDE II
ISOKORREKSJONSKART

G-sona ———

H- - - - -

påförte verdier i m.gal

Fig. 13

og korreksjonane kan difor bli merkbart store. Utan kart med djup-koter var det vanskeleg å finne gode verdiar for djupet, men ein del påførte loddverdiar ga brukbare verdiar å arbeide med.

Fig. 14 illustrerer problemet.

h_1 og h_2 er høgda over

og djup under havflata h.h.v.

ρ_F er tetthet i fjell

ρ_S er tetthet i sjö

Hammers tabell er rekna ut etter

tetthet $\rho = 2.00$ og vi får då

som korreksjon for denne aktuelle

soneruta når k_{h_1} og k_{h_2} er dei tala ein finn i Hammers tabell

for denne sona ved dei aktuelle verdiane av h . For k_{h_1} har ein

vilt å bruke den auken ein finn i tabellen frå $h = h_1$ til

$h = h_1 + h_2$. Altså

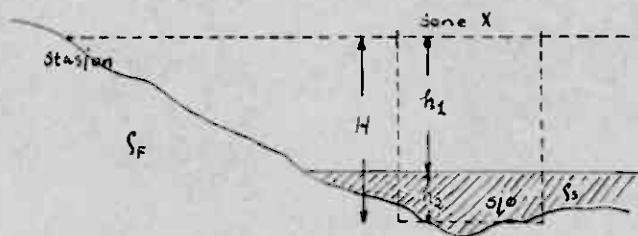


Fig. 14

$$(4.1.) K = k_{h_1} \frac{\rho_F}{2} + k_{h_2} \frac{(\rho_F - \rho_S)}{2} = k_{h_1} \frac{2.70}{2} + k_{h_2} \frac{1.70}{2} = 1.35 k_{h_1} + 0.85 k_{h_2}$$

4.2.2. Feil ved terrengkorrigeringa.

Hammers metode har ein konstruksjonsfeil på ± 0.0007 milligal

pr. sonerute, altså ein feil på $\pm 0.0007 \times 56$ milligal $\approx \pm 0.04$

milligal for ei fullstendig korrigering ut til og med H-sona.

Ein annan feil kjem inn ved unøyaktig avlesing av middelhøgden

i sonerutene. Ved desse avlesingane har ein i dei største rutene

delt desse opp i fleire små areal der det har vore lettare å

finne middelhögdene. Den endelege middelhögde i ruta er deretter kome fram som eit vege middel av desse "delmiddelhögdene".

Etter ei forsiktig vurdering er ein kome til at middelhögdene er fastsett for dei ulike soner med ein feil som følgjer:

B	:	$\pm$	1 m
C	:	$\pm$	3 m
D	:	$\pm$	5 m
E og F:		$\pm$	10 m
G og H:		$\pm$	15 m

Då desse feilavlesingane vil ha ulike konsekvensar for korreksjonsverdien avhengig av kor stor høgdeskilnaden mellom middelhögda og stasjonsnivået er, er desse feilgrensene rekna ut for ein vilkårleg valt stasjon i feltet. På dette grunnlaget er ein kome til at feilen er $\pm 0,5$ milligal i terrengkorreksjonen for kvar stasjon, forutsett at alle tilskott til feilen har same forteikn.

Til dette er det å seie at feilgrensene for avlesingane av middelhögdene er vanskeleg å slå fast eksakt. Ein annan ting er at ved så mange avlesingar pr. stasjon er det sannsynleg at feillane vil vere normalfordelt med like mange positive og negative verdiar som vil nøytralisere kvarandre. Reint statistisk veit ein at feilen vil minke med aukande abservasjonar. Då er feilen gitt ved $\varepsilon = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$ der σ er standardavviket og n er talet på observasjonar.

Brukar ein no dei feillane som er gjevne for sonerutene i sone H med 12 ruter finn ein

$$\varepsilon_H = \pm \frac{0,0235}{\sqrt{12}} = \pm \frac{0,0235}{3,46} \approx \pm 0,0068$$

Brukar ein E-sona på same måten finn ein $\xi_e \approx 0.0109$.

Rekner ein desse sonene som representative "feilkjelder" får ein for alle sonene $\xi_{s-H} < 0.0763$.

Etter dette skulle ein trass i alle subjektive vurderingar kunne rekne med ein feil i topografikorreksjonen på $\pm 0,1$ milligal.

Her må det leggst til at det viste seg ikkje å vere samsvar mellom högdene i kartet og dei nivellerte högdene. Kartet er ikkje garantert nøyaktig frå konstruktören si side. Dette førte til vanskar med val av stasjonshøgder ved terrengkorreksjonen. Men stasjonane har fått ein systematisk korreksjon i högde slik at dei viser meir samsvar med kartet sine högder. Og desse högdene som ser ut til å passe for dei aller fleste stasjonane, er brukt ved topografikorreksjonen.

Ei vurdering av feilen i korreksjonen på grunn av dette, er uråd å gjere, men det er vel truleg at ein slik feil kjem i ein systematisk for alle stasjonane og såleis gjer seg gjeldande med like stor styrke over heile feltet.

4.2.3. Friluftkorreksjon.

Tyngdeaksellerasjonen i eit observasjonspunkt er mellom anna avhengig av det nivå observasjonen er teken i. Då observasjonane er tekne i ulike högder er det naudsynt å korrigere for dette. I mange høve korrigerer ein observasjonane til havnivå, men det er ved mange undersøkingar ofte like greit å velje eit datumplan med konstant högd over havet, som alle observasjonsverdiar blir omrekna til.

Tenkjer ein seg jorda sin masse samla i sentrum, og gir tyngdeaksellerasjonen i havnivå verdien (4.2.) $g_0 = G \frac{M}{r_0^2}$, vil tyngdeaksellerasjonen i høgda h over havet vere (4.3) $g_h = G \frac{M}{(r_0 + h)^2}$.

Differensen Δg blir då

$$(4.4.) \Delta g = (g_0 - g_h) = G \frac{M}{r_0^2} - G \frac{M}{(r_0 + h)^2} = GM \left(\frac{1}{r_0^2} - \frac{1}{(r_0 + h)^2} \right)$$

$$(4.5.) \Delta g \approx G \frac{M}{r_0^2} \frac{2h}{r_0} \approx \frac{2h}{r_0} g_0 \quad \text{då} \quad h \ll r_0$$

Med $r_0 = 6367 \text{ km}$ og $g_0 = 981 \text{ cm/s}^2$ blir

$$\Delta g = 0.3085 \cdot h \text{ m.gal.}$$

Variasjonen av g med høgda er altså 0,3085 milligal/meter.

Då r_0 og g_0 ikkje er konstante langs jordoverflata vil Δg variere, og vi får ulike variasjonar av g avhengig av geografiske breidde og høgde over havet.

Tyngdeaksellerasjonen minkar med aukande høgde, difor vil korreksjonen bli positiv når observasjonane ligg over datumplanet og negativ når dei ligg under.

Ved friluftkorrigering tek ein ikkje omsyn til massefordelinga omkring stasjonen. Korreksjonen gjeld berre høgdedifferansar i "fri luft" difor nemninga friluftkorreksjon.

I det korreksjonsarbeidet som er utført for målingane i Heindalsfeltet er datumplanet lagt i högde 300 meter over havet. Korreksjonane er rekna ut etter ein konstant vertikal variasjon av g på 0,3085 milligal pr. meter, slik at friluftkorreksjonen for kvar stasjon blir (4.6.) $\Delta g_f = 0,3085 (h-300)$ milligal der h er gravimeterets högde over havet.

4.2.4. Feil i friluftkorreksjonen.

Feil i friluftkorreksjonen er avhengig av kor nøyaktig högdene for gravimeterposisjonane er gitt.

Nivelleringa er utført med ein maksimal feil på mindre enn 5 cm for kvar stasjon (sjå 3.5.2.)

For detaljområda I og II er gravimeterhögde over stasjonshögde nøyaktig utmålt og teke med ved korrigeringa. Ved dei rekognoserande undersøkingane blei ikkje gravimeterhögda over bakken målt, men ved desse observasjonane varierte denne högda svært lite. Den maksimale feilen i högdeverdiane er såleis mindre enn ± 10 cm. Dette fører til ein feil i friluftkorreksjonen på $\pm 0,03$. Dette gjeld dei stasjonane som har minst nøyaktig högdefastsetjingar. For dei aller fleste stasjonane kan ein rekne med mindre feil i friluftkorreksjonen.

4.2.5. Bouguerkorreksjon.

Etter terrengkorrigeringa er tyngdeaksellerasjonen i eit punkt i feltet omrekna til den verdien gravimeteret ville måle i punktet om terrenget omkring var "endelaust" flatt. Friluftkorreksjonen korrigerer for högde over datumplanet.

Mellom dei to horisontale plana, planet i stasjonshögde og datumplanet, har ein med dette tenkt seg lagt ei flat skive. (Fig. 15).

Den tyngdeaksellerasjonsverdien ein har att etter terreng- og friluftkorreksjonane vil vere påverka av gravitasjonseffektar frå denne skiva. For at ein observasjon skal vere fullstendig omrekna til datumplanet må ein her gjere ein korreksjon til. Denne blir kalla bouguerkorreksjon.

I denne skiva ein har fått definert mellom stasjonsplanet og datumplanet, vil eit kvart lite masse-element ha sin verknad på tyngdeaksellerasjonen i observasjonspunktet

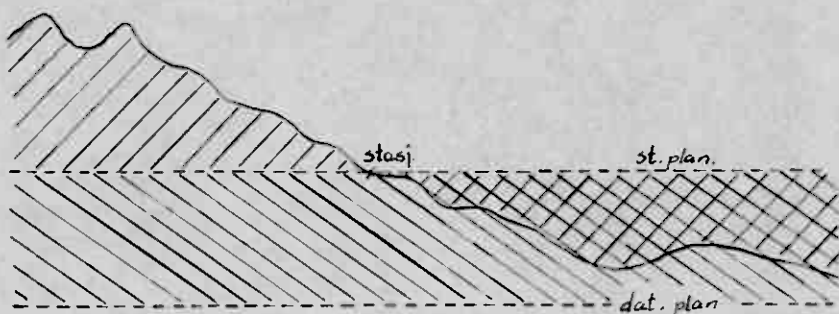


Fig. 15

med eit positivt tilskott til tyngdeaksellerasjonen når stasjonen ligg over datumplanet. Til saman får vi ein vertikal effekt som i dette tilfellet må subtraherast frå den observerte tyngdeaksellerasjonen. Den korreksjonen ein får frå ein endelaus stor skive h meter tjukk er gitt med formelen

$$(4.7.) \quad \Delta g_B = 2\pi G \rho h$$

der G er gravitasjonskonstanten, ρ tettheten i skiva og h er høgda. Dette gir $0,04191 \times \rho$ milligal pr. meter.

I Heimdalsfeltet er over alt ρ sett til $2,70 \text{ g/cm}^3$ og korreksjonen blir då $0,1129$ milligal pr. meter. Datumplanet er som før nemnt lagt i nivå 300 meter over havet og bouguerkorreksjonen for kvar stasjon er derfor gitt ved uttrykket.

$$(4.8.) \quad \Delta g_B = 0,1129 (h - 300) \text{ milligal}$$

når h er stasjonshögdene i meter.

4.2.6. Feil i bouguerkorreksjonen.

Som ein ser av formelen (4.7) vil feil både i tetthet ρ og høgde h gjere seg gjeldande i samla feil for korreksjonen. Feilen er då gitt ved formelen

$$(4.9) \quad \Delta(\Delta g_B) = \Delta g_B \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta h}{h} \right)$$

der $\Delta(\Delta g_B)$ er bouguerkorreksjonen i ein stasjon, $\Delta \rho$ er feilen i tettheten og Δh er feilen i høgde. Som (4.9) viser, vil feilen vere forskjellig frå stasjon til stasjon då h og dermed Δg_B varierer frå stasjon til stasjon. Ei generell feilgrense er difor vanskeleg å bestemme.

Reknar ein derimot at tettheten $\rho = 2,70 \text{ g/cm}^3$ er ein representativ middelvei for gneistettheten i området og held denne konstant, vil feilen i bouguerkorreksjonen berre bli avhengig av kor nøyaktig h er bestemt. På dette grunnlaget finn ein at feilen er $\pm 0,01$ milligal.

4.2.7. Breiddegradskorreksjon.

Tyngdeaksellerasjonen aukar med geografisk breidde, nordover og sørover frå ekvator. g er gitt som funksjon av breidden med formelen

$$(4.10) \quad g = 978,049 (1 + 0,052884 \sin^2 \varphi - 0,000005 \sin^2 2\varphi) \text{ cm/s}^2$$

der φ er breidden i grader.

Ved differensiasjon får ein

$$(4.11) \quad \frac{dg}{d\varphi} = 5,1723 \sin 2\varphi \text{ gal/radian}$$

Heindalsfeltet ligg på $62^{\circ}50'N.Br.$ og dette gir $\varphi = 62^{\circ}83$ og ein auke i tyngdeaksellerasjonen mot nord på 0,657 milligal pr. km.

Korreksjonen er utført slik at stasjonen 200W/100S er gitt korreksjonen 0 og dei andre stasjonane har fått sine korreksjonsverdiar avhengig av den horisontale avstand i retning nord eller sør dei har frå "nullstasjonen". Alle breiddegradskorreksjonar blir negative nord for og positive sør for denne stasjonen.

4.2.8. Feil i breiddegradskorreksjon.

Avstandane ved korreksjonen er målt ut i eit kart med målestokk 1:10000 der ein kan lese av ein posisjon med ein maksimumfeil på ± 1 mm tilsvarende ± 10 m i terrenget. Dette gir ein største del i korreksjonen på 0,0065 milligal $\approx 0,007$ milligal.

4.3. Ein ferdigkorrigert observasjon.

Ein fullstendig korrigerert tyngdeobservasjon kan ein då gje eit matematisk uttrykk slik:

$$(4.12) \Delta g = \Delta g_{obs} + \Delta g_T + \Delta g_F - \Delta g_B - \Delta g_{Br}$$

der Δg_{obs} er den observerte tyngdeaksellerasjon i eit punkt korrigerert for drift; Δg_T er terrengkorreksjon; Δg_F er fri-luftkorreksjon; Δg_B er bouguerkorreksjon og Δg_{Br} er breiddegradskorreksjon.

Valet av forteikn for Δg_F , Δg_B og Δg_{Br} byggjer på at stasjonen ligg over datumplanet (har positiv h), og ligg nord for eit punkt som breiddegradskorreksjonen blir referert til.

Δg er her eit modifisert uttrykk for ein bougueranomali. (Sjå 5.1.5).

V. REGIONALEFFEKT OG RESTANSEANOMALIAR.

5.1. Regionaleffekt.

Ein vart tidleg klår over at i eit observert tyngdefelt (gravitasjonsfelt) er det komponentar som har andre årsaker enn dei geologiske strukturane og irregularitetane ein hadde venta å finne ved undersøkinga. Desse komponentane er det ein kallar regionaleffekten i eit tyngdefelt.

Problemet med regionaleffekt og restfelt møter ein i alle geofysiske metodar som bygger på observering av eit potensialfelt.

Ein vil møte spørsmålet om å dele potensialfeltet i moglege komponentar, og forklare ulike geologiske konfigurasjonar som årsaker til desse komponentane. Men dette problemet kan ein ikkje løyse eksakt då årsakene til eit potensialfelt har ein fleirtydig definisjon.

Det har vore brukt mange ulike metodar til å skilja ut regionaleffekten i eit observert tyngdefelt, og med denne bakgrunn har ein geolog ein gong sagt at "the regional is what you take out to make what's left look like the structure". (L.L. Nettleton, 1954). Dette er kanskje einså god definisjon av regionaleffekten som nokon anna, og sitatet viser ein vesentleg ting å vera merksam på nemlig at skal ein bestemme regionaleffekten er dette ikkje berre eit geofysisk, men og eit geologisk problem (Nettleton, 1954).

5.1.2. Metodar til å skilje regionalfelt og restfelt.

Den første metoden som ein kjenner til blei brukt for å skilje ut regionaleffekten i eit sett observasjonar byggjer på utglatting av irregulære kurver.

Dersom dei korrigerte observasjonane er gitt som profilkurver, reknar ein at regionaleffekten i desse resultat er representert ved ei glatt kurve frå ende til ende i profilet gjennom dei meir irregulære delane av profilkurvene. (Fig. 16 vil illustrere dette.)

På same måten teiknar ein glatte kurver i eit gravimetrisk kote-kart, og bestemmer regionaleffekten på den måten (Fig. 17).

Seinare har ein fått utarbeidd metodar som byggjer på numerisk behandling av tyngde-anomaliar i punkt arrangert i ein viss orden. Etter dette har ein

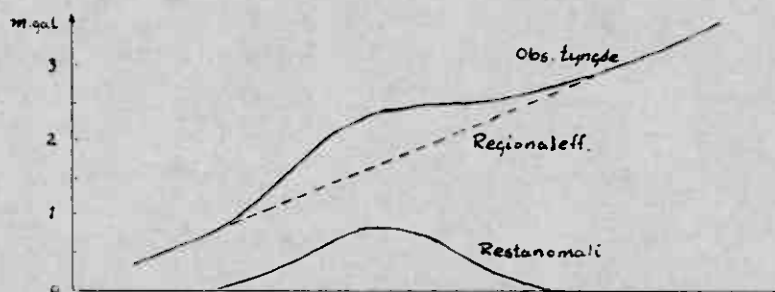


Fig. 16

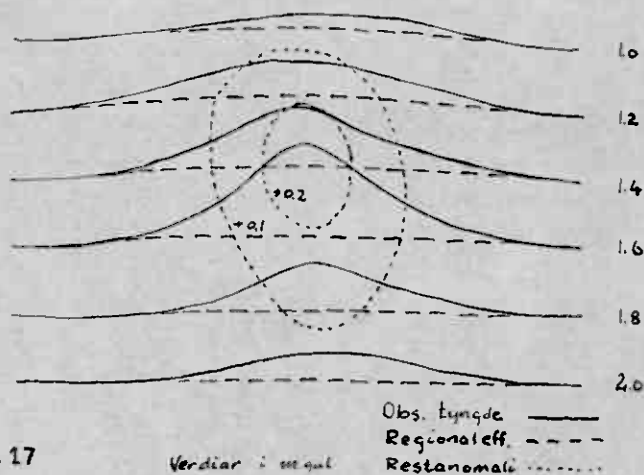


Fig. 17

1. Numeriske metodar, (også kalla analytiske metodar) og
2. Grafiske metodar (Nettleton, 1954).

1. Dei numeriske metodane byggjer på föresetnaden om nöyaktige bougueranomali-verdiar og eit regulært og tett observasjonsnett. Dette siste vilkåret er i alle fall ikkje oppfylt ved undersökningane i Heindalsfeltet og denne metoden kunne ein såleis ikkje bruke.

2. Ein grafisk metode som byggjer på utglatting av kurver etter ein eller annan prosedyre ville ein derimot kunne bruke. I det följande er det gjort greie for korleis regionaleffekten er bestemt og dermed korleis ein har fått fram restanomaliene.

5.1.3. Regionaleffekten i Heindalsfeltet.

For å bestemme regionaleffekten i Heindalsfeltet blei det plassert ein del observasjonsstasjonar utafor feltet. Desse observasjonane er lagt slik at ein reknar med at dei ikkje blir påverka av effektar frå dei spesielle strukturane i Heindalsfeltet eller liknande strukturar. Stasjonane er i kartet (Fig. 18) merka med Nr. 1, 2, 3, o.s.v. under stasjonsmerket.

Högdene for desse stasjonane er bestemt ved bruk av eit Paulin altimeter (aneroidbarometer). Desse högdene er ikkje så nøyaktige som ein kunne ønskje. Årsaka er at ein ikkje hadde barograf som kontinuerleg kunne registrere variasjonar i trykket. Dette har ein prøvd å bøte på ved å måle högda på ein stasjon fleire gonger.

Observasjonane er korrigert på same måte som i feltet og redusert til det same datumplanet. Dei korrigerde tyngdeaksellerasjonsverdiane er i kartet skrevne over stasjonsmerket.

5.1.4. Diskusjon av "isoregionalkurvene".

På grunnlag av "regionalobservasjonane" har ein teikna isoregionalkurver. Ved teikninga (kurve-trekkinga) har ein teke omsyn til verdiane i dei nordlegaste stasjonane på profila frå 1400E til 2200E då desse ser ut til å passe godt inn i regionalfeltet. Desse verdiane er tekne med i isoregionalkartet (Fig. 18) utan at dei er merka med stasjonsnummer.

Ein del av desse regionaleffekt-verdiane står i tydeleg strid med andre og fell utafor det generelle biletet. Dette gjeld særleg for stasjonane 5 og 7. Desse stasjonsverdiane har ein derfor sett bort frå. På dette grunnlaget er isoregionalkurvene teikna opp som dei best mogelege.

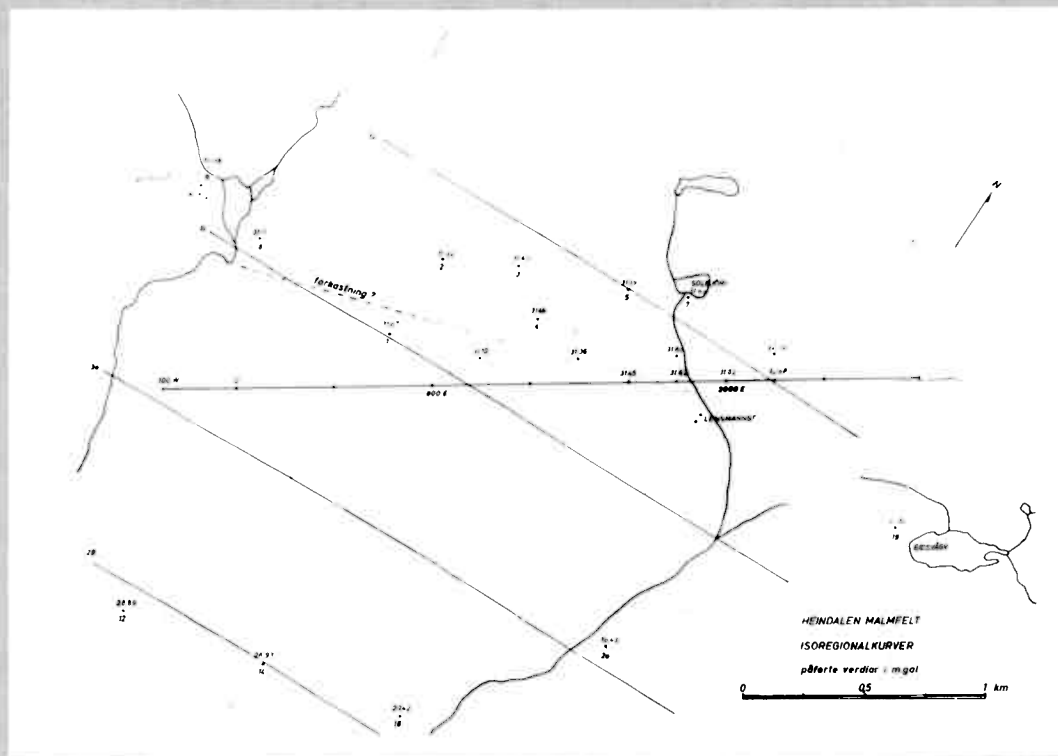


Fig 18

Det vil alltid når den grafiske metoden blir brukt til å bestemme regionalfeltet vere rom for skjön. Kurveteikninga vil såleis vere avhengig av den erfaringa kartteiknaren har i arbeidet og den vurderinga han legg til grunn.

Det må presiserast at det i dette tilfellet er for få stasjonar til å kunne få bestemt eit godt regionalfelt. Under arbeidet med materialet har det vore klårt at det ville vere av største verd å få supplert observasjonane vesentleg, men av praktiske grunnar har dette vore uråd. (Vinter, snöoverdekning o.l.).

Årsaka til at det blei teke så få observasjonar er at ein då feltarbeidet blei utført enno ikkje hadde fått kart over området, og ein valte difor berre stasjonar som seinare kunne identifiserast i kartet utan for store feil.

5.1.3. Diskusjon av regionalfeltet.

Jamvel om det er for få observasjonar til å bestemme regionalfeltet godt, viser desse likevel at hovudretninga for isoregionalkurvane er slik som dei er teikna i kartet (Fig. 18).

Regionalfeltet er teikna med ein nær konstant gradient mot nord. Er så dette samsynleg? Geologisk sett er sjölve Heindalsfeltet i overflata dominert av ein raud gneis-granitt, som med si ligg-grense går ut i lufta i åssida omlag 1 km sør for basis. I nord støyter denne gneis-granitten, som før nemnt, mot ein meir basisk og tyngre grå gneis-granitt ved ei aust-vest forkastning. (H.P. Geis, 1963). I snitt er det

geologiske biletet slik

Geis tenkjer seg det

teikna inn i Fig. 19 .

Etter dette skulle ein

vente ein mindre reduk-

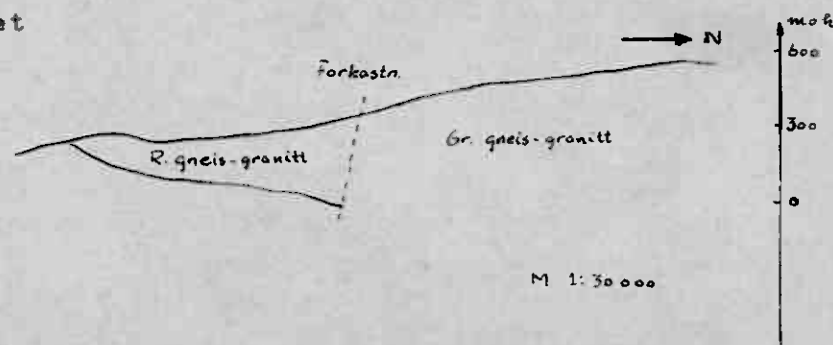


Fig 19

sjon mot nord dersom overflategeologien var dominerande. Men differensen i tettheten for den raude og den gråe gneis-granitten er svært liten, truleg ikkje over $0,05 \text{ g/cm}^3$, og regionaleffekten blir truleg påverka av andre meir dominerande konfigurasjonar, jordskorpe-strukturar.

Likskapen mellom regionalfeltet og vanlege bougueranomaliar er det nærliggande å nemne her. Dei verdiane vi har for regionaleffekten er korrigert på same måten som vanlege bougueranomaliaverdiar. Vi ville få bougueranomaliar dersom vi hadde eit punkt med kjent bougueranomaliaverdi å knyte våre verdiar til og om vi hadde brukt geoiden som datumplan. Desse to momenta representerer berre ein konstant i bougueranomaliane, og er lik for alle stasjonar.

For bougueranomaliar er det vanleg at dei er for det meste negative over land, aukar mot kystane og blir positive over hav. For Heindalsområdet vil retninga mot kysten vere nord-nordvestleg. Storleiken i denne variasjonen er ulik i dei ulike områda, og er på Austlandet omkring Oslofeltet funnen å vere 1 - 2 milligal pr. km. Regionalfeltet i Heindalen har såleis ein variasjon både i retning og storleik som er svært sannsynleg.

Det ser ut som om regionalfeltet har ein større horisontal gradient i den nordlege delen av området. Det er mogeleg at den gråe gneis-granitten som blir meir dominerande ved forkastninga er årsak til ein litt raskare auke i regionalfeltet der.

5.1.6. Feilen i regionaleffekten.

På det noko verke grunnlaget regionaleffekten er bestemt er det vanskeleg å gi ei vurdering av feilen ein har i desse verdiane. Det er truleg at gravimeteravlesingane, terreng-korreksjonane og breiddegradskorreksjonane er gjort med same feil som i feltet elles. Feilane for desse er i same rekkefølge $\pm 0,005$ milligal, $\pm 0,1$ milligal og $\pm 0,007$ milligal.

Högdene er for dei fleste stasjonane bestemt med ein feil på ± 1 meter. Dette er ein kome til etter ei forsiktig vurdering av i kva høg grad ein hadde høve til å arbeide nøyaktig. Dette fører til ein feil på $\pm 0,35$ milligal for bouguer- og friluft-koreksjonane til saman. Totalt må ein såleis rekne med ein feil på $\pm 0,5$ milligal for regionalfeltverdiane.

5.2.1. Restanomaliar.

Alle korrigerte observasjonar i feltet er redusert for regional-effekt. For kvart observasjonspunkt er regionaleffekten bestemt ved interpolasjon i isoregionalkartet, og denne regionalverdien er subtrahert fra stasjonsverdien. Restverdien blir kalla rest-anomalien. Dette forholdet kan ein gje eit matematisk uttrykk slik

$$(5.1) \text{ Restanomali} = \text{Korrigert stasjonsverdi} + \text{Reginaleffekt.}$$

Sidan effektar frå større strukturar i relativt store djup blir eliminert i dei observerte tyngdeverdiane ved hjelp av "regional-reduksjonen" vil restanomaliane representere tilskott til tyngde-aksellerasjonen med årsak i relativt grunne strukturar.

5.2.2. Feil i restanomaliane.

Feilen i restanomaliane er summen av feilane i kvart av ledda på høgre side i likning (5.1).

Feil i instrumentavlesing	$\pm$	0,05	milligal
" terrengkoreksjon	$\pm$	0,10	"
" friluft "	$\pm$	0,03	"
" bouguer "	$\pm$	0,01	"
" breiddegrads "	$\pm$	0,007	"
tilsaman	$\pm$	0,197	"
" regionaleffekt	$\pm$	0,5	"
tilsaman	$\pm$	0,697	milligal

Den totale feilen etter dette er $\pm 0,7$ milligal for kvar stasjon. Denne store feilen har vesentlig si årsak i uvissa om kor godt regionaleffekten er bestemt. Her må ein då legge til at feilgrensene er mykje mindre for den lokale anomali som er isolert i Detaljområde I (7.1).

Jamvel om ein må rekne med ein feil i restanomaliane på $\pm 0,7$ milligal er den relative feilen frå stasjon til stasjon mindre. Når ein har teikna inn isoregionalkurvane i kartet er feilen komen med med same forteikn i eit mindre område ved ei isoregionalkurve. Difor må ein kunne seie at for stasjonane i mellom, t.d. langs profil 600E, vil feilen vere mindre.

5.3. Restanomaliane.

Etter reduksjon for regionaleffekt har ein fått fram restanomaliane. For dei rekognoserande undersøkingane er restanomaliane teikna som kurver for kvart profil: dei stipla kurvane i profila gitt i Fig.20 s.51 .

Hovudtendensen i desse anomaliprofila er ein auke i tyngdeaksellerasjonen mot sør og vestover i feltet. Desse anomaliane vil bli vidare diskutert i 6.1.2.

5.4. Restanomaliane for detaljområder.

Restanomaliane for detaljområda I og II er gjevne som profilsnitt i Fig. 21 og 22 side 52 og 53. For profila i detaljområde I er det teke med magnetiske anomaliar og.

5.4.1. Detaljområde I.

Ved omlag 190 - 200 m sør er det på profila D - G i dette området ein tydeleg auke i tyngdeaksellerasjonen. Denne auken kan ein og

merke i C-profilet når ein samanliknar dette med A og B-profila. Dei magnetiske anomaliane som er delvis sær kraftige viser same biletet. Det er såleis iggen grunn til å tvile på at ein her har ein avgrensa merkbar inhomogenitet som er årsak til både magnetiske og gravimetrisk anomaliar.

Sidan denne inhomogeniteten gir tydelege anomaliar berre over eit kortare område, omlag 100 m langs profilet, er det grunn til å tru at konsentrasjonen ligg grunt.

Tyngdeanomaliane i dette området aukar igjen mot sør så langt observasjonane rekk, 280 m S. Dette vil bli vidare diskutert under 6.2.2.

5.4.2. Detaljområde II.

I dette området har tyngdeanomaliane ein heilt annan roleg variasjon enn i Detaljområde I. Ein kan legge merke til ein liten auke i tyngdeanomaliane mot sør, ein tendens tilsvarande den ein har i dei rekognoserande observasjonane. Elles er området gravimetrisk sett roleg. Dei skarpe magnetiske anomaliane omkring 400 m sør på profil 2000E tilsvarande profil D i detaljområde I har ikkje noko tilsvarande i dei gravimetrisk anomaliane. Årsaka til desse magnetiske anomaliane er truleg små grunne magnetittimpregnasjonar som er altfor småe til å gi merkbare tilskott til gravitasjonsanomaliane.

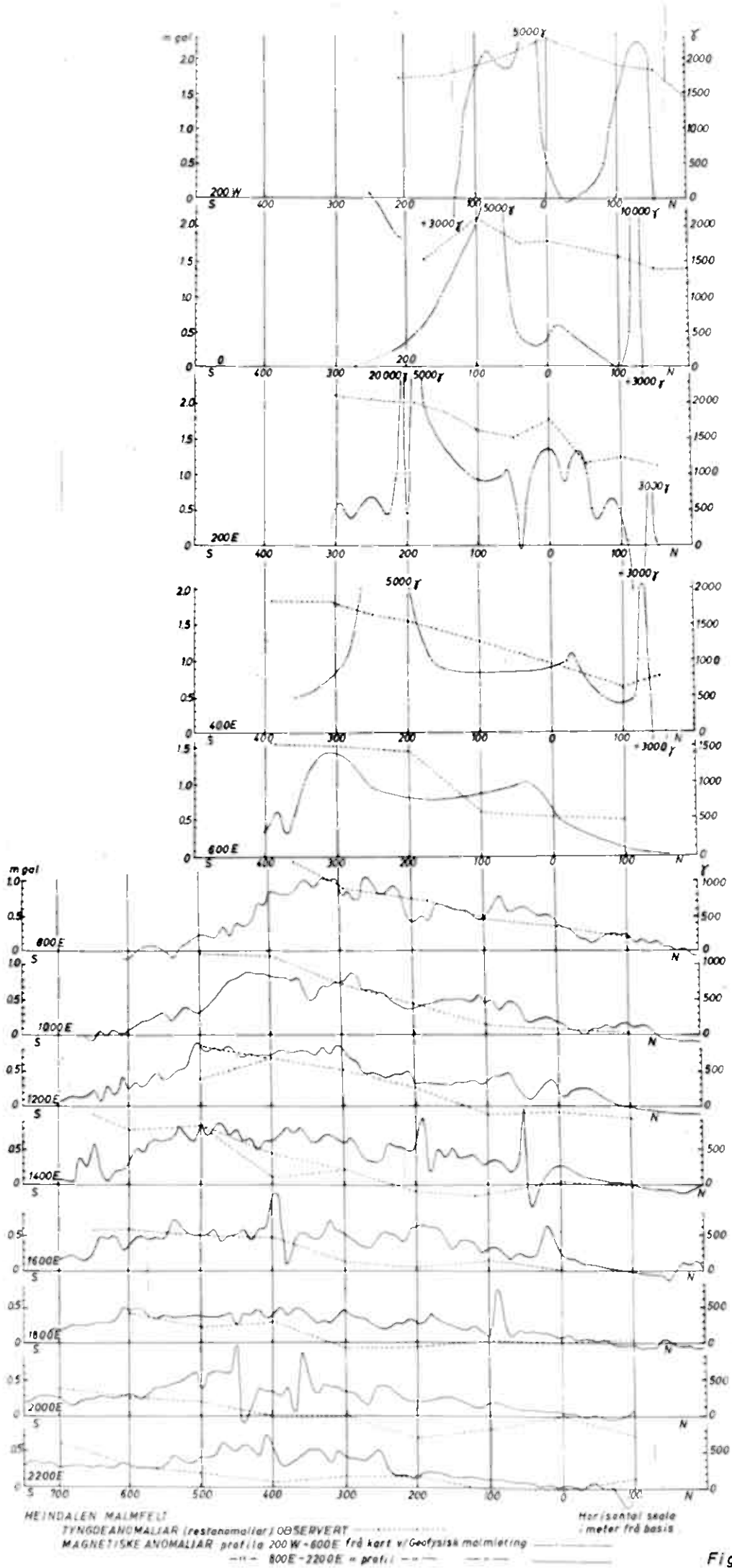
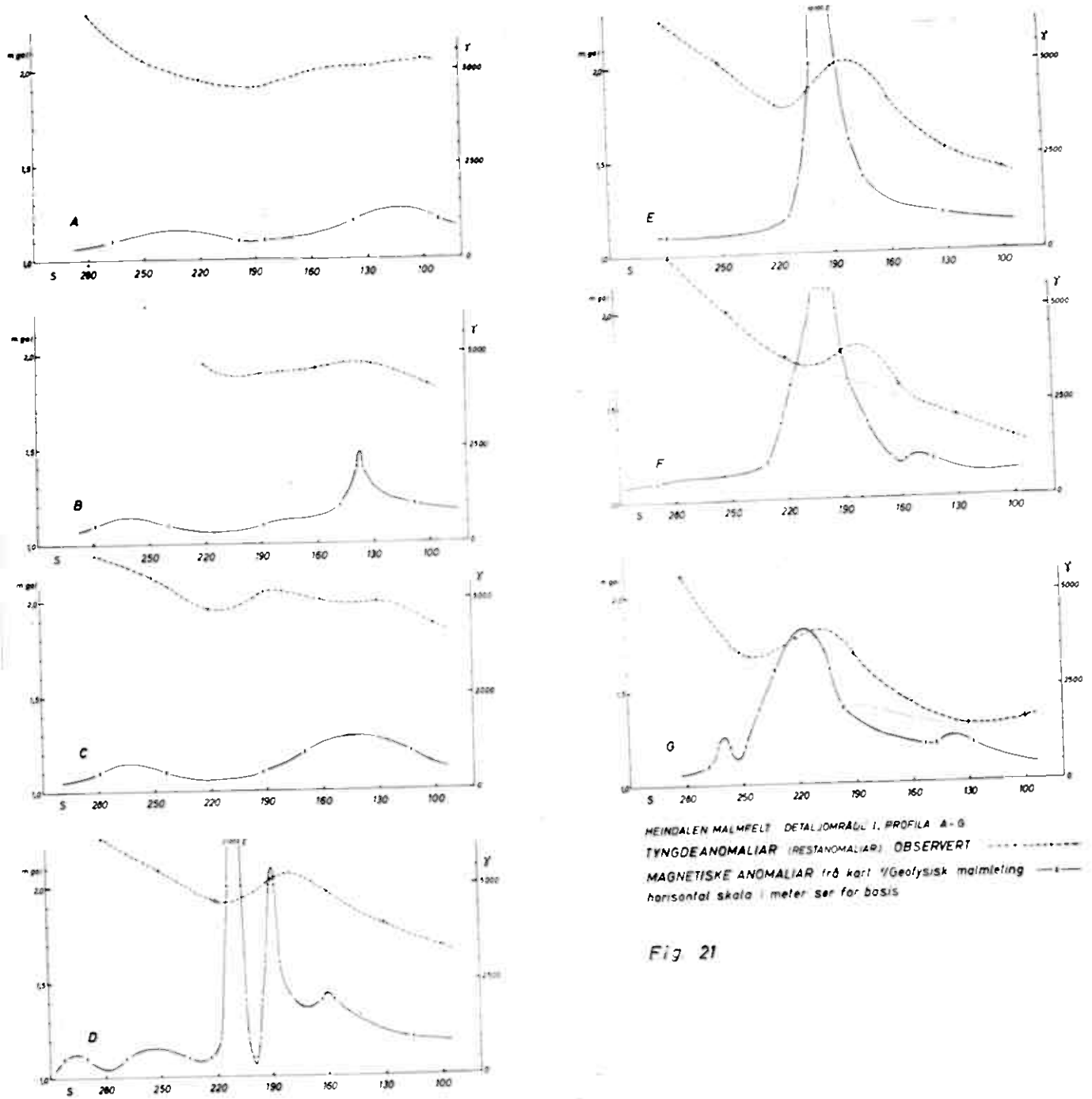


Fig. 20



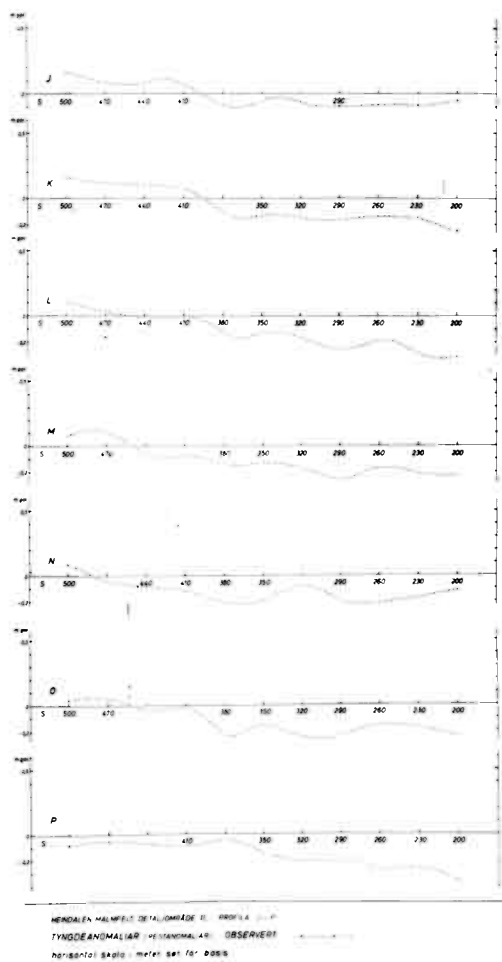


Fig. 22

VI. SAMANLIKNING MED ANDRE OBSERVASJONSRESULTAT.

6.1.1. Magnetiske anomalier.

Ein magnetisk anomali er eit avvik frå det normale magnetiske feltet som femner om heile jorda og har sine polarar ved dei kjende posisjonane for magnetisk nord- og sør-pol. Årsakene til desse avvika ligg i ulike grader magnetisering av bergartane. Det viser seg at ein del bergartar blir magnetiske etter påverknad av eit magnetfelt slik som det jordmagnetiske feltet. Dette heng saman med ein eigenskap som blir kalla susceptibiliteten, evnen til å la seg magnetisere. Susceptibiliteten er ein konstant, karakteristisk for kvart stoff. Han kan vere negativ som i steinsalt og anhydritt, og desse stoffa blir kalla diamagnetiske, eller positiv som i granitt, gabbro og fleire, som blir kalla paramagnetiske.

Mange bergartar har stor susceptibilitet og nokre kan bli tydeleg magnetiske som magnetkis og magnetitt, der susceptibiliteten er svært stor.

I bergartar med magnetitt vil dei små magnetiske mineralkorna under påverknad frå eit ytre magnetfelt (jordmagnetfeltet) sette seg saman til ein større magnet som vil opptre med eit magnetfelt i tillegg til det jordmagnetiske feltet. Det er dette ekstra feltet som blir representert ved det vi kallar ein magnetisk anomali.

Amfibolitt har vanlegvis større susceptibilitet enn ein gneisgranitt og vil såleis kunne vere årsak til magnetiske anomalier.

Men dei magnetiske anomaliane treng ikkje ha si årsak i ein permanent magnetisert bergart. Dei kan vere komne fram som eit ekstra felt på grunn av ein indusert magnetisme. I område der gneisgranitt fører store konsentrasjonar av amfibolitt er det all grunn til å

tru at den magnetiske induksjonen er så mykje større i amfibolitten enn i gneisgranitten at ein vil kunne observere magnetiske anomaliar av den grunn. (Samtale, amanuensis Karsten Storetvedt).

6.1.2. Samanlikning av magnetiske og gravimetrisk anomaliar.

Fig.20 viser dei gravimetrisk anomaliane i Heindalsfeltet teikna inn for kvart profil. Til samanlikning er teke med dei magnetiske anomaliane i dei same profila. Dei magnetiske anomaliane er resultat av observasjonane Geofysisk Malmleting gjorde i 1955. Profila 800E - 2200E er direkte teikna av frå GM sine profil, medan profila 200W - 600E er teikna på grunnlag av eit kart over isodynamer (vertikalfeltet) i området, og representerer difor utglatta verdiar.

Ei samanlikning av desse to typar anomaliar viser at dei har ein svært lik tendens. Dei følgjer kvarandre godt, så langt dei kan samanliknast.

Stiller ein spørsmålet kva årsaka til desse anomaliane kan vere, er det nærliggjande å tenkje på amfibolitt-konsentrasjonar. Tetthetsdifferensen på $0,27 \text{ g/cm}^3$ til gneis-granitten er stor nok til at store mengder vil kunne gi gravimetrisk anomaliar. Vilkåret for magnetiske anomaliar er og tilstades. Det er såleis grunn til å tru at amfibolitten som er meir detaljert kjent i den vestlege delen av Heindalsfeltet til profil 400E, strekkjer seg vidare austover.

Anomaliane som blir veikare og veikare mot aust indikerer at amfibolitten enten får mindre omfang, eller går mot større djup mot aust, eller at begge desse tinga kan vere tilfelle.

6.2.1. Resultat frå diamantboring.

Resultata frå diamantboringar i den vestlege delen av feltet synes å vise at amfibolitten går vidare mot aust med omlag same tverrsnitt.

Kva utstrekning amfibolitten har i profilsnittet skulle etter boringar vere godt kjent. No er amfibolittgrensene fastlagt på grunnlag av heller fåe borkjerner, og det biletet ein har for amfibolittsnittet er eit resultat av tolking. Andre løysingar kan vere mogelege. Dette må presiserast av omsyn til dei gravimetriske anomaliane i Detaljområde I og som blir diskutert i punkt 6.2.2.

6.2.2. Ein diskusjon av den gravimetriske restanomali og boreresultatet i profil D (200E).

Restanomalien langs profil D (200E) viser som før nemnt ein ny auke frå 220 m sør og sørover. Boreresultata er tolka slik at amfibolitten sluttar ved omlag 220 m sør. Ein skulle då tru at det lenger mot sør var berre "lette" bergartar, og etter kvart som observasjonane er tekne lenger og lenger frå amfibolitten ville restanomaliane bli mindre og mindre. Men dei gravimetriske observasjonane viser aukande restanomaliar i den sørlege enden av profilet.

Med ein slik variasjon i restanomaliane langs profil D, ein variasjon som er stätta av observasjonane langs dei andre profila i området, kan det vere grunn til å tru at tolkinga av boreresultata ikkje har funne ei heilt adekvat løysing.

Det kan vere andre geologiske konfigurasjonar som gir løysing på dette problemet. Her skal nemnast to.

1. Under den til no kjende amfibolitten kan det ligge eit nytt lag med amfibolitt. Denne amfibolitten ligg i så fall på same måte som lenger oppe i ein synklinal. Synklinalen kan vere isoklin med eit sørleg hallande akseplan slik at sørsjenkelen svinger seg opp mot overflata i området omlag 250-300 m sør for basis. Ein slik konfigurasjon ville kunne gi ein restanomali-effekt likt den ein har fått.

2. Frå sørenden av den innteikna amfibolittgrensa i 250 - 300 m høgd over havet kan det, som ved den overflate amfibolitten vi har i same profilet, føre ein "kanal" som lagar ein større amfibolitt-konsentrasjon nærare overflata ved 250-300 m sør.

Begge desse konfigurasjonane vil kunne forklare denne rest-anomalien.

VII. VURDERING OG DISKUSJON AV DEN LOKALE ANOMALI I DETALJ- OMRÅDE I .

7.1. Restanomalien i Detaljområde I.

Det er tydeleg (som før nemnt) at den skarpe auken i restanomalien ved 190 m sør har si årsak i den grunne amfibolitten og malmen som er teikna inn i boreprofillet ved 200E 180 - 250S (Fig.29). Denne lokale anomalien er isolert ved at ein har den glatte kurven langs profilet representere ein lokal regional-effekt. Reduksjonen for regionaleffekten i dette tilfellet er illustrert i Fig.23 som viser anomaliene i profil D (200E). Restanomaliene er gitt som profil i Fig.24 og kart i Fig.25 .

7.2.1. Anomaliberekning frå kjende konfigurasjonar.

I mange høve kan det vere av interesse å rekne ut kor stor gravitasjonseffekt ein kjent massekonfigurasjon vil ha. Det er publisert fleire metoder til slike føremål. Ein av dei mest generelle av desse metodane er den av Talwani og Ewing (Talwani og Ewing, 1960).

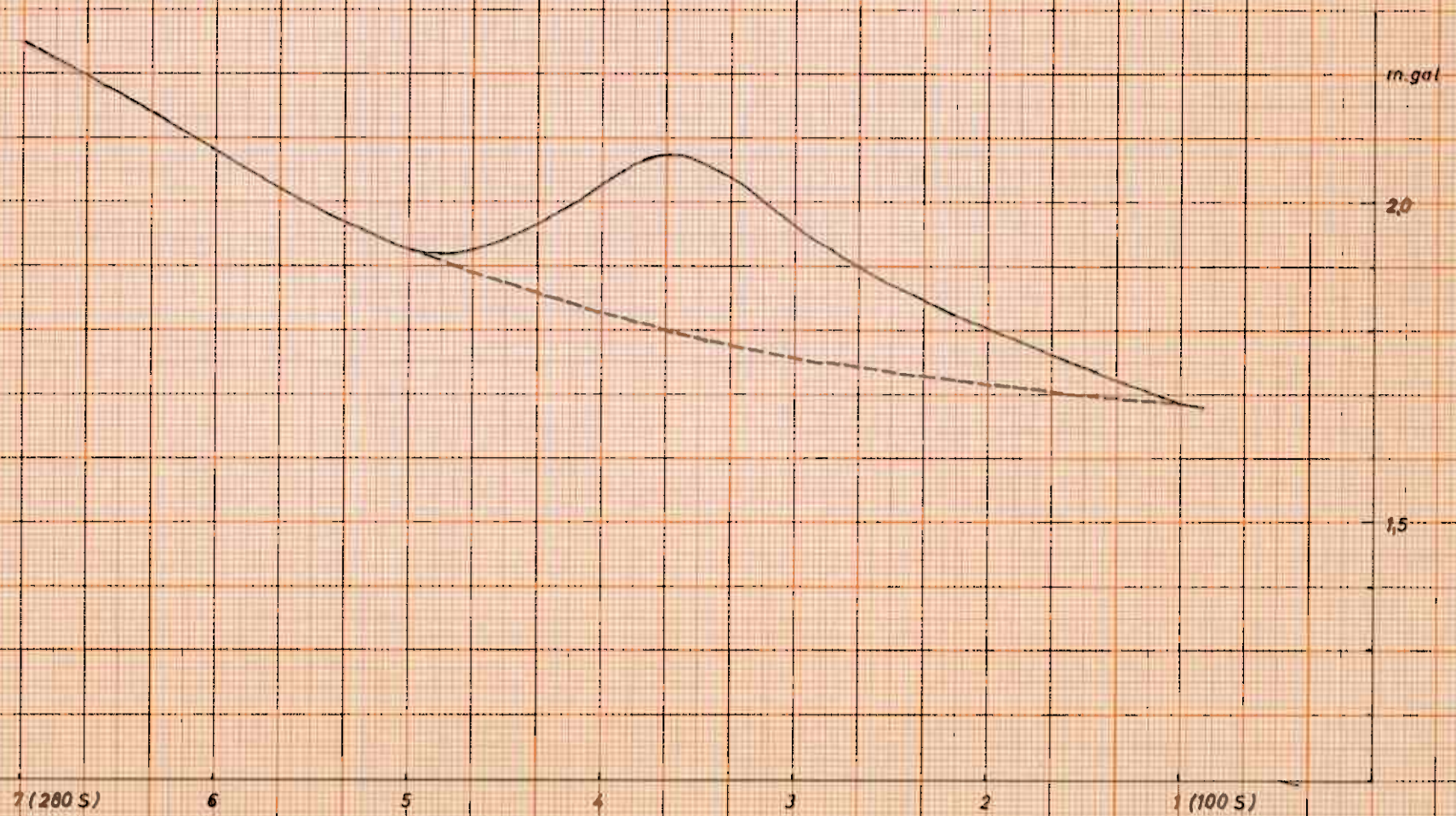
Mindre generell, men enklare i prinsippet er ein metode av M.King Hubbert (Hubbert, 1948). Denne metoden bygger på føresetnaden om ei todimensjonal massefordeling.

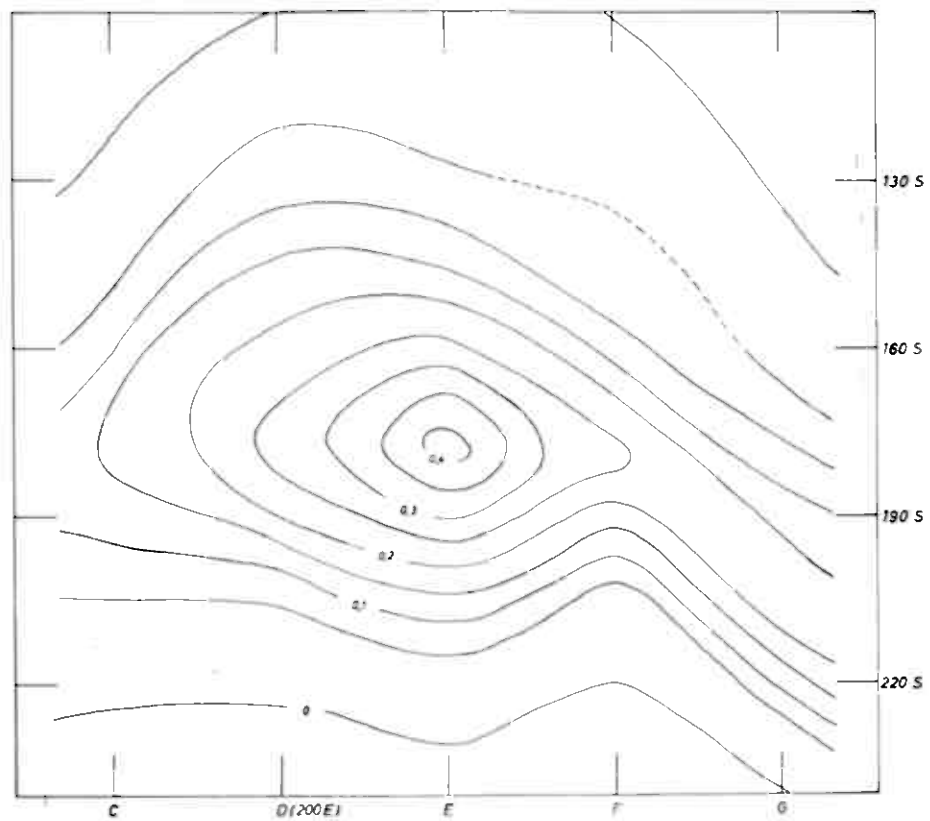
"Ein seier at ei massefordeling er todimensjonal når ho har ein tetthetsvariasjon som er den same funksjonen av posisjonen i fleire parallelle plan. Dersom eit av desse plana blir valt til x-z plan i eit kartesisk koordinatsystem, vil tettheten bli ein tilnærma funksjon av x og z, men vil bli konstant langs alle linjer parallelle med y-aksen" (Hubbert).

Fig. 23

DETALJOMRÅDE I PROFIL D

"lokal" regionaleffekt -----

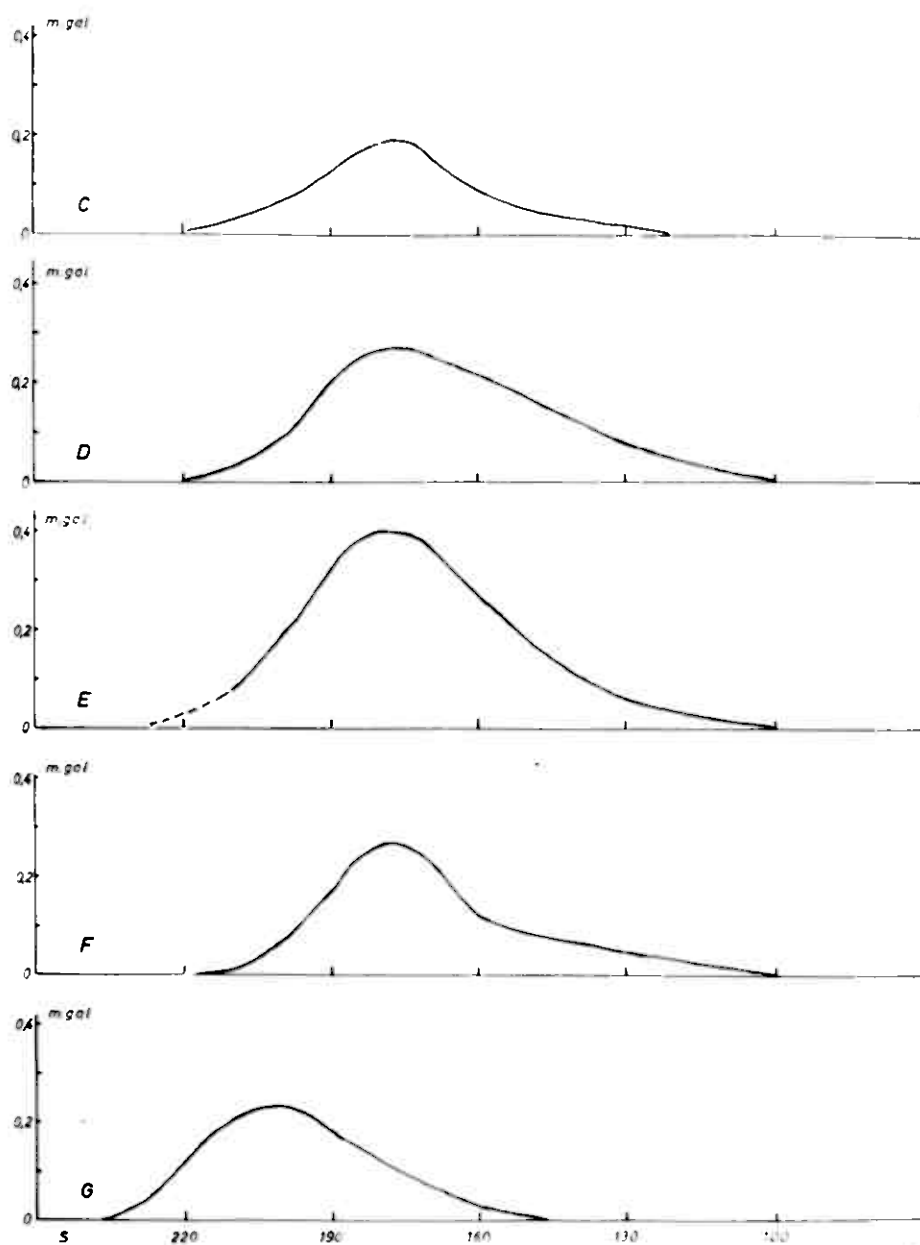




HEINGALEN MALMEFELT, DETALJOMRÅDE I
 RESTANOMALIKART (REDUSERT)
 INVESTER VERDIKAL I MGAU

0 10 20 30 40 50 meter

Fig. 24



HEINDALEN MALMFELT. RESTANOMALIAR (REDUSERT)
 DETALJOMRÅDE I
 PROFIL C, D, E, F, og G

0 10 20 30 40 50 meter

horizontal skala i meter, 1:100000

Fig 25

7.2.2. Hubbert's metode.

Vi vel eit koordinatsystem med x-zplanet som integrasjonsplan, og med y-aksen horisontal og parallell med akseretninga i massekonfigurasjonen. x-aksen lar vi vere horisontal, og z-aksen vertikal og positiv nedover. Sidan gravimeteret berre måler auken Δg

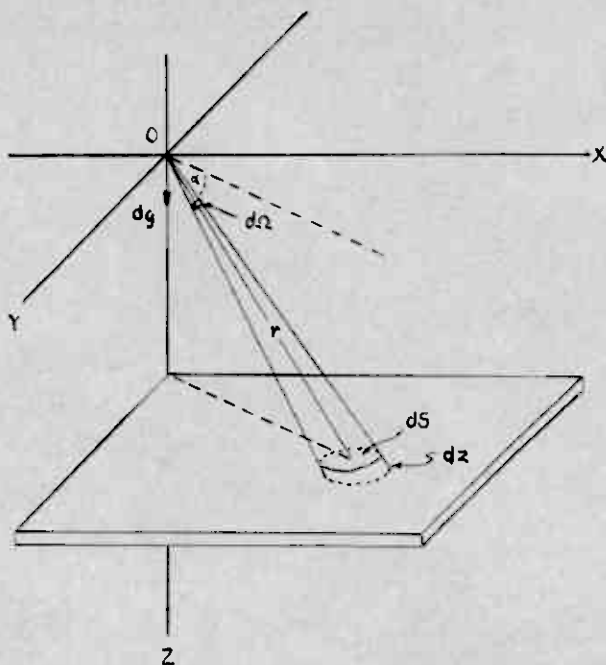


Fig. 26

i den totale gravitasjon g er det nok å rekne ut z-komponenten i tiltrekninga frå den kjende massen, og vi vel origo i koordinatsystemet som stasjon for utrekninga.

Vi ser først på ei endelaus horisontal plate som er avgrensa av dei to plana z og $z + dz$ (Fig. 26). ds er eit lite flateelement i dette planet, og ρ er tettheten. Den vertikale gravitasjonskomponent i origo frå dette volum-elementet er

$$(7.1) \quad dg = \frac{k \rho dm}{r^2} \sin \alpha = \frac{k \rho dz ds \sin \alpha}{r^2}$$

og når vi nyttar definisjonen på romvinkelen

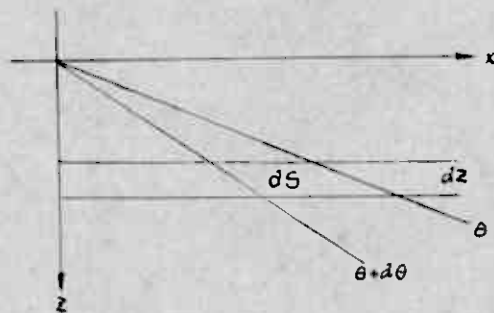
$$(7.2) \quad \frac{ds \sin \alpha}{r^2} = d\Omega$$

får vi

$$(7.3) \quad dg = k \cdot \rho \cdot dz \cdot d\Omega$$

Vi skal så sjå på den tiltrekninga vi får i origo om vi lar ds bli ei smal lineær flate parallell med y-aksen. Fig.27 viser i eit snitt normalt på y-aksen at ds blir avgrensa i det horisontale planet av to plan som skjær kvarandre i y-aksen og har vinklane θ og $\theta + d\theta$ til x-aksen.

Romvinkelen $d\Omega$ mellom to plan som skjær kvarandre i ein vinkel $d\theta$ vil ha same forholdet til den totale romvinkelen som den plane vinkel $d\theta$ har til den totale plane vinkel, altså



$$(7.4) \quad \frac{d\Omega}{4\pi} = \frac{d\theta}{2\pi}$$

Fig.27.

$$\text{og } d\Omega = 2 d\theta$$

som ved innsetting i likning (7.3) gir

$$(7.5) \quad dg = 2 k \cdot \gamma \cdot d\theta \cdot dz$$

Over eit avgrensa areal får ein ved integrasjon når γ er konstant

$$(7.6) \quad g = 2k \iint \gamma d\theta dz = 2k\gamma(\theta_2 - \theta_1)(z_2 - z_1)$$

Tenkjer vi oss arealet i xz-planet delt i $\Delta\theta\Delta z$ solenoider får vi den totale gravitasjonseffekt i origo ved summering av effekten frå alle desse solenoidene (Fig.28). For kvar solenoide settes γ konstant og vi får effekten

$$(7.7) \quad \Delta g = 2k\gamma \Delta\theta\Delta z, \quad \text{og}$$

$$(7.8) \quad g = 2k \sum_{i=1}^n \gamma \Delta\theta_i \Delta z_i$$

Er ρ konstant over heile arealet får vi

$$(7.9) \quad g = 2k\rho \sum_{i=1}^n \Delta\theta_i \Delta z_i = 2k\rho \cdot n \Delta\theta \Delta z$$

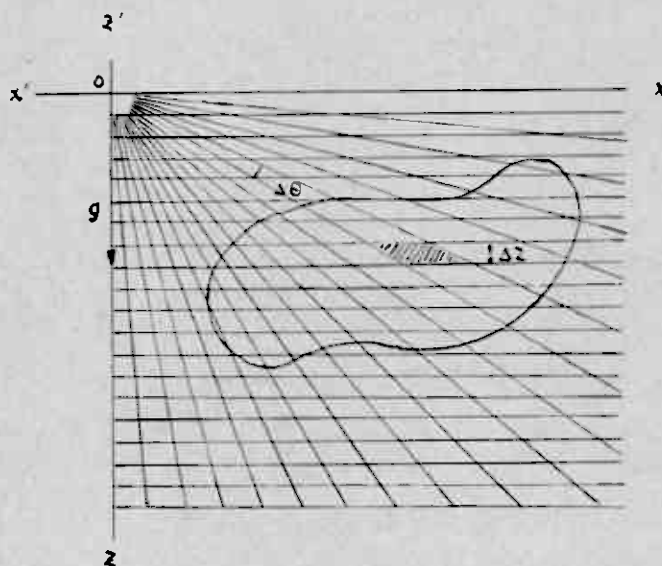


Fig. 28

I praksis konstruerer ein eit "rutenett" som vist i Fig. 28

$\Delta\theta$ og Δz er valt slik at med ein tetthetsdifferans på 1 g cm^3 vil det, ved den målestokk som er brukt, på kvar rute bli eit tilskott på 0,01 m.gal til vertikalkomponenten av gravitasjonen i origo. Ved å telje opp kor mange ruteiningar ein slik konfigurasjon dekker, og rekne om for den aktuelle tetthetsdifferens får ein anomaliverdien i berekningspunktet gitt direkte.

7.2.3. Diskusjon og samanlikning av berekna og observert anomali.

I Fig. 29 er resultata frå berekninga av anomalien i profil D, Detaljområde I, etter Hubbert's metode gitt. Anomalien er rekna ut for amfibolitten og malmen og for malmen særskilt på grunnlag av den massefordelinga ein har i profilet. Denne massefordelinga er funnen etter borerresultat som er tolka slik Fig. 29 gir uttrykk for. Tilskott til anomalien er teke med for massar ned til eit djup på 70 m under overflata. For tettheten er verdiane i pkt. 3.6 brukt.

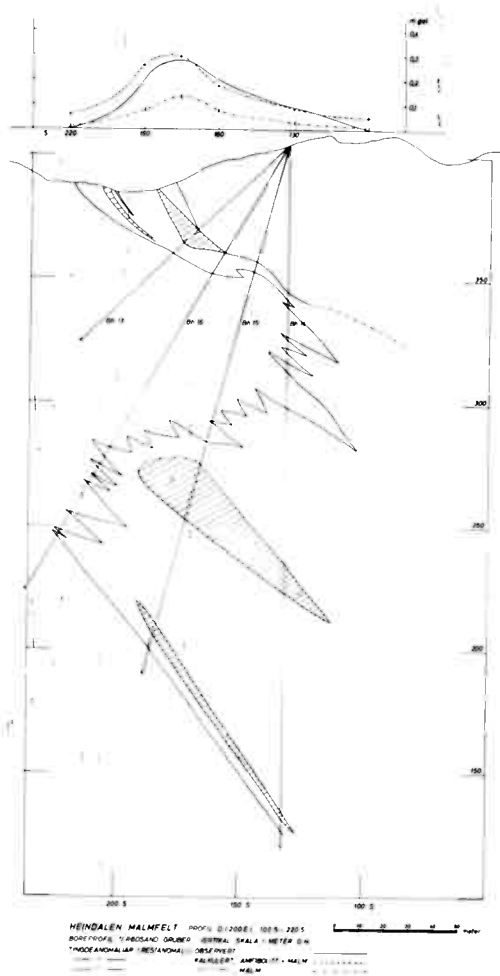


Fig. 29

Til samanlikning er den observerte anomalien teken med i same plansjen. Det viser seg at ein har fått sær samanfallande resultat. Dei noko mindre observerte anomaliverdiane i den sørlege delen av profilet har truleg si årsak i at ein der har hatt for store frådrag i observasjonane i form av regionaleffekt.

7.3. Kan ein finne eit uttrykk for den massen som er årsak til ein observert tyngdeanomali?

Ved gravimetrisk undersökingar av malmforekomstar vil ein stöyte på eit tolkingsspörsmål som er særskilt for slike undersökingar. Problemet er å kunne rekne ut massen av ein malmkropp på grunnlag av ein observert gravitasjonsanomali.

7.3.1. Hammers metode til å finne eit uttrykk for massen som er årsak til ein kjent anomali.

Ein metode til å löyse dette problemet er vist av S. Hammer (Hammer, 1955), og byggjer på Gauss' teorem som ein kan uttrykke slik: "Den totale utgåande gravitasjonsfluxen gjennom ei lukka flate er lik $-4\pi G$ ganger den totale massen som er innelukka i flata (Stephenson, 1961, s.89).

På likningsform

$$(7.10) \quad \int_{\Sigma} f_n dA = -4\pi GM$$

der f_n er den utoverretta gravitasjonskomponenten normal på flateelementet dA , og G er gravitasjonskonstanten. Setter vi g_n som den innoverretta gravitasjonskomponenten normalt på dA , altså $g_n = -f_n$, får vi

$$(7.11) \quad \int_{\Sigma} g_n dA = 4\pi GM$$

For å rekne ut massen som er årsak til ein kjent gravitasjonsanomalie kan ein nytte eit spesialtilfelle av Gauss'teorem. Dette er vist i Fig. 30

Gravitasjonsanomaliane ein er interessert i, er observert på overflata, ei irregulær flate som ein likevel i denne samanhengen kan sjå på som ei plan nivåflate.

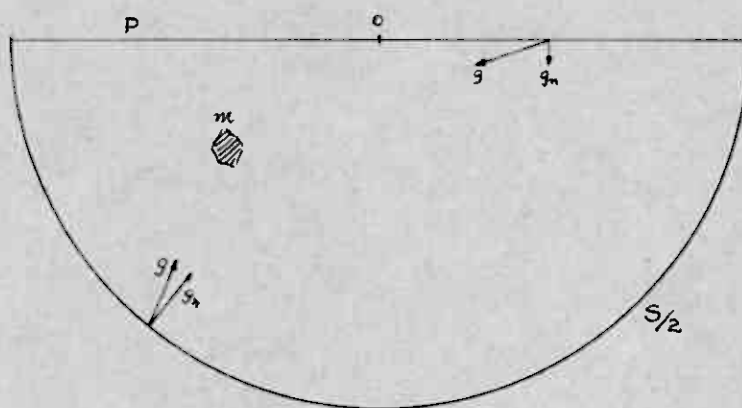


Fig. 30

Flata som omsluttar den anomale massen vel ein då som ei halvkule med uendeleg stor radius, der diametralplanet (P) representerer nivåflata. Ved å integrere normalkomponenten av gravitasjonsanomaliane over det uendelege planet P får ein

$$(7.12) \quad \int_P g_n dA = 2\pi G m$$

når massepunktet m ligg i ein endeleg avstand frå O , men uavhengig av plasseringa elles.

På same måten ved integrering over halvkula får ein

$$(7.13) \quad \int_{S/2} g_n dA = 2\pi G m$$

og summen av desse to gjev $4\pi G m$ som er Gauss'teorem.

Dersom Δg er ein lokal gravitasjonsanomalie vil eit uttrykk for den massen ΔM som skaper anomalien vere gjeven ved

$$(7.1) \quad \Delta M = \frac{1}{2\pi G} \int_P \Delta g dA$$

der integrasjonen må utförast over heile det horisontale arealet anomaliane er representert i.

Men denne massen ΔM er berre eit uttrykk for det masseoverskotet ein har på grunn av til dømes ein magnetittmalm med større tetthet enn sidebergarten. Dersom dei respektive tetthetene er, for sidebergarten ρ_s , og for den anomale massen ρ_x får ein den totale anomale massen gitt med uttrykket

$$(7.14) \quad M = \frac{1}{2\pi G} \frac{\rho_x}{\rho_x - \rho_s} \int_P \Delta g dA$$

I praksis vil integrasjonen bli utført som summasjon over eit regulært rutenett med ruter ΔA der produkta $\Delta g \cdot \Delta A$ blir summert over det totale arealet A .

$$(7.15) \quad M = \frac{1}{2\pi G} \frac{\rho_x}{\rho_x - \rho_s} \sum_A \Delta g \Delta A$$

No må det presiserast at ulike massefordelingar kan gi like gravitasjonsanomaliar. Vi har massane M og M' med tilhøyrande gravitasjonseffektar g_n og g'_n , og får for desse to etter Gauss' teorem:

$$(7.16) \quad \int_P g_n dA = 2\pi G M$$

$$(7.17) \quad \int_P g'_n dA = 2\pi G M'$$

Men ulike tetthetsfordelingar i ulike djup kan gi like gravitasjonseffektar på overflata. (Hammer, 1945, s. 52 og 52). Vi ser at $g_n \equiv g'_n$, og at ulike massar M og M' difor kan vere årsak til identiske anomaliar. Ein kjent anomali g_n vil såleis vere fleirtydig med omsyn til kva massekonfigurasjon som er årsak til anomaliane.

Gauss' teorem kan altså ikkje brukast til å finne ein mogeleg massekonfigurasjon. Det kan berre gi eit mål for mengdene av anomale massar.

7.3.2. Berekning av massen etter anomalien i Detaljområde I.

Hammers metode er brukt ved arbeidet med observasjonane frå Heindalsfeltet og anvendt på anomaliene i Detaljområde I.

Anomalikartet (Fig.) blir delt opp i ruter tilsvarande 25 m^2 , og kvart slikt lite areal ΔA blir multiplisert med middelanomali verdien i ruta etter formelen (7.15). Då ΔA var konstant ved summeringa kunne ein sette

$$(7.18) \quad M = \frac{1}{2\pi G} \frac{\rho_x}{\rho_x - \rho_s} \Delta A \sum_{i=1}^n \Delta g_i$$

Frågangsmåten blei då at det i alle rutene i kartet blei avlest ein middelanomali som for heile arealet blei summert og multiplisert med konstanten $\frac{1}{2\pi G} \frac{\rho_x}{\rho_x - \rho_s} \Delta A$

G og ΔA var kjente storleiker, men det var vanskeleg å velje rette verdiar for ρ_x og ρ_s . Tettheten for sidebergarten, her den raude gneisgranitten, er som før nemnt sett til $2,70 \text{ g/cm}^3$.

ρ_x er ein samansett verdi då både magnetitt med oppgjeven $\bar{\rho}_m = 3,72 \text{ g/cm}^3$ og amfibolitt med $\bar{\rho}_a = 2,97 \text{ g/cm}^3$ er årsak til anomalien.

Ein har då valt å bruke ρ_x som eit vege middel av dei to $\bar{\rho}_m$ og $\bar{\rho}_a$ der det arealet dei er representert med i boreprofil 200E er brukt som vektor. Arealet for det vertikale snittet er her som ved bruken av Hubberts metode, s. 64f avgrensa, til den grunne amfibolitt- og magnetitt-massen med maksimalt djup omlag 70 m under overflata.

På dette grunnlaget har ein funne ein middeltetthet

$$\bar{\rho}_x = \frac{1}{1075} (150 \times 3,07 + 925 \times 2,97) = \underline{3,07}$$

$$\bar{\rho}_x = 3,07 \text{ g/cm}^3$$

og utrekna blir massen M

$$M = 43,83 \frac{3,07}{0,37} \times 10^3 \text{ tonn} = \underline{363000 \text{ tonn}}$$

7.3.3. Ei samanlikning av masseverdiar.

Til samanlikning har ein prøvd å rekne ut mengdene av amfibolitt og malm i det same området ved ei vanleg volumutrekning. Dersom ein reknar det snittet ein har funne i boreprofilen 200E som representativt i området og reknar lengdene av malmen og amfibolitten normalt på snittet 125 meter, får ein følgjande mengder for dei to bergartane når ein brukar tettheten $2,97 \text{ g/cm}^3$ for amfibolitt og $3,70 \text{ g/cm}^3$ for magnetitt:

Amfibolitt	(925 x 125 x 2,97)tonn	343 000 tonn
Magnetitt	(150 x 125 x 3,70)tonn	69 000 "
Til saman		412 000 tonn

7.3.4. Ei vurdering av resultata i 7.2.2. og 7.2.3.

Det er fleire usikre faktorar i desse utrekningane som ein må vere merksam på.

1. Föresetnaden om at malmen og amfibolitten har konstante areal i snittflatene.

2. Malm og amfibolitt har større utstrekning i lengderetningen enn det her er rekna med.
3. Middeltettheten $= 3,07 \text{ g/cm}^3$.
4. Val av regionaleffekt ved isolering av restanomaliane.

På bakgrunn av dette er det ein må vurdere korrelasjonen mellom dei to måtane å rekne ut massen etter.

Det er truleg at pkt. 4 kjem til med korreksjonar. I Fig. 29 s. 65 ser ein at den kalkulerte anomali for det meste ligg over den observerte. Det skulle tyde på at det delvis er blitt brukt ein litt for stor verdi for regionaleffekten, og anomaliane skal vere større.

Når det gjeld pkt. 1 er det etter (gravitasjons-) anomaliane klårt at både malmen og amfibolitten har varierende tverrsnitt. Dette fører igjen til uvisse med omsyn til den middeltettheten som er brukt.

Pkt. 2 viser til at dei observerte anomaliane vil ha tilskott frå massar utafor det området det er arbeidd i. Dette er det gjort ein korreksjon for ved i volumutrekninga å bruke lengdene 125 m medan anomalikartet har ein lengde på 120 m.

Ved ei undersökjing av ein kromitt-kropp på Cuba der Gauss' teorem blei nytta til ein massekalkulasjon fekk ein resultatet 40 000 tonn. Utrekningar på grunnlag av boreresultat viste verdier frå 28 000 tonn til 44 000 tonn (Hammer, 1945, s. 62).

Sett i samanheng og på denne bakgrunn er korrelasjonen mellom dei to mengdene av magnetitt og amfibolitt som er funne så god som ein kunne ha lov til å vente.

VIII. SLUTTMERKNADAR.

Ein må stille seg spørsmålet om dei funne resultat er å lite på, om det er grunnar for meir forsiktige konklusjonar, og kva som kan gjerast for på rimeleg måte å kunne få eit godt bilete av dei djupare geologiske strukturane til kontroll av denne undersökinga.

Når det gjeld observasjonane hadde det truleg vore ein fordel med ein annan framgangsmåte ved avlesing av gravimeteret. For kvar oppstilling burde ein minst ha teke to innstillingar og avlesingar av instrumentet. Det ville garantere meir korrekte observasjonar ved alle instrumentoppstillingar.

Korreksjonane er utfört så nöyaktig som kart og observasjonar har gitt höve til.

Då feltarbeidet tok til var observatörane uröynd i bruk av gravimeterer og nivelleringsutstyr. Trass i dette, og trass i at ein betre framgangsmåte for gravimeteravlesing kunne ha vore brukt, ser det ut til at observasjonane er utfört bra nöyaktig.

Dei restanomaliane ein har fått viser, trass i delvis lange avstandar mellom stasjonane, ein samanhengande og forståeleg variasjon. Restanomaliane er samanlikna med magnetiske anomaliar i same område. Den etter måteh gode korrelasjonen mellom desse to anomalypane, skulle vere ein garanti for at dei større geologiske strukturane i området finn ein adekvat representasjon i dei anomaliane som er komne fram. For eit par stasjonar, 1200E/500S og 1400E/400S, der ein har særleg grunn til å tvile på det endelege resultatet, er alternative verdier tekne inn i profilkurvene (Fig. 20).

Ser ein på anomaliane i Detaljområde I (Fig. 21) viser desse noko uventa høge verdiar i den sørlege delen av området. Dette er diskutert i pkt. 6.2.2. der det er gitt ei mogeleg forklaring på desse anomaliane.

Det er gitt 2 forklaringar: 1. Det er ein feil i målinga av den lokale anomalia. 2. Det er ein lokal regionaleffekt.

Ein har stilt seg spørsmålet, sidan anomaliane hadde uventa verdiar, om det ved gravimeteravlesingane eller nivelleringa er komne inn feil som kan ha verka forstyrrande på resultata. Men det har trass i fleire kontrollar av materialet, vore uråd å finne noko som kan gi grunnlag for ein slik tanke. Likevel kan ein ikkje, då det har vore uråd å få ein kontroll av observasjonane, slå fast at resultata, slik dei er, er dei rette.

Når det gjeld den lokale anomalien som er isolert i ein del av Detaljområde I viser den samanlikninga ein har gjort for profil D (Fig. 29) at observerte og kalkulerte tyngdeanomaliar viser stor likskap. Ein må såleis kunne rekne med at grunne strukturar som dette, i detaljerte undersøkingar, gir tydelege og nøyaktige anomaliar.

Stort sett må ein kunne seie at anomaliane er så nøyaktige som ein kunne vente. Den største absoluttfeilen ligg i den lite nøyaktige observeringa av regionaleffekten. Men trass i dette må ein kunne seie at den relative feilen frå stasjon til stasjon er heller liten.

Med den vekt ein kan legge på desse gravimetriske undersøkingane og med støtte i tidlegare undersøkingar er det nærliggjande å konkludere med at amfibolitten som nemnt i pkt. 6.1.2. strekker seg austover i Heindalsfeltet. Denne amfibolitten er så dominerande at det er vanskeleg å skilje ut særskilte anomaliar frå eventuelle magnetittkonsentrasjonar i dei same strukturane.

Dette er vanskeleg mellom anna og på grunn av dei relativt store djupa desse bergartane finns i. Dei grunne strukturane av amfibolitt og magnetitt med noko større dimensjonar gir gode anomaliar som i Detaljområde I.

Det kunne vere ønskejeleg med noko større kjennskap til dei meir dominerande geologiske strukturane i Heindalsfeltet. Dei gravimetriske observasjonane som er utført for denne oppgåva er for avgrensa og lite detaljert til dette. Ein kunne difor tenkje seg at det ville vere særst verdfullt med eit gravimetrisk observasjonsprofil på tvers av synklinalen. Observasjonane måtte strekke seg frå omlag 1000 m sør for Basis til omlag 300 m nord for Basis med stasjonar for kvar 30 m. Saman med geologiske overflateobservasjonar ville ei slik undersøking truleg gi verdfulle opplysingar om djupare strukturar i synklinalen.

Forklaring til tabellane.

I tabellane er teke med gravimeterobservasjonar, stasjonshøgder, og alle korreksjonar.

I første kolonne står observasjonstid med klokkeslett for kvar dato. Vidare er teke med stasjonsnamn og stasjonshøgde H. Kolonna H-d gir høgde over datumplanet. I dei neste kolonnene står først dei direkte avleste gravimeterverdiane (Obs. g.ein.), så dei same avlesingane korrigerert for drift, først i gravimetrein- ingar (g.ein.), og så omrekna til milligal (m.gal). Så kjem kor- teksjonane Fril(uft)-, Terr(eng)-, Boug(uer)-, og Breid(degrads)- korreksjonar. I siste kolonne står dei korrigererte tyngdeobservasjo- nane gitt i milligal. På grunn av likskapen med ein bougueranomali (5.1.5. s.47) er også desse verdiane kalla anomaliar Anomali (m.gal)

I Tabellane III og IV er det teke med ei ekstra kolonne h. som gir gravimeterhøgde over bakken. Og kolonne H-d viser difor i desse tabellane H+h-d altså gravimeterhøgde over datumplanet.

I Tabell V er Terreng- og Bouguer-korreksjonane slegne saman til ein Elevasjonskorreksjon (Elevk.) I Tabell VI er alle gravimeter- avlesingane i FP gitt. Det er på grunnlag av desse observasjonane ein har konstruert driftkurver for gravimeteret.

Anomaliane er gitt med tre desimalar. Dette er gjort fordi ein ved fleire korreksjonar har valt å bruke så mange desimalar, jam- vel om det er ein større nøyaktighet enn ein kan rekne med å ha. Anomaliane skulle såleis ha vore gitt med to desimalar som er den nøyaktigheten ein må gi anomaliane i Detaljområde I t.d. der ein har gjort bruk av anomalivariasjonar på 0,05 milligal.

TABELL II

REKOGNOSERANDE

observasjonar

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
24/6-63										
11.35	600/0	449,03	149,03	014,6	002,1	0,189	45,97	2,31 -16,82	-0,354	31,29
11.45	/100N	447,04	147,04	024,3	011,9	1,074	45,36	1,95 -16,60	-0,406	31,380
12,05	/100S	438,65	138,65	033,3	021,3	1,922	42,77	2,51 -15,65	-0,301	31,244
12,15	/0			013,7	001,9	0,171				
12,25	/200S	417,11	117,11	081,2	069,5	6,274	36,13	3,02 -13,22	-0,245	31,958
12.40	/300S	407,08	107,08	095,2	083,5	7,538	33,03	3,66 -12,09	-0,189	31,956
12.50	/390S	377,79	77,79	156,5	144,6	13,054	23,99	3,60 -8,78	-0,143	31,727
13.00	/300S			095,7	083,5	7,538				
13,10	/200S			080,5	068,0	6,139				
13.20	/100S			032,7	019,9	1,796				
13.30	600/100N			024,5	011,4	1,029				
14.20	400/0	440,46	140,46	032,2	017,8	1,607	43,33	2,71 -15,85	-0,278	31,515
14.30	/50N	437,76	137,76	042,0	027,4	2,473	42,49	2,31 -15,55	-0,308	31,420
14.40	/100N	430,39	130,39	061,2	046,4	4,189	40,23	1,94 -14,72	-0,334	31,309
14.50	/150N	430,01	130,91	063,3	048,3	4,360	40,38	1,90 -14,78	-0,363	31,505

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
14.55	400E/100N			061,4	046,4	4,189				
15.10	/50N			042,4	027,1	2,446				
15.15	400E/0			033,8	018,5	1,670				
15.25	/100S	427,28	127,28	061,3	045,8	4,134	39,26	2,89 -14,37	-0,226	31,696
15.35	200S	396,10	96,10	131,3	115,7	10,445	29,64	2,79 -10,85	-0,169	31,873
15.45	/250S	387,96	87,96	148,9	133,1	12,016	27,13	2,82 -9,93	-0,143	31,900
15.50	/310S	385,62	85,62	147,6	131,8	11,889	26,41	3,48 -9,66	-0,113	32,014
15.55	/390S	365,41	65,41	186,8	170,9	15,429	20,18	3,77 -7,38	-0,068	31,931
16.05	/310S			147,5	131,6	11,880				
16.15	/250S			149,6	133,6	12,061				
16.20	/200S			131,1	115,0	10,382				
16.35	/100S			061,4	045,2	4,080				
16.40	400E/0			034,7	018,5	1,670				
25/6-63										
10.30	200E/0	417,31	117,31	100,6	072,6	6,560	36,19	2,91 -13,24	-0,206	32,208
10.40	/50N	420,08	120,08	094,7	065,9	5,950	37,04	2,45 -13,55	-0,230	31,659

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
10,50	200E/100N	419,61	119,61	095,9	068,2	6,157	36,89	2,51 -13,50	-0,262	31,799
11,00	/150N	397,38	97,38	150,6	123,0	11,104	30,04	1,88 -10,99	-0,284	31,752
11,05	/100N			095,5	068,0	6,139				
11,15	/50N			094,5	067,1	6,057				
11,20	200E/0			100,0	071,9	6,491				
11,35	/50S	410,54	110,54	112,8	085,0	7,674	34,10	2,78 -12,48	-0,180	31,897
11,40	/100S	410,58	110,58	109,7	091,9	7,394	34,11	3,05 -12,48	-0,154	31,918
11,50	/150S	404,02	104,02	123,3	095,7	8,639	32,09	3,27 -11,74	-0,124	32,135
11,55	/190S	385,67	85,67	166,9	139,4	12,585	26,43	3,08 -9,67	-0,100	32,200
12,05	/250S	395,29	95,29	134,2	106,9	9,651	29,39	3,64 -10,75	-0,068	32,172
12,10	/300S	390,61	90,61	136,2	108,9	9,831	27,99	4,45 -10,230	-0,042	32,161
12,20	/250S			134,5	107,4	9,696				
12,30	/190S			166,9	140,0	12,639				
12,35	/150S			122,3	095,5	8,621				
12,40	/100S			110,0	083,2	7,511				
12,50	/50S			112,8	086,2	7,782				

Tld	H	H-d	Obs. Kor. for drift	Err.	Term. Boug.	Breid.	Anomal
12,55	200E/o	099,8	073,3	6,617			
13,42	o/o	389,58	164,1	138,0	27,63	2,22 -10,11	-0,130
13,49	/40S	388,01	165,5	139,4	12,585	27,152	2,30 - 9,93
13,55	/100S	386,98	165,2	139,1	12,558	26,83	2,79 - 9,82
14,05	/175S	368,00	198,3	172,3	15,555	20,98	2,83 - 7,67
14,15	/100S		165,1	139,1	12,558		
14,28	/40S		165,3	139,2	12,567		
14,40	/o		162,8	136,7	12,341		
14,48	o/100N	384,89	177,6	151,4	13,668	26,19	1,90 - 9,58
14,55	/150N	374,27	74,27	200,3	174,1	15,717	22,91
15,00	/200N	365,28	65,28	222,5	196,3	17,722	20,14
15,05	/150N		200,1	173,9	15,699		
15,10	/100N		178,4	152,1	13,731		
15,35	o/o		162,3	135,9	12,269		
16,40	200W/o	390,93	90,93	152,9	125,6	11,339	28,05
16,45	/50S	386,53	86,53	160,9	133,5	12,052	26,69
						3,19	3,19 - 9,77
							-0,026
							32,150
							32,433

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr. g.ein	for drift m.gal	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal
16,55	200W/100S	379,55	79,55	168,2	140,8	12,711	24,54	3,62	- 8,98	- 0,000	31,898
17,00	/150S	348,26	48,26	237,0	209,5	18,913	14,89	3,34	- 5,45	+0,019	31,719
17,10	/210S	345,53	45,53	241,5	214,0	19,320	14,04	3,32	- 5,14	+0,055	31,604
17,20	/150S			237,4	209,8	18,940					
17,30	/100S			169,1	141,4	12,765					
17,40	/50S			162,0	134,2	12,115					
17,45	/0			154,5	126,7	11,438					
17,55	200W/100N	398,23	98,23	137,9	110,1	9,939	30,30	3,13	-11,090	- 0,111	32,174
18,05	/150N	383,80	83,80	173,7	145,8	13,163	25,85	2,75	- 9,46	-0,141	32,171
18,10	/200N	371,41	71,41	200,7	172,8	15,600	22,03	2,45	- 8,06	-0,169	31,852
18,20	/150N			173,8	145,8	13,163					
18,25	/100N			138,9	111,0	10,021					
18,35	200W/0			154,9	126,9	11,456					
26/6-63											
10,50	800E/0	441,59	141,59	060,7	024,4	2,203	43,68	1,77	-15,98	- 0,429	31,421
11,00	/100S	439,94	139,94	058,5	022,1	1,995	43,17	2,22	-15,78	-0,367	31,221
11,05	/180S	435,52	125,52	087,7	051,2	4,622	38,72	2,53	-14,17	- 0,330	31,380

Tid H H-d Obs. Kor. for drift g.eln g.eln m.gal Fril. Terr. Boug. Bred. Anomal m.gal

11,15	800E/300S	416,47	116,47	097,9	061,3	5,534	35,93	3,36	-13,15	-0,265	31,408
11,20	/360S	398,08	98,08	135,0	098,4	8,883	30,26	3,85	-11,07	-0,235	31,683
11,25	/300S			098,2	061,5	5,552					
11,35	/180S			087,6	050,9	4,595					
11,40	/100S			058,6	021,9	1,977					
11,50	/0			059,8	023,1	2,085					
11,55	/100N	439,31	139,31	069,6	032,9	2,970	42,98	1,46	-15,78	-0,484	31,197
12,15	800E/0			060,0	023,5	2,121					
12,50	1000E/0	430,26	130,26	087,2	051,2	4,622	40,18	1,52	-14,70	-0,504	31,124
13,00	/100S	438,11	138,11	063,2	027,3	2,465	42,60	2,03	-15,59	-0,449	31,067
13,05	/200S	418,31	118,31	104,3	068,5	6,184	36,50	2,31	-13,35	-0,393	31,243
13,15	/300S	404,97	104,97	128,6	092,8	8,378	32,38	2,83	-11,86	-0,340	31,391
13,25	400S	397,27	97,27	197,6	161,9	14,616	22,60	3,02	-8,27	-0,284	31,682
13,35	/500S	334,75	34,75	280,8	245,1	22,127	10,72	2,89	-3,92	-0,232	31,591
13,45	/400S			197,8	162,1	14,634					
13,55	1000E/300S			128,4	092,7	8,369					

Tid		H	H-d	Obs g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
14,05	1000E/200S			103,1	067,3	6,076				
14,10	/100S			063,7	027,9	2,519				
14,20	/0			087,7	051,8	4,676				
14,30	/100N	428,61	128,61	094,7	058,7	5,299	39,68	1,27 -14,52	-0,557	31,193
15,00	1000E/0			087,6	051,2	4,622				
15,05	1200E/0	422,56	122,56	107,3	070,8	6,392	37,81	1,34 -13,83	-0,580	31,123
15,15	/100S	419,35	119,35	110,3	073,6	6,645	36,82	1,50 -13,47	-0,524	30,967
15,20	/200S	407,66	107,66	133,2	096,5	8,713	33,21	1,91 -12,15	-0,471	31,216
15,25	/300S	398,60	98,60	150,0	113,2	10,220	30,42	2,25 -11,13	-0,416	31,344
15,35	/400S	373,08	73,08	201,6	164,7	14,869	22,54	2,60 -8,25	-0,363	31,397
15,40	/500S	343,00	43,00	265,0	228,0	20,584	13,26	2,77 -4,85	-0,308	31,457
15,50	/400S			202,0	164,9	14,887				
16,00	/300S			149,5	112,4	10,147				
16,10	/200S			132,8	095,6	8,631				
16,15	/100S			110,2	073,0	6,590				
16,23	1200E/0			107,1	069,9	6,310				

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
16,32	1200E/100N	421,94	121,94	111,7	074,5	6,726	37,62	1,21 -13,76	-0,632	31,152
16,40	/100N			111,5	074,3	6,708				
16,45	1200E/0			106,5	069,3	6,256				
27/6-63										
18,15	1400E/0	405,23	105,23	162,9	112,1	10,120	32,46	1,31 -11,88	-0,651	31,370
18,25	120S	411,06	111,06	145,2	094,4	8,522	34,26	1,39 -12,54	-0,586	31,047
18,30	/200S	412,89	112,89	136,6	085,8	7,746	34,82	1,74 -12,74	-0,544	31,025
18,40	/300S	404,67	104,67	149,7	098,9	8,929	32,29	2,28 -11,81	-0,488	31,198
18,50	/400S	389,34	89,34	176,4	125,7	11,348	27,56	2,60 -10,08	-0,436	30,980
18,55	/500S	349,09	49,09	269,5	218,8	19,753	15,14	2,61 -5,54	-0,380	31,585
19,05	/600S	310,33	10,33	356,5	305,8	27,608	3,25	2,06 -1,19	-0,327	31,403
19,15	/650S	306,53	6,53	363,7	313,1	28,267	2,01	2,31 -0,74	-0,297	31,557
19,25	/600S			356,2	305,6	27,589				
19,35	/500S			270,0	219,4	19,807				
19,45	/400S			(?)170,0	119,2	10,761				
19,55	1400E/300S			150,0	099,1	8,947				

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr. g.ein	for drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
20,00	1400E/200S			137,6	086,7	7,827				
20,10	/120S			146,3	095,1	8,586				
20,15	/0			163,3	112,0	10,111				
20,25	/100N	420,30	120,30	132,3	080,8	7,295	37,11	1,24 -13,58	-0,705	31,365
21,00	1400E/0			164,4	111,9	10,102				
28/6-63										
09,05	1600E/0	402,84	102,84	175,6	118,4	10,689	31,73	1,37 -11,61	-0,727	31,449
09,15	/100S	391,89	91,89	198,1	140,8	12,711	28,35	1,48 -10,37	-0,675	31,496
09,25	/200S	399,15	99,15	177,3	119,9	10,824	30,59	1,68 -11,19	-0,619	31,285
09,30	/300S	388,30	88,30	198,4	140,9	12,720	27,24	1,81 -9,97	-0,566	31,258
09,40	/400S	374,60	74,60	221,5	163,9	14,797	23,01	2,51 -8,42	-0,510	31,392
09,55	/500S	335,41	35,41	308,6	250,9	22,651	10,92	2,17 -3,99	-0,458	31,288
10,05	/600S	308,76	8,76	368,7	310,8	28,059	2,70	1,99 -0,988	-0,406	31,360
10,10	/650S	295,79	-4,21	397,7	339,8	30,677	-1,29	1,82 +0,47	-0,376	31,291
10,20	/600S			369,0	310,9	28,068				
10,30	1600/500S			309,2	251,0	22,660				

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for drift g.ein	m.gal	Fril.	Terr. Boug.		Breid.	Anomali m.gal
10,40	1600E/400S			220,0	161,5	14,580					
10,45	/300S			199,7	141,2	12,747					
10,55	/200S			179,6	120,9	10,915					
11,00	/100S			199,4	140,6	12,693					
11,05	/0			177,0	118,0	10,653					
11,15	/100N	413,57	113,57	156,8	097,6	8,811	35,03	1,31	-12,82	-0,779	31,561
11,45	1600E/0			177,7	117,5	10,608					
1/7-63											
14,55	1800E/0	380,80	80,80	252,2	167,4	15,113	24,93	1,50	-9,12	-0,803	31,620
15,00	/100S	368,88	68,88	277,4	192,7	17,396	21,25	1,41	-7,77	-0,747	31,534
15,05	/200S	367,59	67,59	277,6	193,0	17,424	20,85	1,39	-7,63	-0,694	31,342
15,15	/300S	365,31	65,31	279,8	195,4	17,641	20,15	1,44	-7,37	-0,642	31,217
15,30	/400S	349,54	49,54	312,9	228,9	20,665	15,28	1,67	-5,59	-0,586	31,462
15,35	/500S	321,60	21,60	370,7	286,8	25,892	6,66	1,69	-2,44	-0,531	31,273
15,40	/600S	299,45	-0,54	419,3	335,5	30,289	-0,17	1,66	+0,06	-0,478	31,362
15,50	1800E/500S			370,1	286,5	25,865					

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
15,55	1800E/400S			311,8	228,2	20,602				
16,00	/300S			279,0	195,5	17,650				
16,05	/200S			276,3	192,9	17,415				
16,15	/100S			276,9	193,6	17,478				
16,25	/0			250,4	167,2	15,095				
16,30	/100N	398,05	98,05	214,7	131,6	11,881	30,25	1,60 -11,07	- 0,855	31,803
17,10	1800/0			250,0	167,1	15,086				
2/7-63										
17,20	2000E/0	374,54	74,54	267,3	184,4	16,648	22,99	1,57 - 8,41	- 0,878	31,923
17,30	/100S	359,90	59,90	295,7	212,8	19,211	18,48	1,41 -6,76	- 0,826	31,514
17,35	/200S	351,92	51,92	311,0	228,1	20,592	16,02	1,29 -5,86	- 0,770	31,268
17,40	/300S	350,04	50,04	316,5	233,6	21,089	15,44	1,29 -5,65	- 0,718	31,449
17,45	/400S	338,95	38,95	336,7	253,7	22,904	12,02	1,44 -4,39	- 0,662	31,301
17,50	/500S	319,56	19,56	377,3	294,3	26,569	6,03	1,61 -2,21	- 0,609	31,393
17,55	/600S	305,49	5,49	407,3	324,3	29,277	1,69	1,44 -0,62	- 0,553	31,243
18,05	/700S	309,79	9,79	400,3	317,3	28,645	3,02	1,27 -1,10	- 0,497	31,333

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal
18,10	2000E/600S			406,2	323,1	29,169				
18,15	/500S			377,6	294,5	26,587				
18,20	/400S			336,4	253,2	22,858				
18,30	/300S			316,1	232,9	21,026				
18,35	/200S			311,2	228,0	20,583				
18,40	/100S			295,7	212,4	19,175				
18,50	/0			267,8	184,4	16,647				
18,55	2000E/100N	395,37	95,37	219,3	135,8	12,260	29,42	1,69 ÷ 10,77	-0,934	31,678
3/7-63										
09,15	2200E/0	376,97	76,97	275,7	182,4	16,467	23,74	1,52 -8,69	-0,954	32,087
09,20	/100S	362,52	62,52	305,1	211,8	19,121	19,29	1,39 -7,06	-0,898	31,849
09,25	/200S	356,14	56,14	320,5	227,3	20,521	17,32	1,24 ÷ 6,34	-0,846	31,895
09,35	/300S	352,28	52,28	327,3	234,2	21,143	16,13	1,21 -5,90	-0,790	31,791
09,40	/400S	346,80	46,80	336,1	243,1	21,947	14,44	1,20 -5,28	-0,737	31,567
09,50	/500S	330,43	30,43	370,0	277,2	25,026	9,39	1,27 -3,43	-0,681	31,566
09,55	2200E/600S	329,01	29,01	374,3	281,6	25,423	8,95	1,06 -3,27	-0,629	31,530

Tid		H	H-d	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal
10,00	2200E/695S	327,06	27,06	378,5	286,2	25,838	8,35	1,16	-3,05	-0,577	31,717
10,10	/600S			374,7	282,1	25,468					
10,15	/500S			369,9	277,4	25,044					
10,20	/400S			336,2	243,7	22,001					
10,25	/300S			326,3	233,9	21,116					
10,30	/200S			319,3	226,9	20,484					
10,40	/100S			304,6	212,2	19,157					
10,45	/0			274,5	182,2	16,449					
10,55	2200/100N	397,69	97,69	229,8	137,5	12,413	30,14	1,82	-11,03	-1,009	32,328

TABELL III

Detalj område I

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
6/7-64											
14.58	A1	393.19	0.25	93.44	246.7	125.3	11.312	28.82	2.91 -10.52	-0.118	32.414
15.03	A2	390.39	0.20	90.59	251.6	130.2	11.754	27.94	2.87 -10.20	-0.098	32.227
15.08	A3	384.24	0.40	84.64	262.7	141.4	12.765	26.11	2.87 -9.51	-0.085	32.158
15.17	A4	376.70	0.55	77.25	276.6	155.4	14.029	23.83	2.90 -8.65	-0.072	32.030
15.23	A5	380.91	0.60	81.51	263.3	142.2	12.837	25.14	3.24 -9.13	-0.052	32.037
15.29	A6	379.34	0.70	80.04	261.1	140.1	12.639	24.69	3.75 -8.95	-0.036	32.098
15.35	A7	370.50	0.55	71.05	286.5	165.5	14.941	21.92	3.90 -7.96	-0.019	32.789
16.30	A1				244.9	124.0	11.194				32.296
16.35	A2				249.8	128.9	11.591				
16.40	A3				262.0	141.0	12.729				
16.46	A4				276.5	155.5	14.038				
16.51	A5				263.7	142.6	12.873				
16.56	A6				261.4	140.3	12.666				
17.00	A7				281.3	160.2	14.462				32.310
16.17	B1	397.93	0.75	98.68	233.1	112.3	10.138	30.44	2.70 -11.05	-0.131	32.095
16.13	B2	394.01	0.50	94.51	241.8	121.0	10.923	29.15	2.82 -10.61	-0.118	32.169
16.09	B3	386.05	0.45	86.50	258.1	137.3	12.395	26.68	2.83 -9.71	-0.098	32.107
16.04	B4	378.45	0.65	79.10	273.2	152.4	13.758	24.40	2.82 -8.85	-0.085	32.044

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift n.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
15.59	B5	384.74	0.65	85.39	254.6	133.7	12.070	26.35	3.28	-9.56	-0.065	32.067
15.52	B6	387.23	0.30	87.53	246.1	125.2	11.303	27.00	3.93	-9.84	-0.052	32.336
15.45	B7	382.32	0.65	82.97	252.9	131.9	11.907	25.59	4.34	-9.29	-0.032	32.526
17.47	B1				233.7	112.1	10.120					
17.50	B2				242.2	120.6	10.887					
17.54	B3				258.9	137.3	12.395					
17.58	B4				273.8	152.2	13.740					
17.37	C1	396.94	0.55	97.49	237.0	115.5	10.427	30.07	2.74	-10.94	-0.144	32.160
17.32	C2	394.18	0.60	94.78	241.4	120.0	10.833	29.24	2.92	-10.63	-0.124	32.246
17.27	C3	387.52	0.45	87.97	255.4	134.0	12.097	27.14	2.96	-9.88	-0.105	32.213
17.22	C4	380.39	0.60	80.99	268.9	147.6	13.325	24.98	3.07	-9.07	-0.091	32.216
17.17	C5	382.87	0.65	83.52	260.7	139.4	12.585	25.76	3.18	-9.35	-0.078	32.100
17.12	C6	390.06	0.55	90.61	239.7	118.5	10.698	27.95	3.80	-10.16	-0.059	32.229
17.07	C7	389.33	0.65	89.98	234.9	113.7	10.264	27.75	4.41	-10.08	-0.039	32.311
18.37	C1				237.5	115.9	10.463					
18.41	C2				241.7	120.1	10.842					
18.46	C4				269.4	147.8	13.343					
18.54	C6				240.0	118.4	10.689					

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
14.51	D1	410.70	0	110.70	203.8	082.5	7.448	34.15	3.04	-12.49	0.151	31.997
18.29	D2	408.00	0.75	108.75	207.0	085.0	7.673	33.55	3.18	-12.19	0.131	32.080
18.23	D3	399.52	0.25	99.77	228.3	106.3	9.596	30.73	3.20	-11.23	0.118	32.230
18.18	D4	385.91	0.55	86.46	259.1	137.6	12.377	26.67	2.98	-9.70	0.105	32.228
18.13	D5	386.52	0.70	87.22	254.1	132.2	11.935	26.90	3.09	-9.76	0.085	32.084
18.08	D6	395.57	0.60	96.17	226.7	104.8	9.461	29.65	3.95	-10.79	0.072	32.202
18.03	D7	392.97	0.55	93.52	228.9	107.0	9.659	28.85	4.37	-10.49	0.052	32.334
19.19	D1				204.4	082.6	7.457					
19.15	D2				206.1	084.4	7.619					
19.11	D3				228.0	106.3	9.596					
19.07	D4				260.0	138.3	12.485					
19.02	D6				227.5	105.7	9.542					
18.58	D7				229.0	107.2	9.678					
7/7-64												
09.30	E1	412.22	0.62	112.84	202.4	076.8	6.933	34.81	2.85	-12.66	0.164	31.767
09.36	E2	408.46	0.58	109.04	210.9	085.3	7.700	33.63	2.89	-12.24	0.144	31.840
09.41	E3	402.00	0.45	102.45	225.5	100.0	9.028	31.60	3.04	-11.51	0.131	32.072
09.46	E4	391.09	0.60	91.69	251.1	125.6	11.339	28.28	2.97	-10.25	0.111	32.207
09.51	E5	390.64	0.50	91.14	248.5	123.0	11.104	28.11	3.07	-10.23	0.098	31.967

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
09.58	E6	400.87	0.30	101.17	218.3	092.9	8.387	31.21	4.03 -11.38	-0.078	32.165
10.03	E7	391.99	0.58	92.57	236.5	111.1	10.030	28.55	4.22 -10.38	-0.065	32.359
10.56	E1				202.4	077.5	6.996				
11.00	E2				209.8	084.9	7.664				
11.05	E3				224.2	099.4	8.973				
11.11	E4				249.7	125.0	11.285				
11.20	E6				217.1	092.5	8.350				
10.44	F1	411.62	0.75	112.37	203.9	078.9	7.123	34.66	2.65 -12.60	-0.177	31.665
1039	F2	413.16	0.75	113.91	197.5	072.5	6.545	35.14	2.99 -12.77	-0.157	31.748
10.34	F3	408.16	0.50	108.66	207.2	082.1	7.411	33.52	3.37 -12.21	-0.144	31.955
10.27	F4	397.85	0.30	98.15	233.6	108.4	9.786	30.27	3.14 -11.04	-0.124	32.036
10.21	F5	392.21	0.58	92.69	245.2	120.0	10.833	28.59	3.04 -10.41	-0.111	31.954
10.16	F6	400.43	0.62	101.05	219.9	094.6	8.540	31.17	3.88 -11.33	-0.091	32.165
10.10	F7	394.39	0.25	94.64	233.4	108.1	9.759	29.19	4.22 -10.65	-0.078	32.427
12.31	F2				196.4	072.9	6.581				
12.37	F3				207.5	084.1	7.592				
12.45	F4				232.3	109.1	9.849				
12.50	F5				218.5	095.4	8.612				
12.58	F7				231.0	108.1	9.759				

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr. Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
12.18	G1	414.67	0.62	115.29	196.1	072.3	6.527	35.56	2.75	-12.94 ± 0.190	31.709
12.12	G2	420.58	0.58	121.16	177.0	053.1	4.793	37.37	3.25	-13.61 ± 0.170	31.647
12.00	G3	413.67	0.58	114.25	193.0	068.9	6.220	35.24	3.25	-12.83 ± 0.157	31.729
11.50	G4	398.54	0.45	98.99	230.4	106.2	9.587	30.53	3.08	-11.12 ± 0.137	31.952
11.40	G5	393.61	0.75	94.36	242.2	117.9	10.644	29.11	2.93	-10.56 ± 0.124	31.997
11.35	G6	399.84	0.70	100.54	220.4	096.0	8.666	31.01	3.59	-11.27 ± 0.105	31.899
11.27	G7	390.01	0.62	90.63	242.8	118.3	10.680	27.96	3.87	-10.16 ± 0.085	32.266
13.33	G1				194.6	072.7	6.563				
13.27	G2				175.8	053.8	4.857				
13.20	G3				191.8	069.5	6.274				
13.15	G4				229.1	106.7	9.632				
13.10	G5				241.2	118.6	10.707				
13.05	G6				219.2	096.5	8.639				

TABELL IV

Detalj område II

Id		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid	Anomali m.gal.
8/7-64												
12.17	J1	352.83	0.61	53.44	339.3	226.0	20.403	16.48	1.27	-5.96	-0.735	31.469
12.20	J2	352.20	0.68	52.88	339.6	226.3	20.430	16.31	1.25	-5.89	-0.716	31.391
12.24	J3	351.84	0.70	52.54	339.9	226.7	20.466	16.20	1.23	-5.85	-0.702	31.357
12.29	J4	350.98	0.64	51.62	340.9	227.7	20.556	15.92	1.26	-5.75	-0.683	31.303
12.33	J5	349.26	0.58	49.84	344.1	230.9	20.845	15.37	1.31	-5.56	-0.670	31.301
12.38	J6	346.33	0.69	47.02	349.2	236.0	21.306	14.50	1.33	-5.23	-0.650	31.261
12.42	J7	343.79	0.32	44.11	354.4	241.3	21.784	13.60	1.38	-4.94	-0.637	31.197
12.47	J8	339.70	0.58	40.28	363.2	250.0	22.570	12.42	1.43	-4.48	-0.617	31.332
12.51	J9	334.67	0.64	35.31	373.1	260.0	23.472	10.89	1.45	-3.91	-0.604	31.302
12.55	J10	328.05	0.49	28.54	387.6	27.45	24.781	8.80	1.44	-3.16	-0.591	31.269
13.00	J11	322.82	0.73	23.55	397.4	284.3	25.666	7.26	1.52	-2.57	-0.571	31.312
13.28	J1				338.4	223.6	20.186					
13.16	J4				340.4	225.6	20.367					
13.11	J6				349.4	234.6	21.179					
13.05	J9				373.5	258.7	23.355					
11.14	K1	351.89	0.68	52.57	340.5	226.3	20.430	16.21	1.25	-5.85	-0.748	31.292
11.18	K2	351.10	0.84	51.94	342.3	228.2	20.601	16.02	1.22	-5.76	-0.729	31.354
11.22	K3	350.91	0.72	51.63	342.5	228.4	20.619	15.92	1.25	-5.74	-0.716	31.336

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal
11.25	K4	350.27	0.50	50.77	343.7	229.6	20.728	15.66	1.24	-5.67	-0.696	31.265
11.29	K5	347.57	0.58	48.15	348.1	234.1	21.134	14.85	1.30	-5.37	-0.683	31.242
11.32	K6	344.54	0.57	45.11	354.6	240.6	21.721	13.91	1.28	-5.02	-0.670	31.222
11.37	K7	341.54	0.65	42.19	359.7	245.8	22.190	13.01	1.34	-4.65	-0.650	31.214
11.41	K8	337.35	0.67	38.02	369.1	255.3	23.048	11.73	1.43	-4.21	-0.637	31.356
11.44	K9	332.53	0.70	33.23	379.3	265.5	23.969	10.25	1.41	-3.67	-0.617	31.346
11.48	K10	327.13	0.70	27.83	390.0	276.4	24.953	8.58	1.45	-3.06	-0.604	31.328
11.52	K11	320.86	0.68	21.54	403.1	289.5	26.136	6.64	1.48	-2.35	-0.584	31.332
12.07	K3				341.7	226.6	20.457					
12.03	K6				353.8	238.7	21.549					
11.57					378.5	263.3	23.770					
10.05	L1	351.36	0.60	51.96	343.4	227.4	20.529	16.03	1.26	-5.79	-0.775	31.251
10.10	L2	350.47	0.62	51.09	345.4	229.5	20.719	15.76	1.20	-5.69	-0.742	31.242
10.14	L3	348.37	0.90	49.27	348.8	233.2	21.053	15.20	1.23	-5.46	-0.722	31.302
10.18	L4	347.29	0.63	47.82	350.8	235.3	21.242	14.75	1.25	-5.33	-0.709	31.197
10.22	L5	346.26	0.65	46.91	352.8	237.4	21.432	14.47	1.26	-5.22	-0.689	31.255
10.26	L6	343.80	0.70	44.50	357.3	242.3	21.874	13.73	1.25	-4.94	-0.676	31.241
10.29	L7	341.25	0.50	41.75	362.4	247.3	22.326	12.88	1.31	-4.65	-0.657	31.210
10.33	L8	335.04	0.60	35.64	375.3	260.2	23.490	10.99	1.39	-3.95	-0.643	31.285

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
10.38	L9	330.11	0.60	30.71	385.0	270.1	24.384	9.47	1.42	-3.39	-0.624	31.256
10.43	L10	325.37	0.45	25.82	395.3	280.4	25.314	7.96	1.46	-2.86	-0.611	31.266
10.47	L11	319.27	0.69	19.96	407.6	292.9	26.443	6.15	1.46	-2.17	-0.591	31.297
11.03	L4				350.4	234.3	21.152					
10.59	L6				356.5	240.3	21.694					
10.53	L8				374.5	258.1	23.301					
7/7-64												
19.31	M1	351.91	0.62	52.53	341.1	227.0	20.493	16.20	1.25	-5.86	-0.768	31.325
19.35	M2	351.51	0	51.51	344.6	230.5	20.809	15.89	1.21	-5.81	-0.755	31.344
19.39	M3	351.10	0.67	51.77	342.8	228.7	20.647	15.97	1.23	-5.77	-0.735	31.351
19.44	M4	350.12	0.05	50.13	346.5	231.4	20.890	15.46	1.24	-5.65	-0.722	31.217
19.47	M5	349.70	0.65	50.35	344.4	230.3	20.791	15.53	1.25	-5.61	-0.702	31.271
19.51	M6	347.45	0.66	48.11	348.4	234.3	21.152	14.84	1.31	-5.35	-0.689	31.267
19.54	M7	342.74	0.73	43.47	358.2	244.0	22.028	13.41	1.27	-4.82	-0.670	31.224
19.58	M8	336.47	0.58	37.05	371.3	257.1	23.210	11.43	1.38	-4.11	-0.657	31.251
20.02	M9	331.73	0.47	32.20	381.7	267.5	24.149	9.93	1.37	-3.58	-0.637	31.235
20.06	M10	325.54	0.73	26.27	394.7	280.0	25.278	8.10	1.47	-2.88	-0.624	31.354
20.11	M11	319.55	0.62	20.17	406.5	292.2	26.379	6.22	1.50	-2.20	-0.604	31.293

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
20.30	M2				344.8	230.4	20.800					
20.27	M4				345.8	231.4	20.890					
20.22	M6				348.4	234.0	21.125					
20.16	M9				381.4	267.1	24.113					
18.21	N1	352.40	0.63	53.03	342.8	228.0	20.583	16.36	1.25	-5.91	-0.781	31.502
18.25	N2	353.70	0.60	54.30	339.4	224.6	20.276	16.75	1.20	-6.06	-0.762	31.409
18.29	N3	352.91	0.10	53.01	341.6	226.9	20.484	16.35	1.21	-5.97	-0.748	31.330
18.32	N4	352.07	0.62	52.69	341.0	226.3	20.430	16.25	1.22	-5.87	-0.729	31.305
18.36	N5	351.04	0.58	51.62	343.1	228.5	20.628	15.92	1.31	-5.76	-0.716	31.385
18.40	N6	348.96	0.60	49.56	346.0	231.4	20.890	15.28	1.27	-5.52	-0.696	31.233
18.45	N7	343.41	0.45	43.86	357.2	242.7	21.910	13.53	1.32	-4.90	-0.683	31.181
18.50	N8	338.75	0.50	39.25	366.7	252.2	22.768	12.11	1.39	-4.37	-0.663	31.235
18.53	N9	333.00	0.56	33.56	378.9	264.5	23.879	10.35	1.37	-3.72	-0.650	31.232
18.58	N10	326.11	0.72	26.83	393.3	278.1	25.106	8.27	1.42	-2.94	-0.630	31.234
19.02	N11	320.43	0.72	21.12	406.1	291.0	26.271	6.52	1.44	-2.30	-0.617	31.322
19.25	N2				338.3	224.2	20.240					
19.20	N4				341.1	226.9	20.484					
19.14	N7				357.0	242.8	21.919					
19.09	N9				379.3	265.0	23.924					

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
16.46	01	352.95	0.70	53.65	341.7	225.8	20.385	16.55	1.22	-5.97	-0.788	31.398
16.50	02	354.29	0.25	54.54	340.4	224.6	20.276	16.82	1.22	-6.13	-0.775	31.425
16.55	03	353.87	0.65	54.52	339.8	224.0	20.222	16.82	1.20	-6.08	-0.762	31.400
16.59	04	353.15	0.67	53.82	339.3	223.6	20.186	16.60	1.23	-6.00	-0.742	31.281
17.05	05	350.66	0.63	51.29	344.6	228.9	20.665	15.82	1.21	-5.71	-0.729	31.240
17.08	06	348.84	0.51	49.49	347.9	232.3	20.972	15.26	1.27	-5.51	-0.709	31.289
17.13	07	344.44	0.51	44.95	356.3	240.7	21.730	13.86	1.29	-5.01	-0.696	31.179
17.16	08	337.75	0.60	38.35	371.4	255.8	23.093	11.83	1.37	-4.26	-0.676	31.359
17.21	09	332.92	0.54	33.46	381.1	265.6	23.978	10.32	1.37	-3.71	-0.663	31.292
17.26	010	327.15	0.73	27.88	393.2	277.7	25.070	8.60	1.39	-3.06	-0.643	31.358
17.30	011	321.29	0.68	21.97	405.6	290.2	26.199	6.77	1.36	-2.40	-0.630	31.310
17.52	02				339.6	224.4	20.258					
17.48	04				339.1	223.8	20.204					
17.40	07				355.8	240.3	21.694					
17.35	09				380.9	265.5	23.969					
15.31	P1	353.66	0.60	54.26	340.9	224.0	20.222	16.74	1.20	-6.05	-0.801	31.312
15.36	P2	353.35	0.68	54.03	341.8	225.0	20.313	16.67	1.19	-6.02	-0.788	31.369
15.40	P3	352.36	0.80	53.16	342.8	226.0	20.403	16.39	1.20	-5.91	-0.775	31.317
15.46	P4	351.97	0.20	52.17	345.7	229.1	20.683	16.09	1.19	-5.86	-0.755	31.351
15.50	P5	350.40	0.43	50.83	347.1	230.5	20.809	15.68	1.24	-5.69	-0.735	31.306

Tid		H	h	H+h-d	Obs. g.ein.	Korr.for g.ein.	drift m.gal.	Fril.	Terr.	Boug.	Breid.	Anomali m.gal.
15.54	P6	347.90	0.65	48.55	350.8	234.3	21.152	14.97	1.32	-5.40	-0.722	31.329
15.58	P7	343.60	0.71	44.31	359.9	243.5	21.983	13.67	1.36	-4.92	-0.702	31.394
16.03	P8	338.37	0.68	39.05	370.5	254.1	22.940	12.04	1.34	-4.33	-0.689	31.309
16.07	P9	333.86	0.70	34.56	379.8	263.5	23.788	10.66	1.34	-3.82	-0.676	31.301
16.12	P10	328.59	0.64	29.23	391.1	274.9	24.817	9.01	1.32	-3.22	-0.657	31.273
16.16	P11	322.96	0.35	23.31	403.9	287.7	25.973	7.19	1.28	-2.59	-0.643	31.210
16.56	P2				341.3	225.5	20.358					
16.32	P4				345.3	229.3	20.701					
16.29	P5				346.3	230.3	20.791					
16.24	P7				360.0	243.9	22.019					
16.19	P10				391.0	274.8	24.808					

TABELL V

Regionaleffekt

Tid	St.	H	Obs. g.ein	Korr.for g.ein	drift m.gal	Elevk.	Terr.	Breid.	Anomali m.gal
-----	-----	---	---------------	-------------------	----------------	--------	-------	--------	------------------

8/7 -64

15,45	FP		116,7						
16,00	1	446,0	133,8	017,1	1,54	+28,55	1,44	-0,47	31,07
16,13	2	492,5	030,8	-085,9	-7,75	+37,65	2,14	-0,72	31,32
16,28	3	469,5	092,8	-023,9	-2,15	+33,15	1,28	-0,82	31,45
16,36	4	457,0	114,8	-001,9	-0,17	+30,71	1,66	-0,73	31,45
16,46	5	465,5	100,7	-016,0	-1,44	+32,37	1,20	-0,94	31,19
16,55	6	445,5	143,2	026,5	2,39	+28,46		-1,02	
17,05	7	438,5	161,4	044,7	4,03	+27,09	1,00	-1,00	31,00
18,56	M2		345,7						

9/7-64

09,55	FP		120,0						
10,20	8	319,0	410,2	290,8	26,25	+3,71	1,65	-0,50	31,12
10,32	9	330,0	388,4	269,2	24,30	+5,87	1,37	-0,57	30,96
11,13	10	123,0	785,6						
11,47	11	123,5	783,6						
12,00	12	116,5	796,3	678,7	61,27	-35,89	2,97	+0,54	28,89
12,20	13	133,0	410,2						
12,32	14	137,5	759,6	642,3	57,98	-31,78	2,31	+0,43	28,94
12,45	15	149,5	739,7						
12,56	16	161,0	721,9	604,8	54,60	-27,19	1,76	+0,35	29,52
13,07	17	165,0	715,2						
13,20	18	169,0	704,2	587,2	53,01	-25,62		+0,62	
15,35	M2		346,7						
15,55	19	344,0	358,2	242,0	21,84	+8,60	0,99	-0,81	30,64
16,15	20	253,5	536,5	418,4	37,77	-9,09	1,85	-0,10	30,43

T A B E L L V I

Gravimeteravlesingar i FP til konstruksjon av driftkurver

Dato	Kl.	Obs. g.ein	Dato	Kl.	Obs. g.ein
24/6 -63	11,20	012,5	6/7 -64	14,39	121,8
	11,50	012,3		19,32	121,5
	13,35	013,3	7/7 -64	09,12	125,8
	16,55	016,3		13,50	121,1
25/6 -63	10,10	028,1	8/7 -64	09,39	117,7
	13,10	026,4		15,45	116,7
	16,00	026,8			
	19,00	027,0			
26/6 -63	10,35	036,1			
	12,05	036,6			
	14,45	036,2			
	17,10	037,1			
27/6 -63	18,00	050,9			
	20,40	052,0			
28/6 -63	08,40	057,0			
	12,05	061,0			
1/7 -63	14,30	085,4			
	16,50	083,0			
	19,25	086,0			
2/7 -63	08,40	094,0			
	11,25	092,5			

LITTERATURLISTE.

Dobrin, M.B. (1960).

Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, 1960.

Farestveit, A. (1965).

Seismiske og gravimetriske undersøkelser på Hardangerjøkulen.

Hovedoppgave i geofysikk ved Universitetet i Bergen.

Foslie, S. (1935).

Geologisk rapport over A/S Rødsand Gruber, jernmalmfelter.

Intern rapport.

Geis, H.P. (1963).

Mulighetene i Heindalsfeltet. Intern rapport.

Hammer, S. (1939).

Terrain correction for gravimeter stations. Geophysics, Vol. IV, No. 3.

Hammer, S. (1945).

Estimating ore masses in gravity prospecting. Geophysics, Vol. X, No. 1

Hammer, S. Nettleton, L.L., Hastings, W.K. (1945).

Gravimeter prospecting for chromite in Cuba. Geophysics, Vol. X, No. 1.

Hubbert, M. King (1948).

Lineintegral metode of computing gravity. Geophysics, Vol. XIII, No. 2.

Husebye, E. (1962).

Gravimetriske dybdebestemmelser av Sølemyr K i Fyllingsdalen.

Hovedoppgave i fysisk geografi ved Universitetet i Bergen.

Nettleton, L.L. (1954).

Regionals, residuals and structures. Geophysics, Vol. XIX, No. 1.

Neumann, R. (1963).

Contribution au calcul simplifié des corrections de relief a grande distance en gravimetrie. Geophysical Prospecting, Vol. XI, No. 4.

Revheim, S. (1965).

Tyngdemålinger i området omkring solobservatoriet på Harestua.

Hovedoppgave i geofysikk ved Universitetet i Bergen.

Stephenson, R.J. (1961).

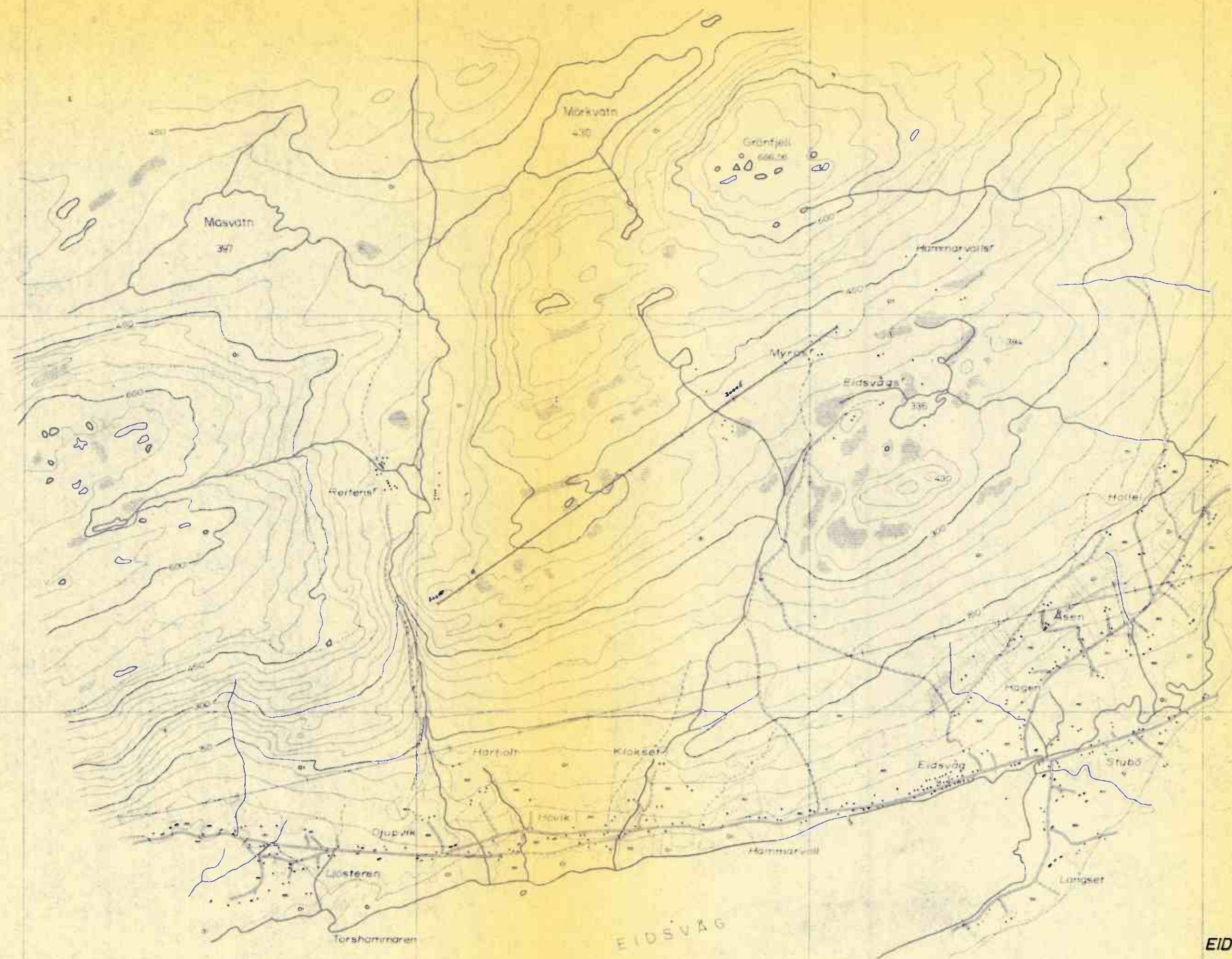
Mechanics and Properties of Matter, John Wiley & Sons, 1961.

Talwani, M. and Ewing, M. (1960).

Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, Vol. XII, No. 1.

Winkler, H.A. (1962).

Simplified gravity terrain corrections. Geophysical Prospecting, Vol. X, No. 1.



EIDSVÅG-HEINDALEN
M. 1: 25000