

55(481)
N/284

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 284

Skrifter 2

Knut Åm: Om bruk av magnetometri
ved oljeleting

STATENS TEKNOLGBISKE INSTITUTT
BIBLIOTEK

Universitetsforlaget 1973

Trondheim · Oslo · Bergen · Tromsø



NGU

Norges geologiske undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (075) 20166.
Postadresse: Postboks 3006, 7001 Trondheim.

Administrerende direktør: *Karl Ingvaldsen*

Geologisk avdeling: Direktør dr. philos. *Peter Padget*

Geofysisk avdeling: Direktør *Inge Aalstad*

Kjemisk avdeling: Direktør *Aslak Kvalheim*

Publikasjoner fra *Norges geologiske undersøkelse* utgis som bind med fortløpende hovednummerering, og deles inn i to serier, *Bulletins* og *Skrifter*.

Bulletins omfatter vitenskapelige arbeider over regionale, generelle eller spesialiserte emner av faglig interesse.

Skrifter omfatter beskrivende artikler og rapporter over regionale, tekniske, økonomiske, naturfaglige og andre geologiske emner av spesialisert eller allmen interesse. *Skrifter* utgis på norsk, med resymé på engelsk (Abstract).

REDAKTØR

Statsgeolog Tore Torske, Norges geologiske undersøkelse, postboks 3006, 7001, Trondheim.

UTGIVER

Universitetsforlaget, Postboks 307, Blindern, Oslo 3

MANUSKRIPTER — SÆRTRYKK

Alle henvendelser vedrørende godtatte manuskripter, bestilling av særtrykk, osv. sendes til Universitetsforlaget, Kontoret: Trondheim, Munkegt. 8, 7000 Trondheim.

FORRETNINGSADRESSE

Henvendelser angående abonnement sendes til Universitetsforlaget, Postboks 307, Blindern, Oslo 3.

Om bruk av magnetometri ved oljeleting

KNUT ÅM

Åm, K. 1973: On the use of magnetics in prospecting for oil. *Norges geol. Unders.* 284, 1—45.

The present paper is intended as an elementary introduction for students to the subject of (aero)magnetic prospecting for oil. It covers briefly the following subjects: Magnetism, the geomagnetic field, magnetic anomalies, aeromagnetic instrumentation, -measurements and -processing, shipborne measurements, and qualitative and quantitative interpretation of magnetic data, with special emphasis on the quantitative part.

K. Åm, *Norges geologiske undersøkelse*, Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway.

INNHALD

Forord	1
Innleiing	2
Magnetisme	3
Det jordmagnetiske feltet	8
Primærfeltet	9
Sekundærfeltet	13
Magnetiske anomaliar	15
Aeromagnetiske målingar	19
Instrumentering	19
Måling	22
Bearbeiding	25
Skipsmagnetiske målingar	27
Kvalitativ tolking	28
Kvantitativ tolking	31
Teori	33
Praksis	39
Eksempel	41
Erterord	44
Litteratur	45

Forord

Dette er ei bearbeidd utgåve av ein 6 timars forelesingsserie som forfattaren heldt ved Universitetet i Oslo våren 1972. Forelesingane er i første rekke utarbeidd med tanke på hovedfagsstudentar, men opplegget er så elementært at også andre vil kunne ha glede av stoffet. Direktør Inge Aalstad, som har gått kritisk gjennom manuskriptet, har gjort mykje til å gi det ei klarare framstilling. Den som er interessert i utfyllande stoff, bør lese Nettletons (1971) vesle bok om emnet.

Innleiing

Geofysikk er den delen av eksperimentalfysikken som studerer dei fysiske tilhøva i og nærast omkring jorda vår. Det er ein allsidig vitenskap som gjerne blir rekna for å omfatte fag som Seismologi, Vulkanologi, Geodesi, Oseanografi, Hydrologi, Meteorologi, Ionosfærefysikk, Geomagnetisme, -elektrisitet og -termometri. Den delen av geofysikken som steller med sjølve jorda utan hydrosfæren og atmosfæren, blir ofte samla under namnet «den faste jords fysikk», og refererer seg då helst til store strukturar og djupare deler av jorda. Sjøl om dei grip sterkt over i kvarandre, kan vi seie at «anvendt geofysikk» er den delen av den faste jords fysikk som har med praktisk-geologiske problem, eller kanskje rettare, med økonomisk utnytting av kloden å gjere.

Den anvendte geofysikken blir i første rekke brukt til å finne olje og andre mineralske råstoff i den tilgjengelege delen av jordskorpa. Han blir gjerne delt i Elektriske, Elektromagnetiske, Gravimetrisk, Magnetiske, Radiometriske, Seismiske og Termiske metodar. Den eldste av desse metodane er magnetometrien. Alt for fleire hundre år sidan vart det første geofysiske instrumentet — kompasset — brukt til å finne jernmalmar, og mot slutten av 1800-talet tok ein nøyaktige magnetometer i bruk ved systematisk jernmalmeiting. Rundt århundreskiftet kom fleire geofysiske metodar til, og anvendt geofysikk vart etter kvart ein viktig og sjølsagt reiskap både ved malmleiting og oljeleiting.

I malmleiting kan malmen ofte påvisast direkte ved geofysiske målingar fordi han har ein eller fleire fysiske eigenskapar som skil seg frå eigenskapane til sideberget. Då økonomiske malmforekomstar er etter måten små og sjeldne, er det ikkje alltid så lett å vite kor ein skal måle for å finne malm. Ved storstila regional prospektering vil ein derfor først og fremst sjå etter område med geologiske miljø og strukturar som er gunstige sett frå malmgeologisk synsstad. Også her har geofysiske metodar, særleg dei som kan brukast frå fly, vist seg å vere effektive, og geofysiske metodar er såleis i bruk på alle stadier i eit malmleitingsprogram.

Ein oljeforekomst har ingen fysiske eigenskapar som lar seg påvise direkte ved geofysiske metodar. Geofysisk oljeleiting er derfor indirekte og innretta mot gunstige miljø og strukturar som kan ha gitt opphav til oljefeller. Som kjent vil oljen alltid opptre i store uomvandla sedimentasjonsbasseng i jordskorpa, og det første steget i oljeleitinga er derfor lokalisering og grovkartlegging av slike basseng. Deretter kjem den meir eller mindre grundige leitinga etter mulege oljefeller, og til slutt boringa som kan avgjere om ein viss struktur fører olje. Den naturlege gangen i eit slikt oljeleitingsprogram er at ein startar med billege og raske metodar slik at ein kan undersøke svære område fort og effektivt utan særleg store utlegg. Viser det seg så at dei grunnleggande føresetnadene for olje er til stades, vil det vere rimeleg å satse på meir detaljerte undersøkingar med dyrare og meir kompliserte metodar.

Av geofysiske arbeidsmåtar er det fire som er nesten einerådande ved oljeleiting: Gravimetri og Magnetometri (ca. 5 %), Refraksjonsseismikk (ca. 5 %) og Refleksjonsseismikk (ca. 90 %). Når det gjeld pris pr. arealeining for slike geofysiske undersøkingar, kan vi som ein grov regel seie at gravimetri er 10 gonger og seismikk 100 gonger så dyrt som magnetometri. I undersøkingstid er det også eit liknande forhold mellom magnetometri og dei andre metodane fordi magnetometermålingane kan gjerast kontinuerleg frå fly. Når så aeromagnetiske målingar attpåtil har vist seg å vere svært effektive ved rekognosering i geologisk ukjende (og «kjende») område, skjonar vi korfor slike målingar er eit svært viktig hjelpemiddel på eit tidleg stadium i eit oljeleitingsprogram. I tillegg til aeromagnetiske målingar blir det så langt ein rekk også gjort rekognoserande gravimetriske og refraksjonsseismiske målingar. Etter denne innleiande fasen er refleksjonsseismiske målingar nesten einerådande, mens detaljerte magnetiske, gravimetriske og refraksjonsseismiske målingar berre blir brukt for å løyse heilt spesielle problem. Det finst likevel tilfelle der ein av dei andre metodane, på grunn av spesielle forhold, har overtatt refleksjonsseismikkens rolle. Det er såleis på ingen måte sikkert at det vanlege mønstret bør følgjast slavisk, og det kan lone seg å halde augene opne for alternative opplegg.

Vi skal sjå litt nærare på kva magnetometrien kan bidra med i eit oljeleitingsprogram. Først skal vi ta for oss det fysiske og geologiske grunnlaget for metoden, og deretter korleis aeromagnetiske målingar og bearbeidinga av desse blir gjort. Til slutt skal vi sjå på grunnlaget for ei effektiv geologisk tolking av magnetiske data og dessutan korleis tolkingarbeidet blir gjort i praksis.

Magnetisme

Ein magnet har alltid to polar, ein nordpol og ein sørpol, der all magnetismen synest å vere samla. Dersom vi lar ein avlang magnet svinge fritt om ein vertikal akse (kompass), så vil magneten stille seg om lag nord-sør og alltid med same enden mot nord. Den enden som peikar mot nord blir derfor kalla nordpol og den som peikar mot sør for sørpol. Ein slik magnet omgir seg med eit kraftfelt eller magnetfelt, som ofte blir illustrert ved hjelp av kraftlinjer. Retningen på kraftlinjene viser kva retning magnetfeltet har i eit visst punkt, og konsentrasjonen av kraftlinjer viser kor sterkt dette feltet er. Pr. definisjon har nordpolen positiv magnetisme, medan den magnetiske massen i sørpolen er negativ. Kraftlinjene går frå + til —, og dei strålar derfor alltid ut frå nordpolen på jakt etter sin betre halvdel — sørpolen. I geofysikken blir eininga Gauss brukt på magnetisk feltstyrke medan fysikerane helst kallar denne eininga for Ørsted. I anvendt geofysikk er det vanleg å bruke den langt mindre eininga gamma (γ) som er 10^{-5} Gauss, dvs. at $100000\gamma = 1$ Gauss.

Vi kan studere feltet rundt *ein* magnetpol ved å bruke ein magnet som er så lang at den andre polen vil vere utan innvirkning. Det viser seg då at

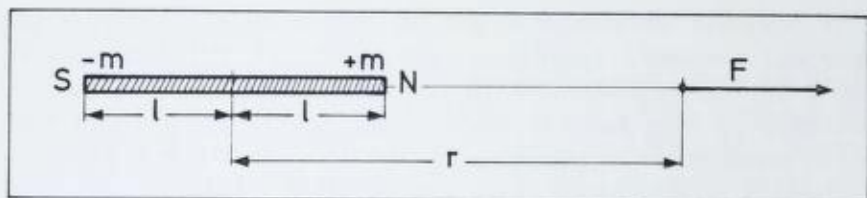


Fig. 1. Feltet langs ein dipol.

kraftlinjene strålar radielt ut frå polen, og at feltstyrken F i ein avstand r frå ein magnetpol med styrke m er: $F = \frac{m}{r^2}$

La oss f. eks. bruke dette til å sjå på feltet rundt ein liten magnet eller ein såkalla dipol.

Feltet langs dipolaksen ($F_{||}$)

Med symbola i Fig. 1 får vi:

$$F = m/(r-l)^2 + (-m)/(r+l)^2 = 4ml/(r^2-l^2)^2$$

Vi kallar $M = 2lm$ for magnetisk moment, og når $l^2 \ll r^2$ får vi:

$$F_{||} = 2M/r^3 \text{ i ein avstand } r \text{ langs dipolaksen.}$$

Feltet loddrett dipolen (F_{\perp})

Med symbola i Fig. 2 får vi:

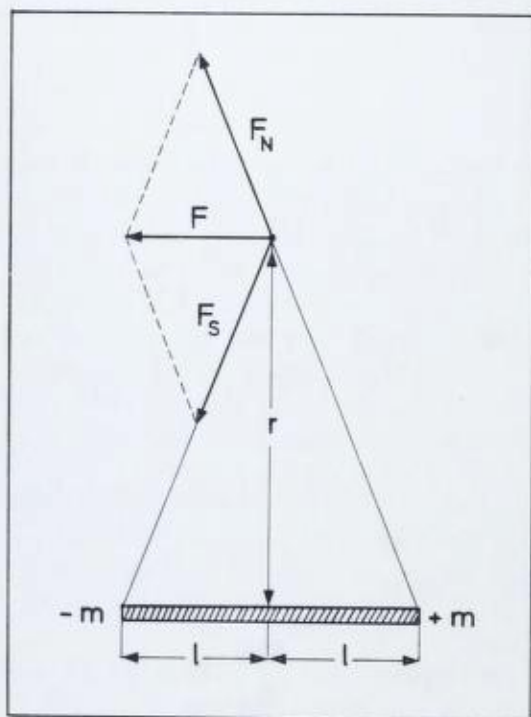


Fig. 2. Feltet loddrett ein dipol.

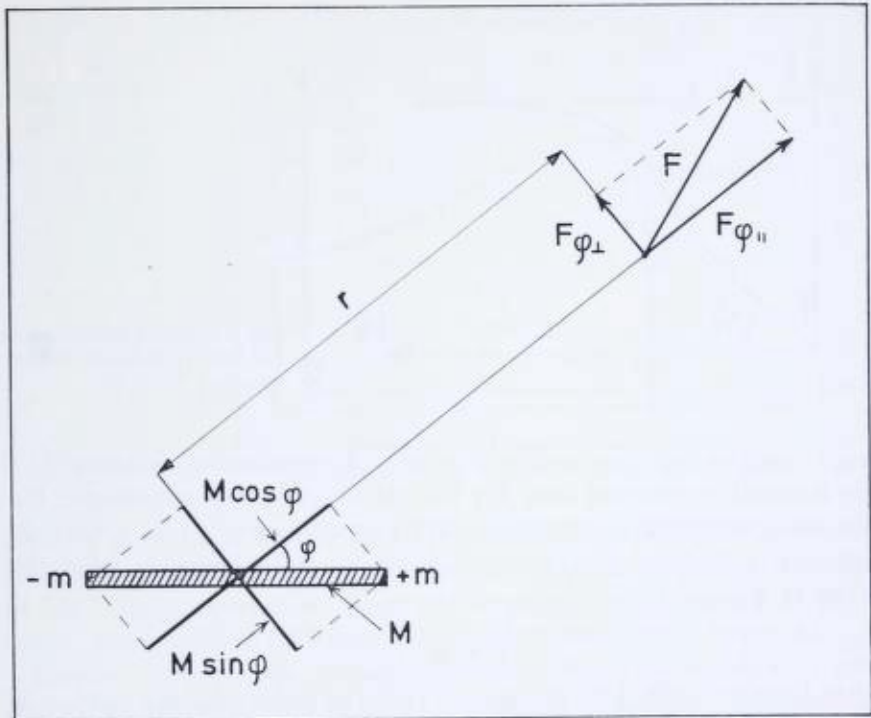


Fig. 3. Feltet i vilkårlig stilling rundt ein dipol.

$$F_N = |F_S| = m/(r^2 + l^2)$$

$$F = F_N \cdot 2l/(r^2 + l^2)^{3/2} = 2ml/(r^2 + l^2)^{3/2} = M/(r^2 + l^2)^{3/2}$$

Med $l^2 \ll r^2$ blir

$$F_{\perp} = M/r^3 \text{ i ein avstand } r \text{ loddrett dipolaksen.}$$

Generelt tilfelle

Det generelle uttrykket for styrken og retningen på feltet i ein avstand r frå sentrum langs ei linje som danner vinkelen φ med dipolaksen, kan f.eks. finnast svært enkelt dersom vi dekomponerer det magnetiske momentet (sjå Fig. 3). Dette gir

$$F_{\varphi_{\parallel}} = (2M/r^3) \cos\varphi$$

$$F_{\varphi_{\perp}} = (M/r^3) \sin\varphi$$

for feltkomponentane i ein avstand r frå dipolen.

Ein del stoff har den eigenskapen at dei blir sterkt påverka av eit magnetfelt. Dersom vi plasserer eit slikt magnetiserbart stoff i eit magnetfelt med ein viss styrke H , så vil det i dette stoffet bli indusert ei magnetisering I (magnetisk moment pr. volumeining) som er proporsjonal med det induser-

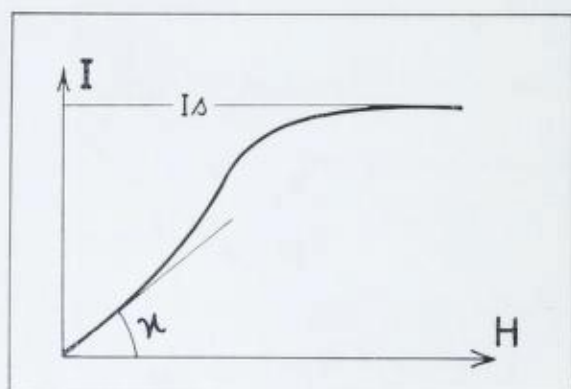


Fig. 4. Indusert magnetisering (I) som funksjon av induserande felt (H).

andre feltet og har same retning som dette. Proporsjonalitetsfaktoren (χ) er ein materialkonstant som viser kor lett materialet lar seg magnetisere. Han blir kalla magnetisk susceptibilitet eller magnetiserbarhet. Fig. 4 viser den induserte magnetiseringa (I) som funksjon av det induserande feltet (H). Vi ser at likninga

$$\vec{I} = \chi \cdot \vec{H}$$

gjeld berre for svake felt. Vi ser også at det er grenser for kor mykje magnetisering vi kan indusere i eit stoff før det oppstår ein metningstilstand (I_s).

No viser det seg at dersom vi fjernar det induserande feltet, så vil ikkje magnetiseringa følgje den same kurva tilbake, men alltid ligge over denne slik at det framleis er ei restmagnetisering att når det induserande feltet er heilt borte. I Fig. 5 ser vi dette illustrert. Den restmagnetiseringa som er att (I_r) kallar vi den remanente magnetiseringa eller berre remanensen. Den

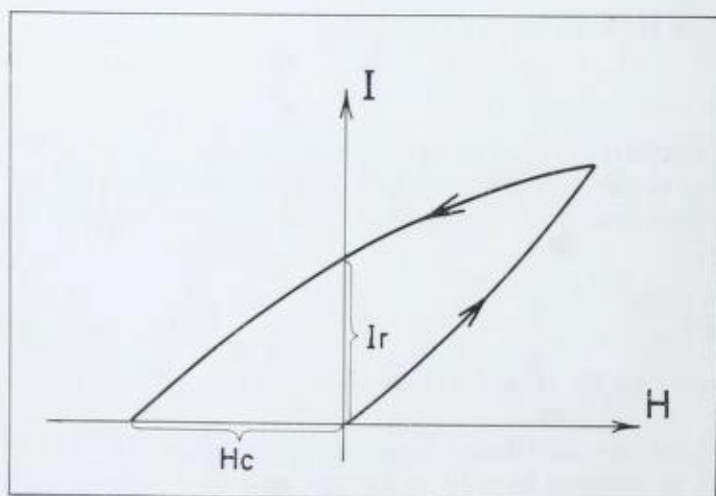


Fig. 5. Indusert magnetisering (I) som funksjon av induserande felt (H) ved aukande og minkande H.

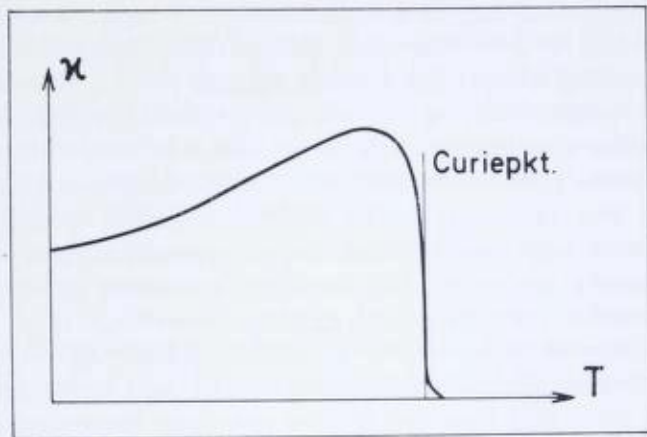


Fig 6. Susceptibilitet (χ) som funksjon av temperatur (T).

evna eit stoff har til å halde på slik remanent magnetisering kallar vi koersitivkrafta, og vi definerer henne som det «negative» feltet (H_c) som skal til for å fjerne remanensen. Remanent magnetisering vil vi også få om vi lar eit magnetiserbart stoff ligge i eit konstant magnetfelt i lengre tid.

Dersom vi varmar opp eit magnetiserbart stoff, vil susceptibiliteten auke ein del, for så å avta brått til null. Over ein viss temperatur (Curiepunktet) er altså stoffet ikkje lenger magnetiserbart. Dette er vist i Fig. 6. Dersom vi avkjøler eit slikt stoff i eit magnetfelt, så viser det seg at stoffet får ei sterk remanent magnetisering etter at ein har passert Curiepunktet. Denne remanensen (såkalla termoremanens) vil vere proporsjonal med magnetfeltet og nokelunde proporsjonal med koersitivkrafta til materialet, og han vil vere parallell med det ytre feltet. Styrken kan vere mange gonger så stor som tilsvarende indusert magnetisering ved romtemperatur. Det finst også ein del andre måtar eit magnetiserbart stoff kan få ei remanent magnetisering på, men vi skal ikkje bry oss med det her.

Dei fenomena vi har snakka om kan forklarast på ein enkel måte ved hjelp av domeneteorien. I sterkt forenkla form seier denne teorien at alle magnetiserbare stoff er bygde opp av små magnetar, domener eller elementærmagnetar, som kan rotere om ein akse men som elles ikkje kan flytte på seg. Når desse elementærmagnetane er heilt vilkårlig orienterte, vil kraftfelta rundt dei oppheve kvarandre slik at stoffet er umagnetisk. Set vi stoffet i eit magnetfelt, vil elementærmagnetane prøve å innordne seg langs feltet slik at det blir overskot av magnetisme i endane og vi får danna magnetpolar. Susceptibiliteten er altså eit uttrykk for kor lett det er å få småmagnetane til å rette seg inn langs feltet. Når alle magnetane er heilt innretta langs feltet, er vi ikkje i stand til å få materialet meir magnetisk om vi aukar feltet aldri så mykje. Vi har metning. Slår vi av det magnetiserande feltet, vil elementærmagnetane ha funne seg til rette i si nye stilling, og berre motvillig vende tilbake til ein uordna tilstand. Dette forklarar remanensfenomenet, og motstanden som elementærmagnetane viser mot å la seg

uordne att, blir då koersitivkrafta. Ved høgare temperaturar vil det vere lettare å dreie magnetane slik at susceptibiliteten aukar. Men ved oppvarming vil også den termiske energien prøve å skape uorden mellom småmagnetane våre, og over ein viss temperatur er vi ikkje i stand til å halde orden i rekkene i det heile tatt. Dette vil vere Curietemperaturen. Ser vi nøyare på tilstanden like under Curiepunktet, viser det seg å vere svært lett å rette småmagnetane inn langs feltet, men vi er ikkje i stand til å måle denne høge susceptibiliteten for den termiske energien har skapt nesten fullstendig uorden att. Ved litt lågare temperatur går det lengre tid før den termiske energien greier å øydelegge innordninga, og vi skal ikkje langt ned i temperatur før det tar geologiske tidsrom. Det betyr at om vi avkjøler eit stoff gjennom Curiepunktet i staden for å varme det opp, så vil vi vere i stand til å fryse fast ei sterk permanent magnetisering som eigentleg var ustabil om vi hadde gitt oss uendeleg god tid. Vi har fått ei termoremanent magnetisering.

Det jordmagnetiske feltet

Jorda omgir seg med eit stabilt magnetfelt, og dette er f.eks. grunnen til at vi kan navigere ved hjelp av kompass. Det jordmagnetiske feltet er eit svært svakt magnetfelt; feltet mellom polane i ein vanleg hestekomagnet vil til dømes vere over 1000 gonger så stort som jordfeltet. Like fullt er dette magnetfeltet som danner grunnlaget for all magnetometri. Størparten av det jordmagnetiske feltet skriv seg frå det indre av jorda. I tillegg kjem

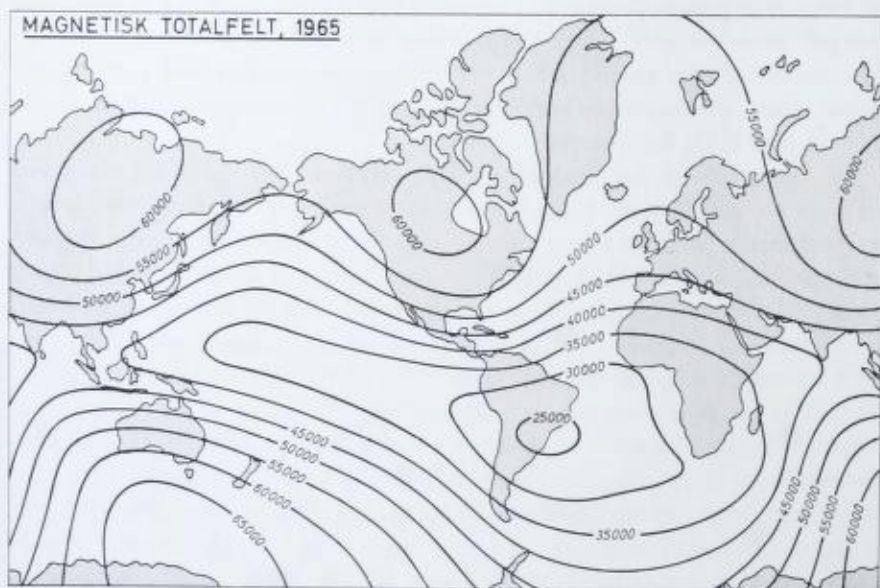


Fig. 7. Konturkart over styrken på det jordmagnetiske feltet i gamma. (U. S. Naval Oceanographic Office.)

det eit lite bidrag (eit par %) frå ionosfæren fordi denne rører seg i høve til det indre magnetfeltet. Dette ytre bidraget til primærfeltet, som vi kan kalle det, vil variere med tida alt etter kor elektrisk leiande ionosfæren er. F.eks. vil vi få svært urolige forhold i tider med sterk solflekkaktivitet. Primærfeltet vil dessutan indusere små lokale magnetfelt rundt magnetiserbare kroppar i berggrunnen, og desse sekundære fenomena, som er det vi eigentleg er interesserte i, kan vi kalle for sekundærfeltet.

PRIMÆRFELTET

Vi er først og fremst interesserte i å vite korleis styrken og retningen på jordfeltet varierer frå stad til stad. Fig. 7 viser i grove trekk korleis styrken

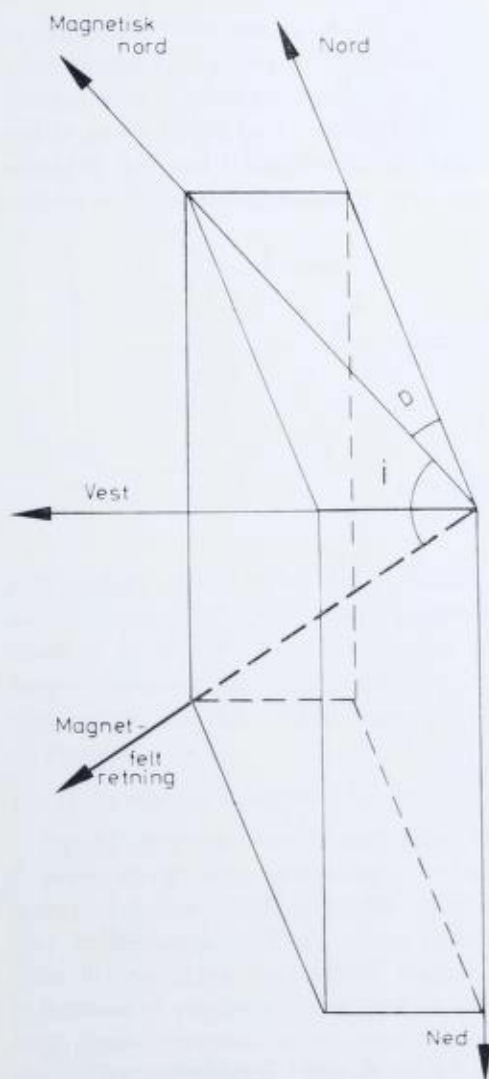


Fig. 8. Inklinasjon (i) og deklina-sjon (D).

på feltet er ulike stader på jorda. Vi ser at feltet er sterkast i nærleiken av polane (ca. 60000 γ), og svakast ved ekvator (ca. 30000 γ). Hos oss er feltet ca. 50000 γ . Fig. 8 viser korleis retningen på feltet kan beskrivast ved hjelp av to vinklar. Deklinasjon (D) vil seie avvik frå geografisk nord, og inklinasjon (i) er helling med horisontalplanet. Deklinasjonen, eller misvisinga som det heiter på kartet, vil berre vere nokre få grader og i praksis kan vi seie at magnetfeltet peikar rett mot nord. Inklinasjonen, derimot, vil variere svært mykje med breiddegraden. I Fig. 9 ser vi at jordfeltet peikar oppover sør for ekvator og nedover på den nordlege halvkula. Feltet står vertikalt ved polane og ligg horisontalt ved ekvator. På våre breiddegrader er inklinasjonen ca. 75°. Fig 10 viser eit vertikalsnitt langs magnetfeltet i Trondheim. Oppdelinga i Horisontalfelt og Vertikalfelt er gjort av praktiske grunnar.

Alt dette stemmer i grove trekk med det feltet ein dipol i sentrum av jorda og med akse nokelunde langs rotasjonsaksen, ville gi. Vi hugsar f.eks. at ein dipol gir dobbelt så stor feltstyrke langs dipolaksen som loddretr denne, og det stemmer jo godt med dei ca. 60000 γ og 30000 γ som vi finn ved polane og ved ekvator. Avviket frå eit reint dipolfelt kan best forklarast ved hjelp av 8—10 mindre magnetar som er plasserte om lag midt mellom

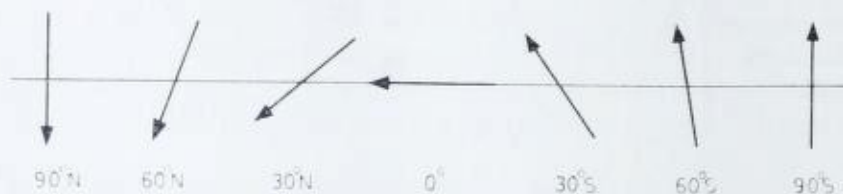


Fig. 9. Inklinasjonen varierer med breiddegraden.

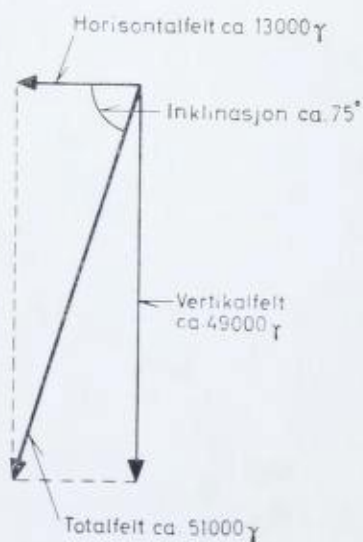
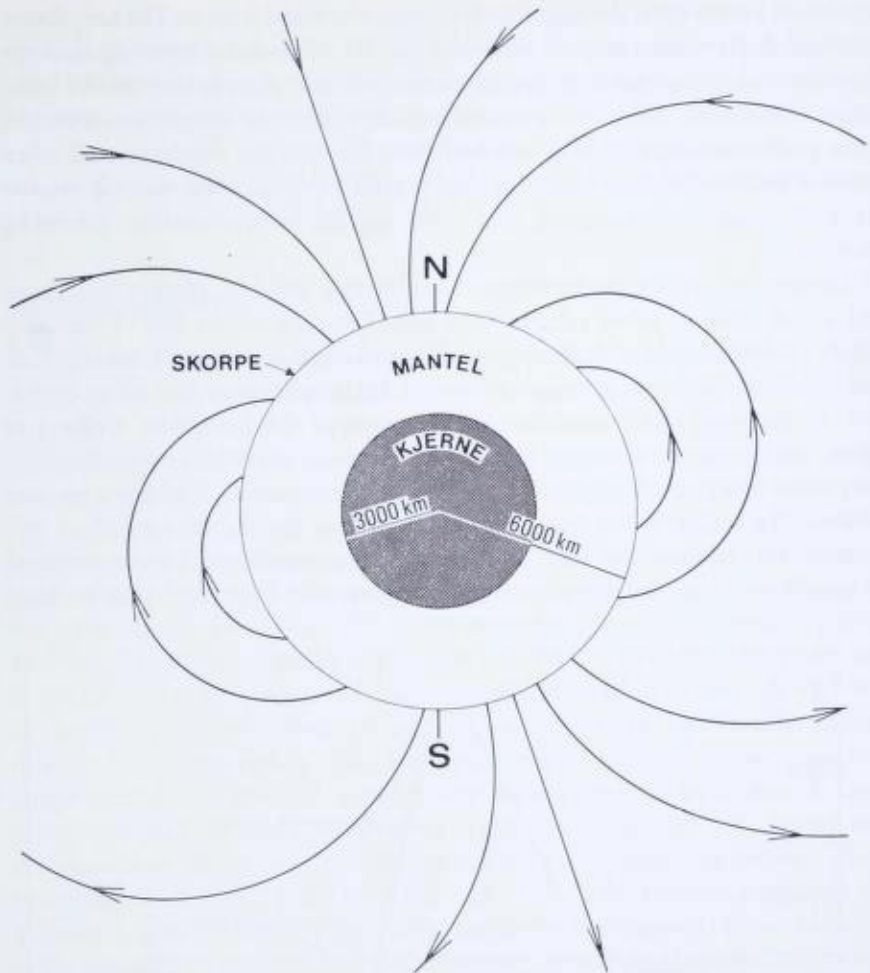


Fig. 10. Magnetfeltet i Trondheim.



jordoverflata og sentrum, det vil seie i nærleiken av overgangen mellom kjerne og mantel (Fig. 11). Der dipolaksen skjer jordoverflata, dvs. der inklinasjonen er $\pm 90^\circ$, har vi magnetisk nordpol og sørpol. Desse polane er døypte i samsvar med dei geografiske polane trass i at retningen på feltet viser oss at ein slik sentral magnet har ein nordpol som peikar mot sør og omvent.

Fig. 11. Snitt gjennom jordkula (Am, 1971).

Fig. 11 viser eit forenkla snitt gjennom jordkula. Ho er bygd opp av ein flytande kjerne som sannsynlegvis er av jern. Utanpå kjernen er det eit fastare skal, den såkalla mantelen, og ytst er det ei ca. 30 km tynn skorpe med lettare bergartar. Dette at det jordmagnetiske feltet kan beskrivast som feltet frå ein uhyre sterk sentral magnet, har ført til at det er vanleg å tru at kjernen er magnetisk fordi han er av jern. Då jern blir umagnetisk ved langt lågare temperaturar enn det er snakk om inne i sentrum av jorda, må dette vere feil. Mykje tyder derimot på at feltet skriv seg frå elektriske

straumar i den flytande og, vel å merke, elektrisk leiande kjernen. Desse straumane får sannsynlegvis energien sin frå radioaktiv spalting, som gir varmeutvikling og massetransport, som i sin tur gir opphav til dei elektriske straumane i kjernen. Kjernen kan altså vere ein sjølvdreven dynamo, som produserer det jordmagnetiske feltet. Dei mindre magnetane på overgangen mellom flytande kjerne og fast mantel kan forklarast som eit resultat av meir lokal massetransport, som skriv seg frå friksjon mellom kjerne og mantel.

Dersom vi måler magnetfeltet kontinuerleg på ein plass over lengre tid vil vi finne at feltet varierer med tida. Forst og fremst har vi regelmessige variasjonar som vil endre seg med periodar på ca. 1 døgn, 1 måned, 1 år, 11 år. Endringane vil avhenge av kor på jorda målingane blir gjort, og hos oss vil det vere snakk om nokre titals gamma på dei tre første. I tillegg til desse periodiske variasjonane har vi uregelmessige variasjonar som kan opptrø svært brått og ha amplityder på fleire hundre gamma. Heldigvis opptrer slike «magnetiske uvær» helst om natta mellom klokka 18 og 6.

Alle dei variasjonane som er nemnde, skriv seg frå elektriske straumar i ionosfæren. Forutan desse endringane har vi også tegn som tyder på langt

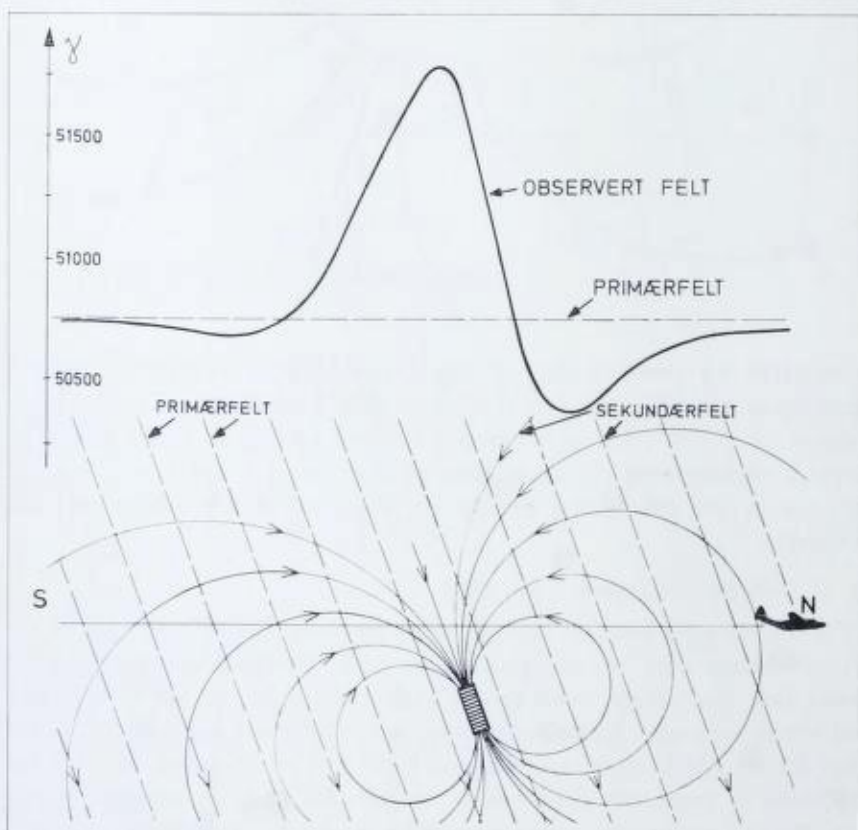


Fig. 12. Anomali i jordfeltet på grunn av sekundær magnetisering (Jensen, 1961).

større variasjonar i tidlegare tider. Paleomagnetiske studier av remanensretningar i bergartar av ulike aldrar viser f.eks. at magnetpolane må ha flytta seg i høve til landmassene (eller omvendt), og at magnetfeltet dessutan må ha skifta polaritet med visse mellomrom (eit par mill. år), det vil med andre ord seie at nordpol og sørpol har bytta plass. Desse variasjonane har ingen ting med ionosfæren å gjere, men må ha si årsak i fundamentale prosessar i kjernen.

SEKUNDÆRFELTET

Dersom det finst magnetiserbare stoff i eit magnetfelt som jordfeltet, så vil desse stoffa bli magnetiske (magnetiserte) og omgi seg med private små magnetfelt som vil kome i tillegg til det induserande feltet. Dette er vist i Fig. 12. Som vi hugsar, kan slik sekundær magnetisering vere både induisert og remanent. Den induserte magnetiseringa vil ha same retning som det jordmagnetiske feltet i dag. Den remanente magnetiseringa vil derimot ha ein retning som er avhengig av forhistoria til det magnetiserbare materialet. Ser vi bakover i den geologiske historia, vil vi finne at jordfeltet til sine tider synest å ha hatt heilt andre retningar enn i dag. Korvidt styrken på feltet har vore ein annan veit vi lite om. Når vi dessutan veit at mange bergartar har vore utsette for høge temperaturar og at somme til og med er danna frå smelteliknande tilstand, skjonar vi at det kan finnast magnetiske stoff i berggrunnen som har restar av ei gammal (termo)remanent magnetisering med ein heilt annan styrke og retning enn den induserte magnetiseringa frå vår tids jordfelt. Den totale magnetiseringa som bestemmer det sekundære feltet, vil vere vektorsummen av remanent og induisert magnetisering. Dette er illustrert i Fig. 13. Forholdet mellom remanent og induisert magnetisering (Q) blir kalla Königsbergers forhold. $Q = I_r/I_i$.

La oss sjå litt nærare på kva slag magnetiserbare stoff som finst i berggrunnen og som dermed er utsette for induksjon i det jordmagnetiske feltet. Vi veit at primærfeltet, bortsett frå eit varierende bidrag frå ionosfæren, skriv seg frå den flytande kjernen. I mantelen har vi ingen magnetiske stoff då temperaturen ligg over Curiepunktet for alle aktuelle stoff. Først i skorpa og den aller øvste delen av mantelen er temperaturen under $4-600^\circ\text{C}$, som er vilkåret for at magnetiske stoff skal kunne eksistere. Her er vi i den heldige stillinga at det berre finst eitt einaste vanleg mineral som har høg magnetisk susceptibilitet. Det er mineralet MAGNETITT (Fe_3O_4), som er eit aksessorisk mineral i svært mange bergartar. Vanlegvis har ikkje mineralet magnetitt særleg høg koersitivkraft eller evne til å halde på remanent magnetisering. Men i visse tilfelle, når han opptrer i svært små korn og spesielt når han opptrer i lag med mineral i Hematitt-Ilmenitt serien (Fe_2O_3 — FeTiO_3), vil magnetitten kunne ha svært høg koersitivkraft og dermed høg remanens. I slike samanhengar er det ikkje uvanleg med Q -verdiar av storleiksorden 10—100. Heldigvis viser det seg i praksis at den induserte magnetiseringa er så godt som einerådande, og at remanent magnetisering berre

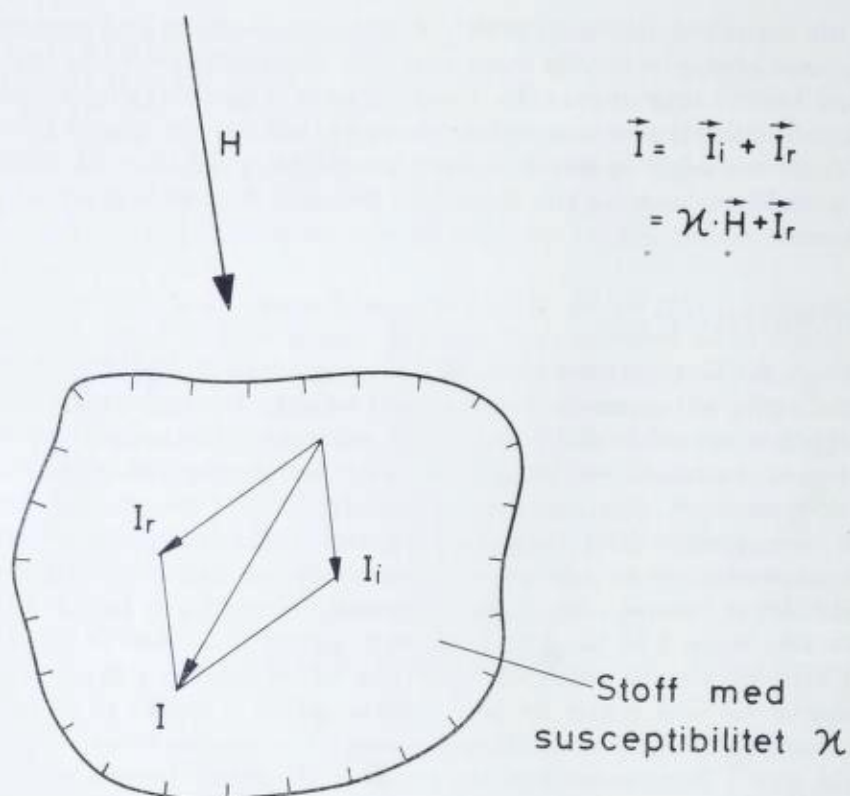


Fig. 13. Den totale magnetiseringa (I) er vektorsummen av remanent (I_r) og induisert (I_i) magnetisering.

spelar ei rolle i reine unntakstilfelle. Vi kan såleis forenkla heile problemet og seie at avvik i primærfeltet vil skrive seg frå susceptibilitetsvariasjonar i jordskorpa. Slike variasjonar vil vere knytte til eitt einaste mineral, nemleg mineralet MAGNETITT. For dei fleste formål vil følgjande samanheng mellom magnetisk susceptibilitet (χ) og volumdel magnetitt (v) i ein bergart vere god nok:

$$\chi = 0,25 \cdot v + v^2$$

For bergartar med små magnetittinnhald (<10 %) vil denne samanhengen vere nokelunde lineær, og det er vanleg å bruke likninga

$$\chi = 0,3 \cdot v$$

Vi kan såleis konkludere med at dersom vi gjer ei detaljert oppmåling av magnetfeltet, vil vi, avhengig av magnetittinnhaldet i berggrunnen, finne større eller mindre avvik frå det normale eller primære feltet på staden. Slike avvik frå det normale kallar vi anomaliar. Problemet er berre å definere kva som er normalt. Grunnen til dette er at vi ikkje kan måle primærfeltet og sekundærfeltet kvar for seg, men berre summen av desse. I prak-

sis måler ein magnetfeltet over store område for deretter å jamne ut det målte feltet. Det utjamna feltet blir kalla normalfelt (primærfelt) medan det som er jamna bort blir kalla anomalifelt eller residualfelt (sekundærfelt). I Fig. 14 ser vi ei konturering av det normale jordfeltet over Skandinavia for 1965. (Feltet aukar no med ca. 30 γ pr. år.) Dette såkalla normalfeltet er berre ei utjamning av det målte feltet, som er vist i sterkt forenkla form i Fig. 15. Ved mindre flyhøgde og meir detaljert måling vil det vere langt fleire anomaliar.

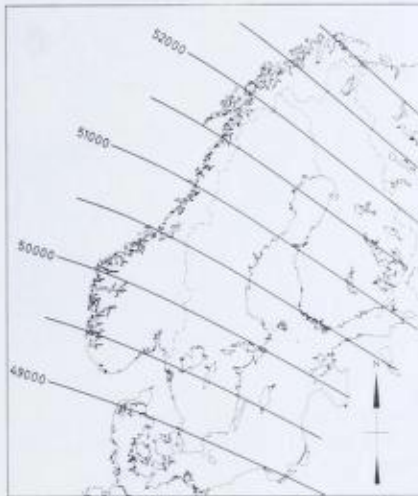


Fig. 14. Magnetisk normalfelt for Skandinavia (1965) med konturavstand 500 γ . (Dominion Observatory.)



Fig. 15. Magnetisk totalfelt over Skandinavia med konturavstand 250 γ . Målingane er gjort i 3000 m flyhøgde og med 40 km profilavstand. (Dominion Observatory.)

MAGNETISKE ANOMALIAR

Anomalifeltet for eit område er samansett av anomaliar av mange slag, som oftast med amplityder på under 1000 γ . Vi kan ha alt frå store regionale anomaliar som dekker heile området, til små lokale anomaliar som berre dekker nokre få kvadratmeter. Vi skjønar såleis at det som er anomaliar i ein målestokk vil kunne te seg som ein del av normalfeltet eller berre vere uinteressant støy i ein annan målestokk. Anomaliomgrepet er med andre ord sterkt avhengig av den målestokken vi arbeider i. La oss illustrere dette med eit lite eksempel: I Fig. 16 ser vi eit magnetisk kart over Sørlandet i liten målestokk (1/300000). Avstanden mellom kotene er 100 γ , og normalfeltet er ca. 49300 γ . Vi legg f. eks. med ein gong merke til den store runde anomalien på over 1000 γ . Inne i denne anomalien ser vi massevis av mindre anomaliar som berre tener til å øydelegge inntrykket av den store. I denne samanhengen er altså dei små anomaliene berre støy. Ser vi derimot på ein del av den store anomalien i 5 gonger så stor målestokk (Fig. 17), er det dei små anomaliene som dominerer. Den store anomalien har berre løfta normal-



Fig. 16. Magnetfeltet over ein del av Sørlandskysten i målestokk 1 : 300000. Konturavstanden er 100 γ . (Norges geologiske undersøkelse.)

feltet litt opp i det området vi studerer. Slike lokale «normalfelt» kallar vi regionalfelt.

Etter dette kan vi gi følgjande definisjon på magnetiske anomalier: *Magnetiske anomalier er slike avvik frå det regionale magnetfeltet som har interesse for oss i den målestokk vi arbeider.*

Den teoretiske anomalien frå ein viss geologisk kropp kan vi i prinsippet finne ved å summere bidraga frå alle volumelementa (dipolane) i kroppen.

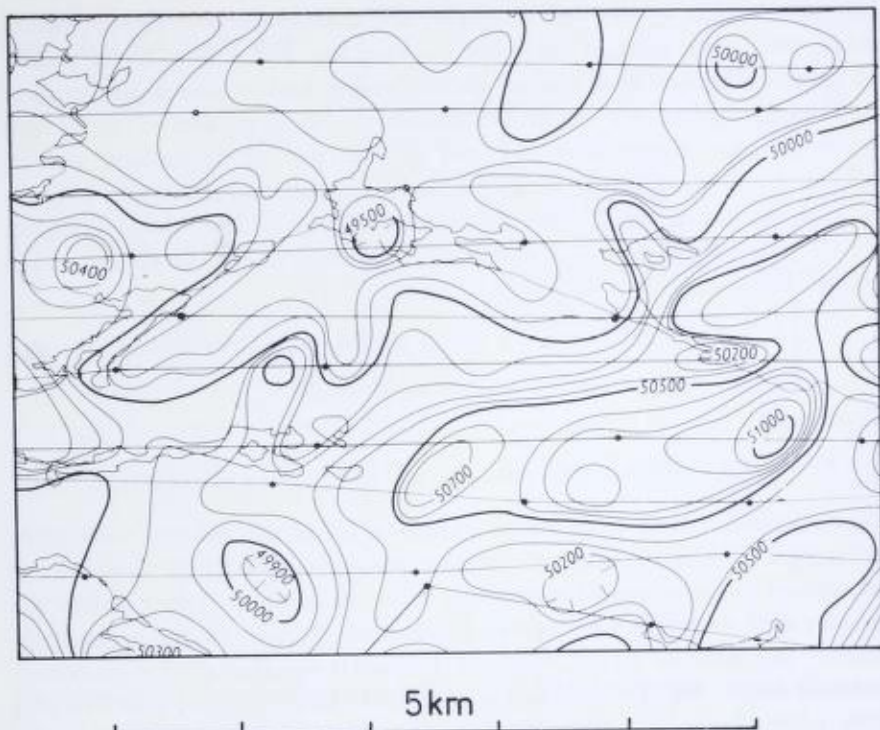


Fig. 17. Utsnitt av Fig. 16 i målestokk 1 : 60000 (Norges geologiske undersøkelse.)

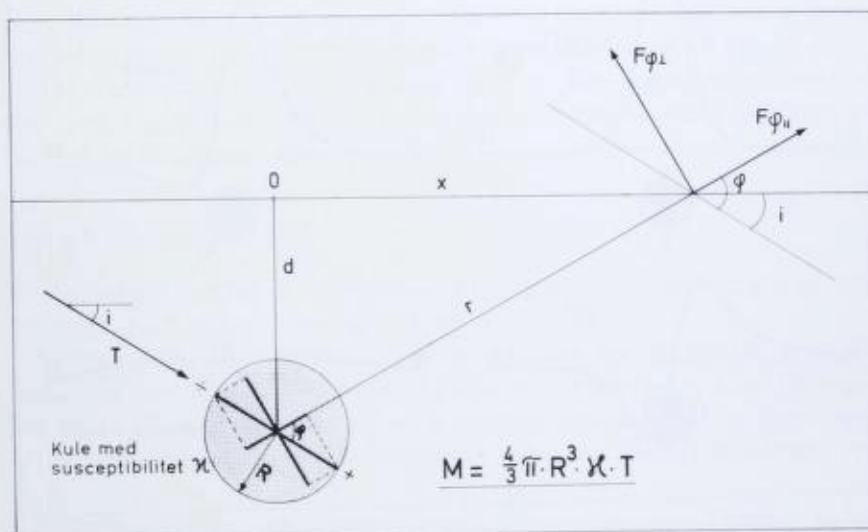


Fig. 18. Magnetfeltet rundt ei magnetisert kule.

Matematisk kjem vi fort opp i vanskar, sjøl med former som er etter måten enkle, men dette treng vi ikkje bry oss med her. For å få ei første peiling på korleis magnetiske anomaliar ser ut, særleg korleis anomaliene varierer med inklinasjonsvinkel, magnetiseringskontrast og djup, skal vi sjå på den teoretiske totalfeltanomalien (ΔT) frå ei kule som er magnetisert ved induksjon i jordfeltet. Ei slik kule vil gi same anomali som ein dipol i sentrum av kula, og vi kan såleis bruke dei enkle likningane vi har utleidd tidlegare. Vi ser på eit N—S profil over sentrum av kula. Frå Fig. 18 øg det vi har utleidd tidlegare, kan vi sette opp:

$$\Delta T = F_{q_{11}} \cdot \cos\varphi - F_{q_{\perp}} \cdot \sin\varphi = (M/r^3) \cdot (3\cos^2\varphi - 1)$$

$$\cos\varphi = (x\cos i - d\sin i)/r$$

Dette gir

$$\Delta T = |M/(x^2 + d^2)^{5/2} \cdot [(3\cos^2 i - 1)x^2 + (3\sin^2 i - 1)d^2 - 6xd\cos i \cdot \sin i]|$$

Denne formelen viser at forma på anomalien frå ei slik kule må vere sterkt avhengig av inklinasjonen, og at magnetiseringsintensiteten berre virkar inn på styrken (amplityden) til anomalien. Vi ser dessutan at vi kan skalere alle lengder med djupet som eining ved å dele med d^5 både over og under brøkstreken (M inneheld R^3). Breidda på anomalien er såleis direkte proporsjonal med djupet. Fig. 19 viser korleis anomaliene langs eit N—S profil varierer med inklinasjonen (breiddegraden), og Fig. 20 viser eit kotekart av ein av anomaliene.

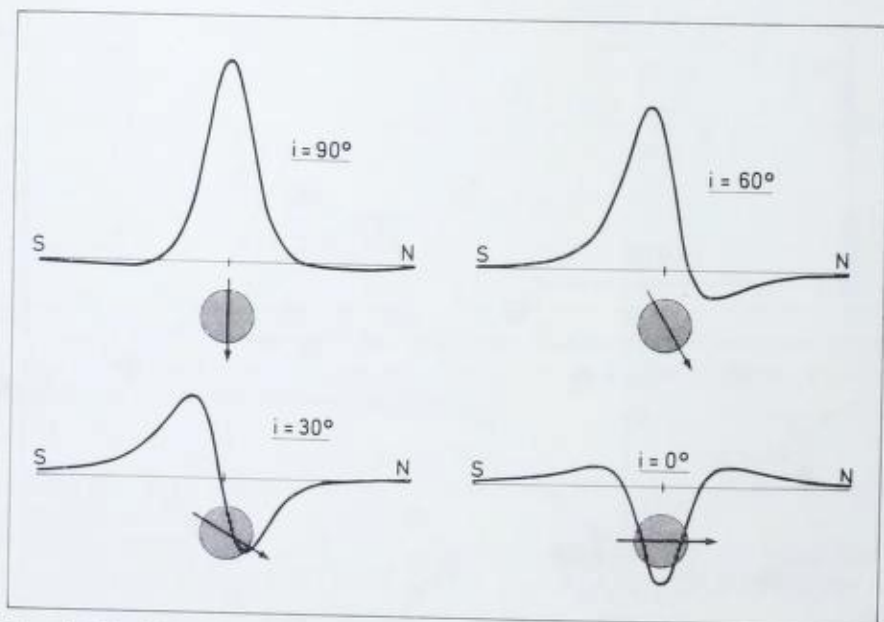
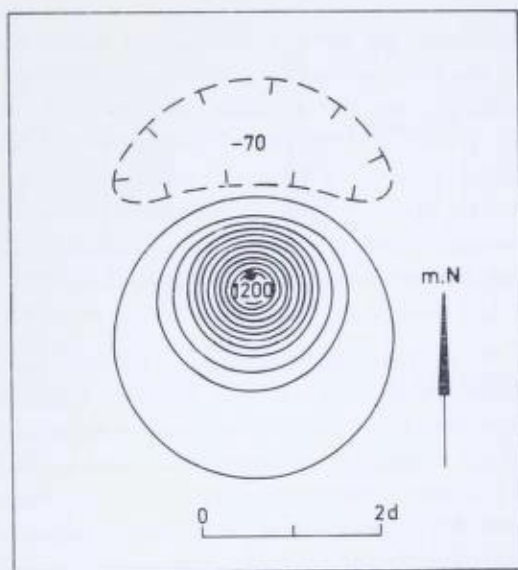


Fig. 19. Totalfeltanomaliar langs N—S profil over ein dipol for ulike inklinasjonar på det induserande feltet.

Fig. 20. Totalfeltanomalien over ein dipol på våre breiddegrader.



Aeromagnetiske målingar

Magnetometri vil seie måling av magnetfelt. Den første tida gjekk all magnetometri for seg på bakken, og målingane vart gjort med såkalla mekaniske instrument. Slike instrument inneheld alle ein magnetstav som kan dreie seg om ein akse, og vinkelutslaget vil vere eit mål for kor stort magnetfelt som virkar loddrett på aksane. Ved nøyktig orientering målte desse instrumenta ein viss komponent av det jordmagnetiske feltet (f. eks. vertikalfeltet) med ei nøyktighet på 5—10%, og dei er no vidareutvikla til å greie ca. 1%.

Under krigen vart det utvikla elektroniske magnetometer utan mekaniske deler som ville bli påverka av rørsle (akselerasjon). Like etter krigen kunne det derfor settast i gang storstila magnetiske undersøkingar frå fly. På grunn av den farten flymålingar kan gjerast med, er aeromagnetiske målingar så godt som einerådande i dag. Berre ved heilt spesielle og svært detaljerte arbeid vil bakkemålingar kome på tale.

INSTRUMENTERING

Vi skal sjå litt nærare på dei elektroniske magnetometra, men utan å gå særleg djupt inn i konstruksjon og virkemåte.

Fluxgatemagnetometret var det første effektive magnetometret som vart brukt ved flymålingar. Det måler variasjonar i magnetfeltet langs målespoelen, og er såleis sterkt avhengig av ei nøyktig orientering. Ved flymålingar måler det variasjonar i totalfeltet, kontinuerleg og med ei nøyktighet på ca. 1%.

Magnetometret er enkelt sagt ein transformator med ein kjerne som har så høg magnetisk susceptibilitet at han vil vere like ved metningstilstanden

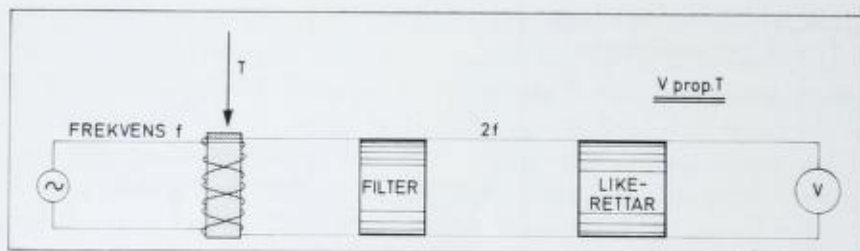


Fig. 21. Prinsippkisse for fluxgatemagnetometret.

i eit så svakt magnetfelt som jordfeltet. La oss tenkje oss at vi sender ein vekselstrøm med ein viss frekvens gjennom primærspolen. Denne vekselstrømmen vil indusere ei vekslande magnetisering i kjernen som vil gi opphav til eit magnetfelt som prøver å motvirke den påtrykte spenninga, og vi får ein straum i sekundærspolen med same frekvens som i primærspolen. Dersom det i tillegg virkar eit konstant magnetfelt (likefelt) langs spolen fører det til at kjernen oppnår metning når straumen går ein veg, mens han vil vere langt frå metning når straumen går den andre vegen. Dette vil forandre forma på den vekselstrømmen som blir indusert i sekundærspolen, og sekundærstrømmen vil innehalde straum med fleire frekvensar. Det kan visast at den delen av straumen som har dobbelt så stor frekvens som primærstrømmen, vil ha ei spenning som er direkte proporsjonal med det ytre feltet, og denne eigenskapen blir brukt for å måle magnetfeltet. (Fig. 21.)

Fluxgatemagnetometret måler styrken på magnetfeltet langs spolen, og det må derfor orienterast i ein viss retning for å kunne måle ein viss komponent. Ved flymålingar blir tre spolar stilte loddrett kvarandre. To av spolane ligg i eit plan som kan dreiest om to aksar, og spolane dirigerer små motorar som ved hjelp av mekaniske overføringar sørger for å dreie bordet slik at begge spolane gir nullavlesing. Det betyr at dei to spolane står loddrett jordfeltet, og den tredje spolen, som er målespolen, må derfor vere innstilt langs feltet.

Kjernespinn eller Protonmagnetometret er det magnetometret som er mest brukt i dag. Det måler absoluttverdien til totalfeltet utan at instrumentet treng å vere nøyaktig orientert. Ei viss orientering må likevel til for å få signalet sterkt nok til at det kan lesast. Instrumentet måler magnetfeltet diskontinuerleg, f.eks. to gonger i sekundet, og det kan ha ei nøyaktighet på ca. $1/10 \gamma$.

Sjølve instrumentet er enkelt sagt ei flaske vatn med ein straumspole rundt. Det bygger på at ein proton kan sjåast på som ein liten magnet som roterer rundt seg sjølv og såleis har eit magnetisk moment langs rotasjonsaksen. I eit magnetfelt vil protonen rette seg inn langs feltet, og i ei flaske med vatn vil såleis protonane (hydrogenkjernene) til vanleg vere innretta langs det jordmagnetiske feltet. Dersom vi får eit kraftig magnetfelt på tvers av jordfeltet, vil protonane rette seg inn langs dette feltet. Når feltet blir slått av, vil protonane dreie seg tilbake i jordfeltets retning. Men heilt

enkelt for ein stakkars roterande proton er det ikkje å kome seg tilbake på plass. På grunn av rotasjonen (spinn) rundt aksa, vil han oppføre seg på same måten som ein snurrebass. Han vil med andre ord få ein presesjon omkring jordfeltretningen. Denne presesjonen vil ha ein frekvens som er direkte proporsjonal med styrken på magnetfeltet (jordfeltet), og om vi kunne måle presesjonsfrekvensen, ville vi altså samtidig få verdien på jordfeltet. Då protanene er magnetiske, vil dei indusere ein straum med same frekvens som presesjonsfrekvensen i spolen rundt flaska, og ved å måle denne frekvensen finn ein magnetfeltet. I praksis blir målespolen også brukt til å produsere det avvikande magnetfeltet.

Elektronspinn eller Alkalimagnetometret er ein nykomar som registrerer

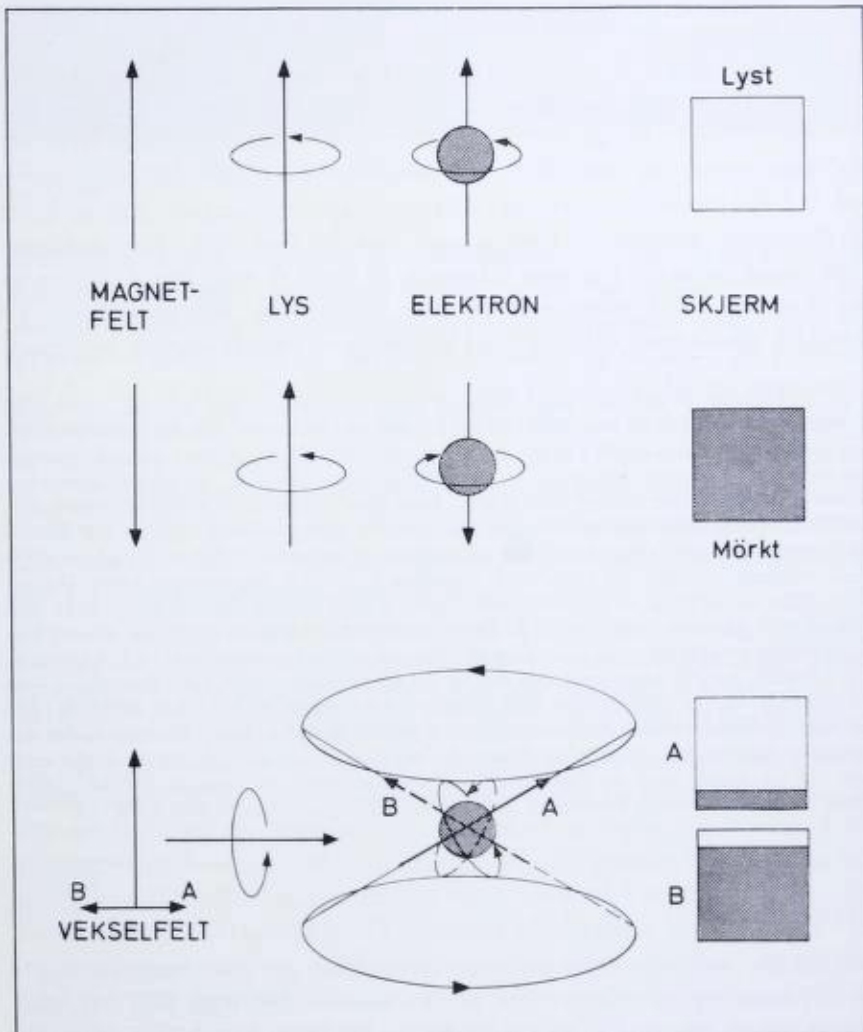


Fig. 22. Grunnlaget for elektronspinnmagnetometret. (Bloom, 1960.)

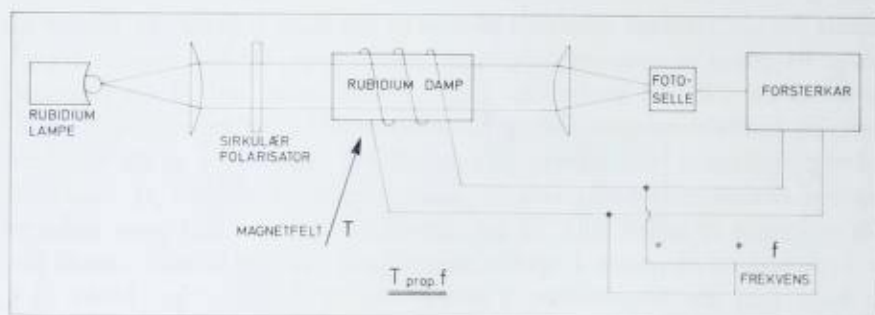


Fig. 23. Prinsippskisse for elektronspinnmagnetometret. (Bloom, 1960.)

absoluttverdien på magnetfeltet, kontinuerleg og med ei nøyaktighet på bort imot $1/100 \gamma$. Sensoren er avhengig av ei viss orientering, men orienteringa er ikkje så kritisk som for fluxgatemagnetometret.

Instrumentet bygger på at ein elektron på same måten som ein proton, kan sjåast på som ein liten magnet som roterer rundt seg sjøl (samtidig som han roterer rundt kjernen). I eit magnetfelt vil elektronen såleis rette seg inn langs feltet, og som med protonmagnetometret finn ein magnetfeltet ved å måle presesjonsfrekvensen. Dessverre er den energien som er knytt til elektronpresesjonen så forsvinnande liten at han ikkje kan oppdagast utan vidare, så det må geniale kunstgrep til for å få målt han. Genistreken ligg i at ein måler presesjonsfrekvensen («magnetisk resonansfrekvens») i damp frå alkalimetall (Rb eller Cs) ved hjelp av såkalla «optisk pumping».

Vi skal prøve å forklare måleprinsippet utan å kome nærare inn på kva optisk pumping er for noke. La oss sjå kva som hender når vi sender sirkulært polarisert lys, dvs. lys som «roterer» rundt seg sjøl, gjennom ein damp. Elektronane i dampen oppfører seg som små roterande magnetar, og er altså innretta langs det jordmagnetiske feltet slik at alle elektronane roterer same vegen. Hvis lyset roterer same veg som elektronane, vil det sleppe uhindra gjennom dampen. Dersom det roterer motsett veg, vil det derimot ikkje sleppe gjennom. Om vi lar lyset gå på tvers av magnetfeltet og vi set på eit vekslande magnetfelt, (også på tvers), vil elektronane prøve å følgje dette feltet. Dei vil såleis vippe att og fram, og vekselvis rotere mot og med lyset og dermed sleppe lyset meir eller mindre gjennom (sjå Fig. 22). Den blinkinga som oppstår på denne måten, kan vi observere med ei fotoselle bak dampen. Når veksselfeltet passerer null, vil elektronane prøve å stille seg inn langs jordfeltet att, og dei vil presesere rundt jordfeltetretningen med ein frekvens som er proporsjonal med jordfeltet. Frekvensen på blinkinga vil såleis ligge ein stad mellom presesjonsfrekvensen og frekvensen til veksselfeltet. Dersom vi lar det elektriske signalet frå fotosella produsere det vekslande magnetfeltet, får vi derfor etter kort tid eit signal med ein frekvens lik presesjonsfrekvensen (resonans). Ved å måle denne frekvensen finn vi styrken på magnetfeltet. Måleprinsippet er vist i Fig. 23.

MALING

Ved såkalla aeromagnetiske målingar tar vi med oss magnetometret opp i eit fly. Sensoren blir plassert i eit rot nokre meter bak flyet (Fig. 24), eller i ei «bombe» som blir slept i ein kabel under flyet. Dette blir gjort for å unngå det sterke magnetfeltet frå flymotorane og deler av flykroppen. Sen-



Fig. 24. Fly med halerør. Magnetometersensoren er plassert i enden av det ca. 5 m lange røret.

soren vil som oftast vere eit protonmagnetometer eller eit anna elektrisk instrument som måler variasjonar i totalfeltet med ei nøyaktighet $<1\%$. Signalet er elektrisk og blir overført til avlesingsinstrumentet inne i flyet ved hjelp av ein kabel. Med ein fart på ca. 250 km/t og måling 1 gong pr. sek. blir det ca. 75 m mellom målepunkta. For å kunne registrere dette svære talmaterialet på ein oversiktleg måte blir det kobla ein skrivar til magnetometret. Vi får såleis skrive ut magnetfeltet som ei kurve i staden for som tal. Det er dessutan digital utgang på instrumenta, og digital registrering er no svært vanleg. Det vil seie at i tillegg til skrivarregistreringane, som blir kalla «analogopptak», blir magnetometeravlesingane lagra på magnetband saman med navigasjonsopplysningar og liknande.

For ein går i gang med å måle eit område bestemmer ein seg for korleis området skal dekkast. Ved oljeprospektering er ikkje flyhøgda særleg kritisk for resultatet. Det vanlege er å fly i konstant barometrisk høgde og så lågt som topografien tillèt. Over sjøen flyr ein gjerne i ca. 500 m høgde. Flylinjene blir helst lagt loddrett eit eventuelt geologisk strok i området. Kor godt eit område skal dekkast, dvs. kor stor avstand ei skal ha mellom flylinjene, vil som oftast bli eit kompromiss mellom kostnad og ønskje om å måle så tett som råd. Ved rekognosering i fullstendig ukjende område kan det vere lurt med nokre få profil i første omgang for å finne ut kva slag anomaliar ein kan vente seg. For samtidig å få ei peiling på detaljane kan ein fly to eller tre profil svært tett, og så ha stor avstand til neste «band». Som ein god regel ved meir detaljerte målingar kan vi seie at avstanden mellom flylinjene bør vere mindre enn det doble av avstanden ned til det ein er ute etter å kartlegge. Det er derfor svært sjeldan at det blir aktuelt å fly med mindre

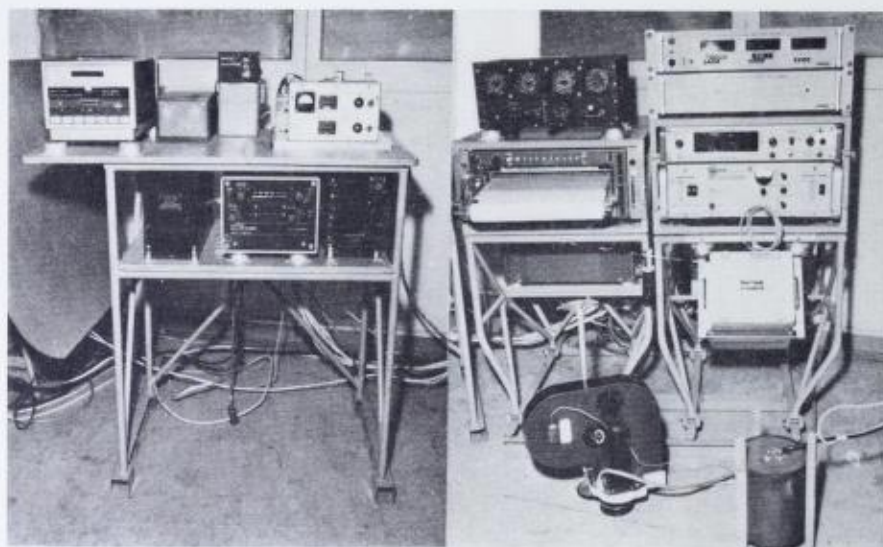


Fig. 25. Dei instrumenta NGU har i flyet ved aeromagnetiske målingar. Til venstre ser vi bandspelar (oppe i venstre hjørne) og styreeining for digital registrering, til høgre deccaklokker, skrivar og magnetometer (rada heilt til høgre), og på golvet står kamera og sensor (protonmagnetometer).

avstand enn 1 km. Som ein praktisk handregel kan vi seie at det bør vere ca. 1 cm mellom flylinjene i den målestokken vi arbeider.

Ei magnetisk måling vil ha liten eller ingen verdi dersom vi ikkje kan stadfeste målepunktet nøyaktig. Med visse mellomrom (f. eks. 2 sekund) blir det derfor tatt eit bilde av bakken, og bildenummeret blir registrert både på filmen og på opptaksrullen saman med magnetometerutslaget. Over sjø og snødekte område er denne metoden lite tenleg, og ein brukar då gjerne eit elektronisk navigasjonssystem som f.eks. Loran eller Decca, i staden for fotografering av bakken. I det siste har også Doppler navigasjon vore mykje brukt, særleg fordi ein ikkje er avhengig av bakkestasjonar. Dessverre er ikkje metoden særleg god over sjø. I Fig. 25 ser vi dei instrumenta som NGU har i flyet ved aeromagnetiske målingar.

Mens vi måler eit område vil det kunne vere alvorlege variasjonar i magnetfeltet, både lang- og kortperiodiske. For å få same referansenivå på alle profila legg vi derfor kontrollinjer på tvers av den vanlege profilretningen. Eit slikt tverrprofil tar så kort tid at vi kan gå ut frå at magnetfeltet har vore konstant, og det er såleis muleg å korrigere avvik i magnetfeltet i kryssingane med dei andre profila. Det vanlege har vore å ha ca. 10 gonger så stor avstand mellom tverrprofila som mellom flylinjene. Ved svært nøyaktige undersøkingar er ein avhengig av ein betre kontroll med dei daglege variasjonane, og dette har ført til at ein heller brukar meir kvadratiske nett, som gir fleire kontrollpunkt med same arealdekning. Dessutan vil ein ved aeromagnetiske målingar alltid ha eit stasjonært magnetometer i eller i nærleiken av det området som blir målt. Dette blir i hovudsaka brukt til varsling slik

at ein kan unngå å måle på dagar med stor magnetisk uro. Ein del selskap hevdar at dei brukar registreringane frå stasjonsmagnetometer til å fjerne daglege variasjonar frå opptaka. Dette er dessverre reklame som har heller lite med realitetane å gjere. Den vanlege framgangsmåten er som nemnt ovafor.

Ved såkalla «high sensitivity» målingar (ca. $1/10\gamma$) vil ein vere interessert i å spandere tid og pengar på ein langt betre kontroll med dei daglege variasjonane i magnetfeltet. Dette blir gjort ved pinleg nøyaktig navigering og høgdekontroll slik at skjeringspunkta mellom flylinjene kan fastleggast nøyaktig. Noken fullkomen kontroll med variasjonane, særleg dei med kort bølglengd, vil ikkje dette gi. Det kan derfor kome på tale å måle ein gradient i tillegg til totalfeltet. Dette blir gjort ved at ein sleper to magnetometer etter flyet med ein vertikal avstand på nærare 100 m. Differansen mellom avlesingane på dei to instrumenta gir vertikalgradienten, som vil vere fri for daglege variasjonar. (Det er utviklinga av alkalimagnetometra som har gjort det muleg å måle gradienten nøyaktig nok.) Anomaliar i totalfeltet som ikkje opptrer i gradienten, vil då sannsynlegvis vere eit resultat av daglege variasjonar, og dei kan sløyfast i den vidare behandlinga.

BEARBEIDING

Etter at målingane i eit område er avslutta, blir resultatane bearbeidde og framstilte på ein oversiktleg måte. Vi skal følge den manuelle gangen i ei slik behandling, men samtidig ha klart for oss at dette arbeidet svært ofte blir gjort (halv)automatisk i datamaskin. Det er meininga at Fig. 26 skal illustrere arbeidsgangen.

Først blir filmrullane grundig studerte. Nummer på bilde av landskapsformer som kan kjennast att på det topografiske kartet blir «plotta», dvs. merka av på kartet. Deretter tar ein for seg opptaksrullane og gjer magnetfeltkurvene om til tal. Denne operasjonen blir kalla «strimmelskrivings». For å sleppe å lese av fleire verdiar enn nødvendig, blir det til at ein berre merkar av punkt med f.eks. 5 eller 10γ mellomrom. (I Fig. 26 er det brukt 25γ). Magnetfeltverdiane kan så førast over på rett plass på kartet. Etter at alle profila er førte over på kartet på denne måten og avvika på grunn av daglege variasjonar er fjerna, drar ein såkalla isoanomalikurver eller koter i talmaterialet (Fig. 17). Dette er berre eit fint ord for linjer som går gjennom punkt med same styrke på magnetfeltet.

Konturavstanden bør vere den same over heile kartet, men han bør tilpassast anomaliane i området. Ved svært nøyaktige målingar og automatisk konturering er det ikkje uvanleg at koteavstanden er heilt nede i 1γ . Når anomaliane tillet det hender det til og med at ein går ned til $1/4\gamma$. Realiteten i mange av anomaliane som kjem fram er då heller tvilsam.

Forutan kart over totalfeltet er det også vanleg å framstille residualkart der eit eventuelt normalfelt er fjerna. Som ein grov regel kan vi seie at normalfeltet her til lands stig mot nord med ca. 2 gamma pr. km. Det betyr at på eit vanleg kart i målestokk $1/50000$ vil normalfeltet vere berre 50γ høgare

viss bølglengd. Dette er svært nyttig når dei smale anomaliane har store amplityder i høve til dei djupare effektane, som knapt vil vere synlege utan ei filtrering.

Skulle det vise seg at dei grunne effektane ikkje passar for filtrering, dvs. at dei er svært breie i høve til djupet, så kan vi i staden føre feltet opp til eit høgare nivå. Vilkåret for dette er at amplityden til dei grunne effektane stort sett er liten i høve til dei djupare anomaliane. Dei grunne effektane vil svekkast fortare enn dei djupe ved ei oppføring, slik at ein har håp om å bli kvitt dei grunne før dei djupe også blir borte for godt. Slik oppføring er matematisk korrekt fordi feltet er eit potensialfelt og målingane er gjort i eit plan. Vi kan då eksakt rekne ut feltet i kva plan som helst, noke som blir langt billegare enn å måle i fleire høgder. Hvis ein er interessert i å fjerne djupare effektar og få aksentuert dei grunne utslaga, kan ein i staden gå til ein derivasjon, f.eks. utrekning av vertikalgradienten.

Alt dette er prinsipielt enkle operasjonar som kan gjerast på kort tid i datamaskin, eller dei kan gjerast manuelt med mykje strev. La meg berre presisere at same kva slag matematiske krumspring vi gjer med det målte materialet, så er vi ikkje i stand til å skape ny informasjon. Alt finst i originalopptaka, dvs. det målte totalfeltet. Det einaste vi kan oppnå er å gjere målingane lettare å lese, og det er sjølsagt ikkje minst viktig.

Skipsmagnetiske målingar

Skipsmagnetiske målingar er ikkje særleg effektive, og har derfor berre sekundær betydning ved utforsking av sokkelområde. Dersom det finst aeromagnetiske målingar over eit område, har skipsmagnetiske målingar liten eller ingen verdi som supplemang til desse. Derimot har dei sin verdi ved direkte korrelasjon med andre typer målingar frå same toktet. Samtidig med seismiske og gravimetrisk målingar frå skip blir det derfor vanlegvis også målt magnetisk.

For å unngå magnetfeltet frå skipet plasserer ein sensoren i ein «fisk» som bli slept i ein kabel nokre hundre meter bak båten. Eit unntak er den fullstendig umagnetiske sovjetiske seglskuta og forskningsbåten «Zarya», som har sjølve sensoren om bord. Det beste er å bruke magnetometer som ikkje krev nøyaktig orientering, og presesjonsinstrumenta (proton og elektronspinn) er derfor så godt som einerådande i dag.

Av feilkjelder ved marinmagnetiske målingar har ein først og fremst daglege variasjonar i magnetfeltet, og dessutan feltet frå elektriske straumar i sjøen på grunn av bølgerørsler og liknande. I motsetning til ved flymålingar vil dei daglege variasjonane kome sterkt forstyrrende inn fordi målingane tar lengre tid og dessutan går for seg heile døgnet (Det er mest magnetisk uro om natta). På grunn av tida vil ikkje kontrollinjer ha særleg verdi. Eit

stasjonsmagnetometer i nærleiken av området vil kunne vere til ei viss hjelp.

Fullstendig fjerning av daglege variasjonar ved hjelp av stasjonsmagnetometer er det derimot ikkje realistisk å tenkje seg. Gradientmåling er den einaste måten som gir håp om ein viss kontroll med dei daglege variasjonane. Dessverre er det mange praktiske vanskar som må overvinnast for slike målingar vil rettferdiggjere meirkostnadene. Det blir òg lagt ned ein god del arbeid på å løse desse problema.

Frå det som er sagt hittil skjønar vi at det er vanskeleg å framstille nøyaktige magnetiske kotekart på grunnlag av skipsmagnetiske målingar. All tolking blir derfor gjort på dei einskilde profila. Ei tolking av kunstige anomaliar frå daglege variasjonar vil gi heilt fiktive resultat sidan dei ikkje har noka geologisk årsak. Skipsmagnetiske målingar vil ha ei god del slike anomaliar, og tolkingsresultatet kan såleis vere heller usikkert. Det er viktig å vere klar over dette når ein skal bruke resultatata for å danne seg eit generelt bilde av området.

Kvalitativ tolking

Magnetiske anomaliar har si årsak i variasjonar i magnetittinnhaldet i jord-skorpa. Eit magnetisk kotekart uttrykker derfor fordelinga av magnetitt i berggrunnen. No er bergartane klassifiserte etter ei heil rad kriterier som, for å sette det på spissen, stort sett har med farge, lukt og smak å gjere. I alle fall er det ikkje noko petrografisk klassifikasjonssystem som tar omsyn til magnetittinnhaldet utan at det tar fullstendig overhand (Magnetittmalm). Ein kan såleis ikkje rekne med som sjølsagt at fordelinga av magnetitt vil følge vanleg godkjende bergartsklasser. Kor som er, magnetitten er underlagt geologiske lover slik som andre mineral, og eit magnetisk kotekart vil derfor gi nyttige opplysningar om store geologiske trekk. Ved ein enkel, kvalitativ inspeksjon av eit slikt kart lar det seg som oftast gjere å utleie fleire nyttige geologiske opplysningar.

Magnetiske anomaliar uttrykker den horisontale utstrekninga til dei geologiske kroppane som gir opphav til anomaliane. Så lenge ein magnetisk kropp er breiare enn djupet ned til toppen av kroppen, vil avstanden mellom vendepunkta på anomalien vere om lag lik breidda på anomaliårsaka. Dette er illustrert i Fig. 27. For avlange anomaliar vil såleis lengdeaksen sannsynlegvis representere strøkretninga til bergartane, og alle endringar og brot i anomalimønstret vil kunne vere uttrykk for viktige geologiske strukturar.

Den horisontale breidda på anomaliflankane er eit uttrykk for djupet ned til anomaliårsakene. For å finne dette djupet kan vi såleis studere flankane på anomaliane, nærare bestemt i det området der kotene ligg tettast. Her har det vist seg at breidda på det «bandet» der kotene ligg om lag like tett som oftast vil vere nokelunde lik djupet. Dette er vist i Fig. 27. Vi vil

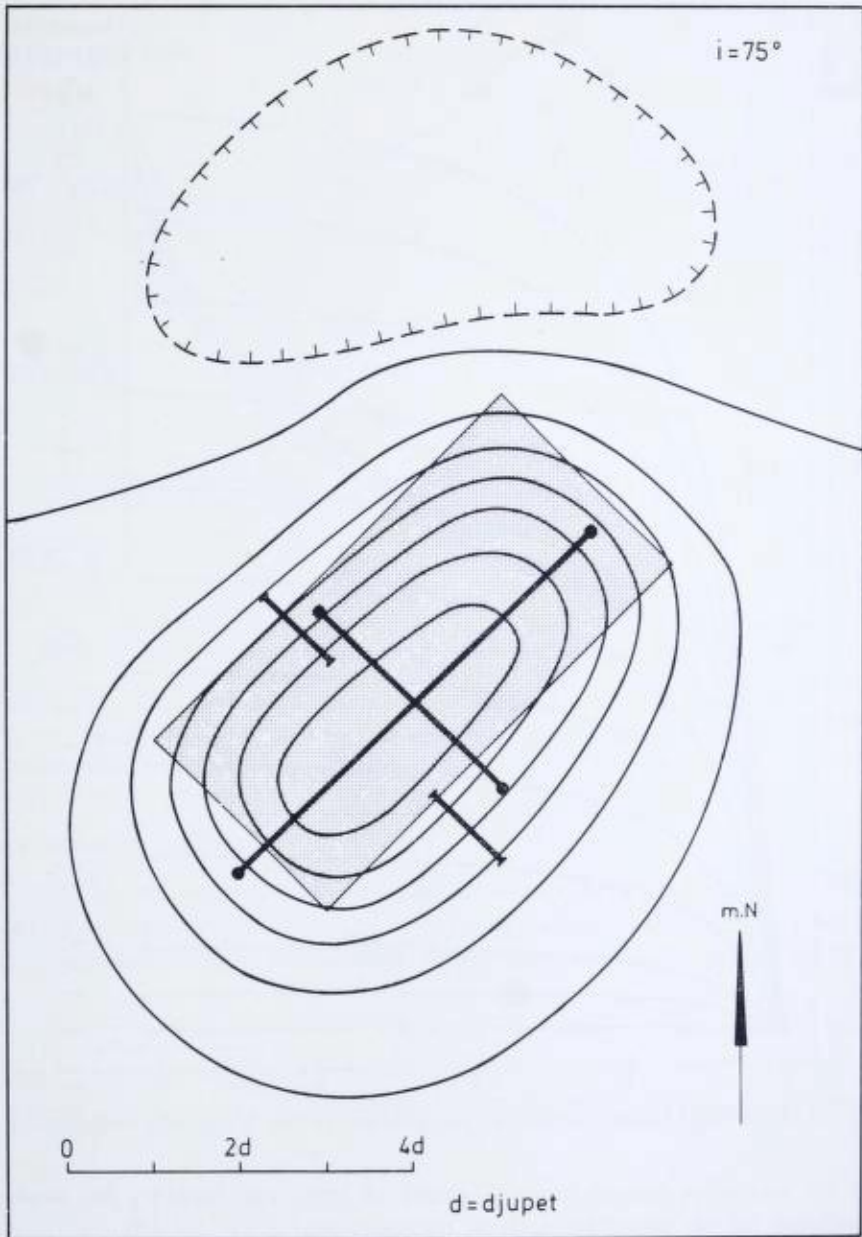


Fig. 27. Totalfeltanomali over eit prisme med uendeleg utstrekning mot djupet.

såleis på ein enkel måte vere i stand til f.eks. å sjå om det er store vertikale sprang i området.

Når vi har bestemt breidda (b) og djupet (d) for årsaka til ein avlang anomali, kan vi bruke amplityden (A) på anomalien til å finne den tilsynelatande susceptibiliteten til anomaliårsaka. Fig. 28 gjeld for eit felt på 50000γ

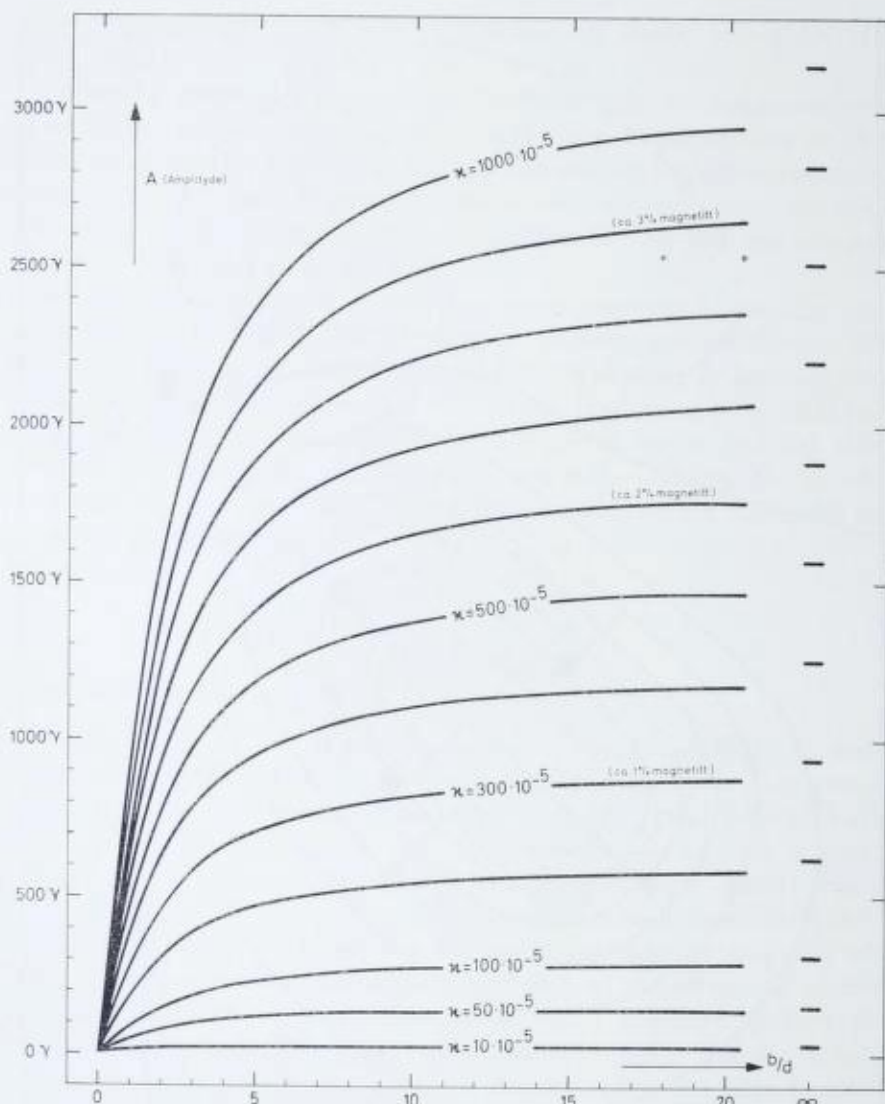


Fig. 28. Amplitude (A) som funksjon av susceptibilitet (κ) og b/d på våre breiddegrader.

og for anomalier som er minst 3 gonger så lange som breidda. For runde anomalier vil ein måtte multiplisere resultatet med 2.

Forma på anomaliene vil variere med breiddegraden, dvs. inklinasjonen til det magnetiserande feltet. For ein viss inklinasjon vil anomaliforma vere sterkt avhengig av fallet på anomaliårsaka. På våre breiddegrader vil ein vertikal kropp gi eit lite minimum på nordsida av maksimumet. Dess mindre fallet er mot sør, dess større blir minimumet. Dersom fallet er mot nord vil det derimot utvikle seg eit minimum på sorsida av maksimumet. I Fig. 29 er det vist korleis forholdet mellom minimum (m) og maksimumanomalien (M) varierer med fallet på anomaliårsaka på våre breiddegrader.

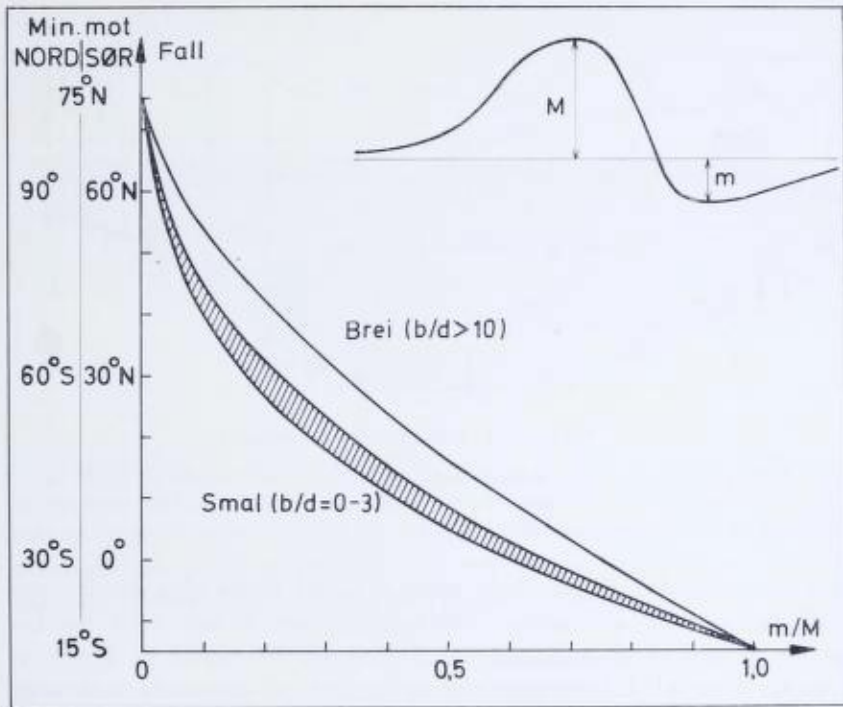


Fig. 29. Forholdet mellom minimum og maksimum som funksjon av fall på våre breiddegrader.

Kvantitativ tolking

Breidda på ein anomali (bølgjelengda) vil vere avhengig av djupet ned til toppen av anomaliårsaka. Det vil seie at anomalibildet ikkje er det same i ulike flyhøgder. Fig. 30 illustrerer korleis anomaliane flyt utover og blir

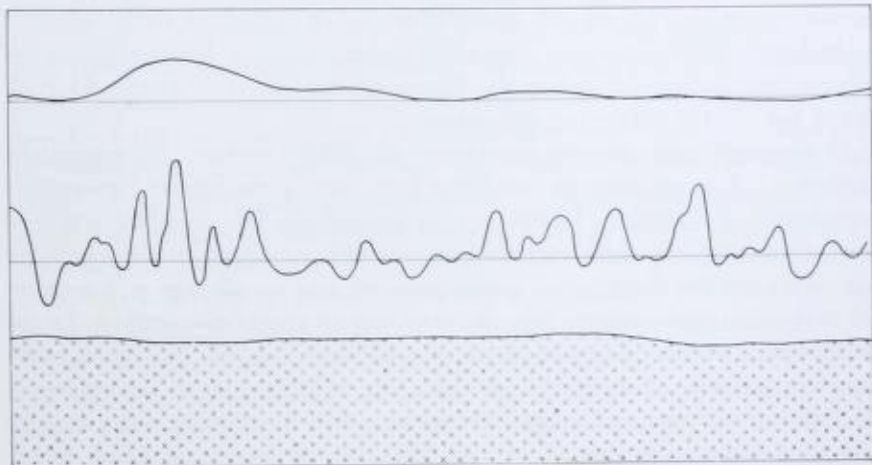


Fig. 30. Magnetfeltet i to ulike flyhøgder.

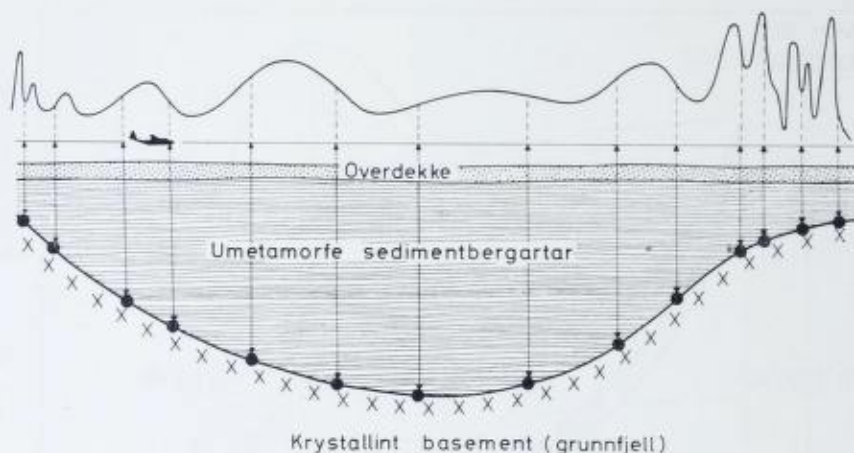


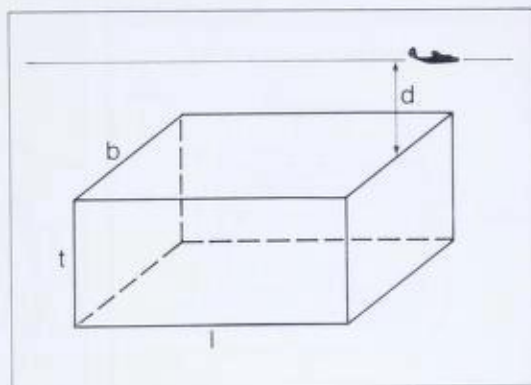
Fig. 31. Snitt gjennom eit tenkt sedimentasjonsbasseng med aeromagnetisk profil og dei djup som kan finnast ved hjelp av dei magnetiske anomaliane. Den vertikale målestokken er kraftig forstørra. (Åm, 1971.)

breiare ved aukande flyhøg. Dette betyr at ut frå forma eller den horisontale dimensjonen på anomaliane i eit område, kan vi seie noke om kor djupt det er ned til anomaliårsakene. Vi skal sjå litt nærare på korleis vi kan bruke dette til å kartlegge form og storleik på eventuelle sedimentasjonsbasseng.

Magnetitt, som er opphavet til magnetiske anomaliar, vil ein stort sett berre finne i eruptive og metamorfe bergartar. Det vil seie bergartar som har vore utsette for høge trykk og/eller temperaturar. Sedimentære bergartar som ikkje har vore utsette for særleg metamorfose, vil derimot nesten aldri innehalde magnetitt. I eit sedimentasjonsbasseng vil såleis sedimenta vere heilt umagnetiske, og dei kunne derfor like gjerne ha vore luft eller vatn. Det krystalline underlaget, grunnfjellet (basement), inneheld derimot magnetiske så vel som umagnetiske bergartar. Det vil med andre ord seie at alle anomaliane må skrive seg frå grunnfjellet, og at målingane såleis definerer ei geologisk grense som har den aller største interesse for oljeleitinga — nemleg undergrensa for sedimenta. Denne grensa kan vi dessverre ikkje sjå før vi har gjort ei tolking av målingane.

Horisontale magnetiseringskontraster gir ikkje opphav til magnetiske anomaliar, så anomaliane må forklarast som laterale variasjonar i magnetittinnhaldet i grunnfjellet. Vi har sett at anomaliane blir meir «utflytande» dess større djup dei skriv seg frå. Det er derfor rimeleg å tru at anomaliar som skriv seg frå djupt nede i grunnfjellet vil vere overskygga av anomaliar frå magnetiseringskontraster som går heilt opp til grunnfjellsoverflata. La oss tenkje oss at vi kan bestemme djupet ned til toppen av den geologiske kroppen som gir ein viss magnetisk anomali. Det vil då seie at vi sannsynlegvis har bestemt eit punkt på grunnfjellsoverflata. Ved å bestemme slike djup på alle anomaliane i området vil vi i så fall kunne få mange punkt på denne overflata, og ved å konturere dei djupa som er funne vil vi få eit bilde av

Fig. 32. Prismemodellen.



form og storleik på sedimentasjonsbassenget. Vi skal no sjå at slike djup virkeleg kan finnast, og at dei er det viktigaste resultat av magnetisk flymåling. Fig. 31 viser eit snitt gjennom eit tenkt sedimentasjonsbasseng med aeromagnetisk profil og dei djup som kan finnast ved hjelp av dei magnetiske anomaliane. Den vertikale månestokken er kraftig forstørra.

TEORI

Anomaliane vil variere ein del alt etter forma på anomaliårsaka, men for dei aller fleste formål vil det vere godt nok å gå ut frå at anomaliårsaka har form som eit prisme (Fig. 32). Dette er ein fleksibel modell som vil kunne representere alt frå tynne rør til kuler (kuber) og plater. I praksis viser det seg at for vårt formål, som er bestemming av djup ned til toppen av anomaliårsakene, vil det greie seg med to enkle modellar. Prisme som er tjukkare enn djupet ned til toppen kan reknast som om dei hadde uendeleg utstrekning mot djupet, mens prisme som er tynnare enn djupet kan reknast som om dei var uendeleg tynne. Eit eksempel på anomaliar frå desse to modellane er vist i Fig. 33, og Fig. 34 viser kva slag geologiske kroppar eller strukturar modellane representerer. Anomaliane i Fig. 33 er skalerte med magnetiseringa som eining, dvs. at dei framstiller $\Delta T/I$. Då det er svært uvanleg å finne anomaliar over 1000γ ved oljeleiting, viser Fig. 33B at magnetiseringskontrastene stort sett må ligge under 250γ ($\Delta T/I=4.2$), som svarar til ein susceptibilitet $\kappa=250/50000=0.005$ eller nærare 2% magnetitt. Ein struktur i grunnfjellsoverflata på $1/10$ av djupet vil derfor gi ein anomali på maksimalt 75γ ($\Delta T/I=0.29$, Fig. 33a). Vanlegvis har grunnfjellet ein langt mindre susceptibilitet slik at strukturar i overflata stort sett vil gi anomaliar på under 10%.

Dei teoretiske anomaliane til ein bråte med prisme der b/d og l/b varierer, kan ein gong for alle teignast for alle slag inklinasjonar på det induserande feltet. Ved å samanlikne teoretiske og observerte anomaliar kan ein då finne ut kva slag prisme som har gitt dei observerte anomaliane og kor djupt nede desse prisma må ligge. Vi skal sjå litt nærare på korleis vi kan samanlikne

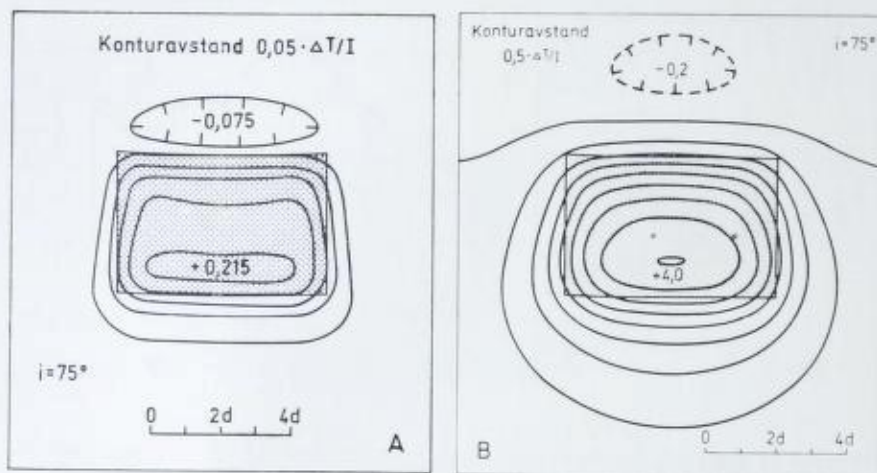


Fig. 33. A) Anomalien over ei tynn plate (Andreassen & Zietz, 1969). B) Anomalien over eit vertikalt prisme (Vacquier et.al. 1951). Legg merke til at konturavstanden ikkje er den same i dei to figurane.

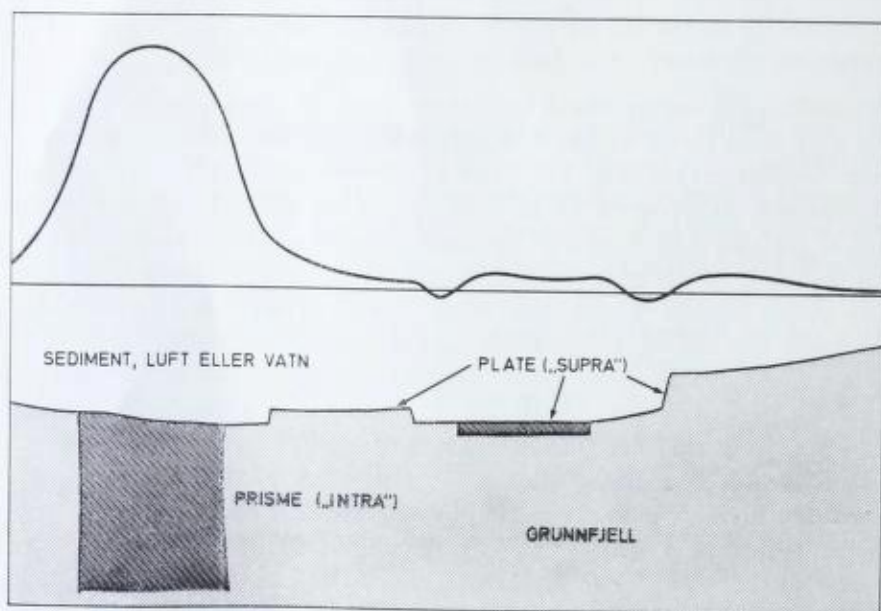


Fig. 34. Geologiske prisme og plater.

teoretiske og observerte anomaliar, men først skal vi forenkla prismemodellen litt for å gjere matematikken enklare.

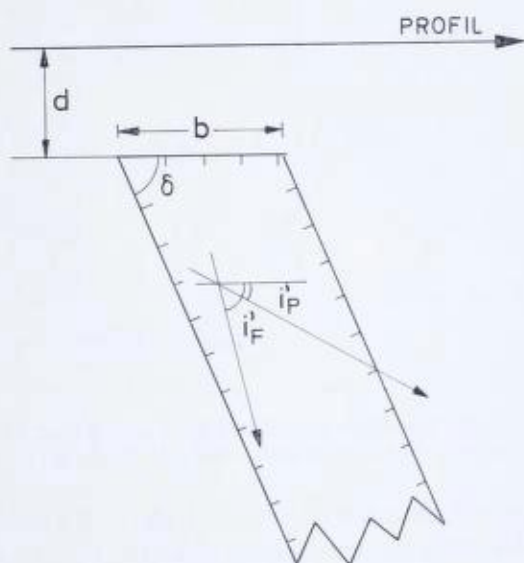
Dei fleste magnetiske anomaliar vil vere avlange, noke som berre er å vente når ein tenkjer på at eruptive gangar og metamorfe bergartar alltid har ein utprega strokretning der dimensjonen langs stroket er mykje større enn på tvers. No viser det seg at dersom l/b (og l/d) > 3 , har det ingenting å

Fig. 35. Snitt på tvers av platemodellen. Plata har uendeleg utstrekning langs strøket og mot djupet.

ANOMALIFORM BESTEMT AV

$$b/d \text{ og } \theta$$

$$\theta = i'_P + i'_F - \delta$$



bety for resultatet om vi seier at desse platelignande prisma har uendeleg utstrekning langs strøket. For ein slik platemodell kan vi nøye oss med å sjå på profil loddrett anomalistrøket, og vi skal derfor bruke dette spesialtilfellet av prismemodellen til å illustrere tankegangen.

Fig 35 viser eit snitt loddrett platemodellen. Vinklane i'_P og i'_F er magnetiseringsretning og måleretning projisert inn i profilplanet. Med symbola i Fig. 35 og origo midt over plata blir likinga for anomalien (ΔF) frå ein slik modell

$$\Delta F = C_F [\arctg((x-b)/d) - \arctg((x+b)/d)] \sin(i'_P + i'_F - \delta) + \frac{1}{2} \cos(i'_P + i'_F - \delta) \cdot (\ln((x-b)^2 + d^2) - \ln((x+b)^2 + d^2))]$$

Dersom vi set $i'_P + i'_F - \delta = \theta$ og skalerer alle horisontale avstandar med djupet som eining, ser vi at forma på anomaliane frå ein slik modell berre er avhengig av to faktorar: Forholdet b/d og vinkelen θ . Då magnetiseringa går inn i konstantleddet (C_F) er amplityden avhengig av magnetiseringa.

I Fig. 36 er det vist korleis anomaliane ser ut når θ og b/d varierer. Alle kurvene er normaliserte til same amplityde og er skalerte med djupet som eining langs profilaksen. På grunn av symmetri vil verdiane for θ mellom 0 og 90° dekke alle tenkjelege anomaliar. Dessutan vil dei fleste anomaliar ha $b/d < 3$, så b/d mellom 0 og 5 skulle greie seg.

Vi tenkjer oss at vi har målt ein anomali og at vi er interesserte i djupet

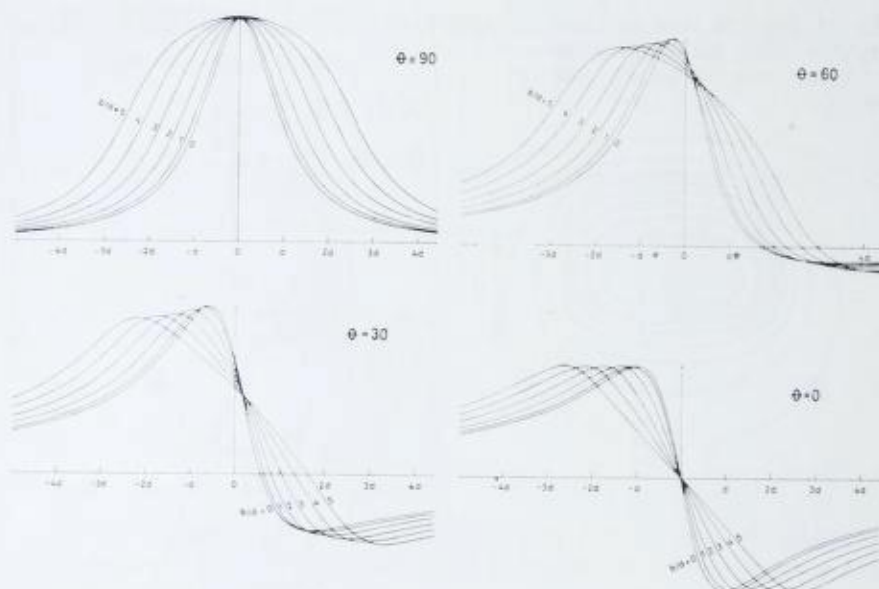


Fig. 36. Teoretiske anomalier over platemodellen for ulike verdier av b/d og θ . Alle kurvene er skalerte til same amplitude. (Åm, 1971.)

ned til anomaliårsaka, som vi går ut frå har plateform. Dette kan vi finne ved hjelp av ein djupneparameter, dvs. ei karakteristisk lengd i profilet som ideelt sett er ein funksjon berre av djupet. Det har dessverre vist seg uråd å finne ein heilt ideell djupneparameter som kan brukast på alle slag anomalier. Han vil alltid i større eller mindre grad vere avhengig av dei to plateparametrane (b/d og θ), som derfor må finnast først. For å finne desse brukar vi to kurveparametrar dvs. to typiske dimensjonslause forhold som enkelt og sikkert kan takast ut av profilet.

Dei teoretiske kurveformene i Fig. 36 kan beskrivast ved hjelp av karakteristiske punkt og avstandar i profilet. Den horisontale avstanden mellom maksimum og minimum er til dømes ei slik karakteristisk lengd. Den horisontale avstanden mellom vendepunkta er ei anna karakteristisk lengd. Felles for begge desse er at dei er skalerte med djupet som eining. Forholdet mellom dei vil derimot vere dimensjonslaust og gjelde for profilet same kva slag eining det er skalert i. Vi har med andre ord ein parameter som ikkje endrar seg med dimensjonen på kurva.

Dersom vi kunne finne to slike karakteristiske parametrar der den eine stort sett berre er avhengig av variasjonar i b/d , mens den andre reflekterer vinkelen θ , ville alt vere bra. Har vi først to slike kurveparametrar, så kan vi finne dei teoretiske verdiane til desse parametrane for alle tenkjelege verdier av b/d og θ . Desse verdiane kan vi plote som to kurvesett, eitt for konstante θ og det andre for konstante b/d , i eit diagram med dei to kurveparametrane som variable langs aksane.

Eit tenkt tilfelle er vist i Fig. 37. Dette diagrammet med parameterkurver kan så brukast for tolking. Vi har eit målt profil, vi finn verdiane til dei to

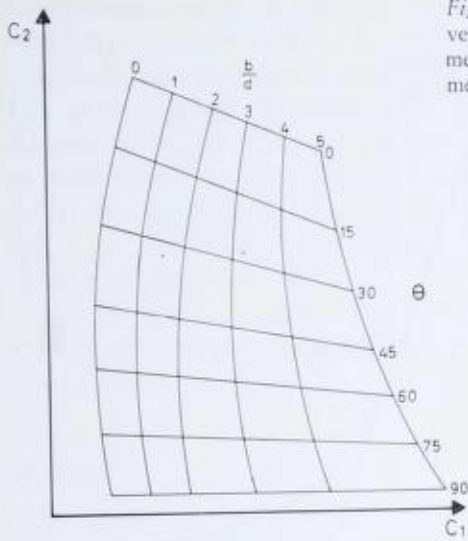


Fig. 37. Diagram med «karakteristiske kurver» som viser korleis to tenkte kurveparametrar (C_1 og C_2) varierer med plateparametrane b/d og θ . (Åm, 1971.)

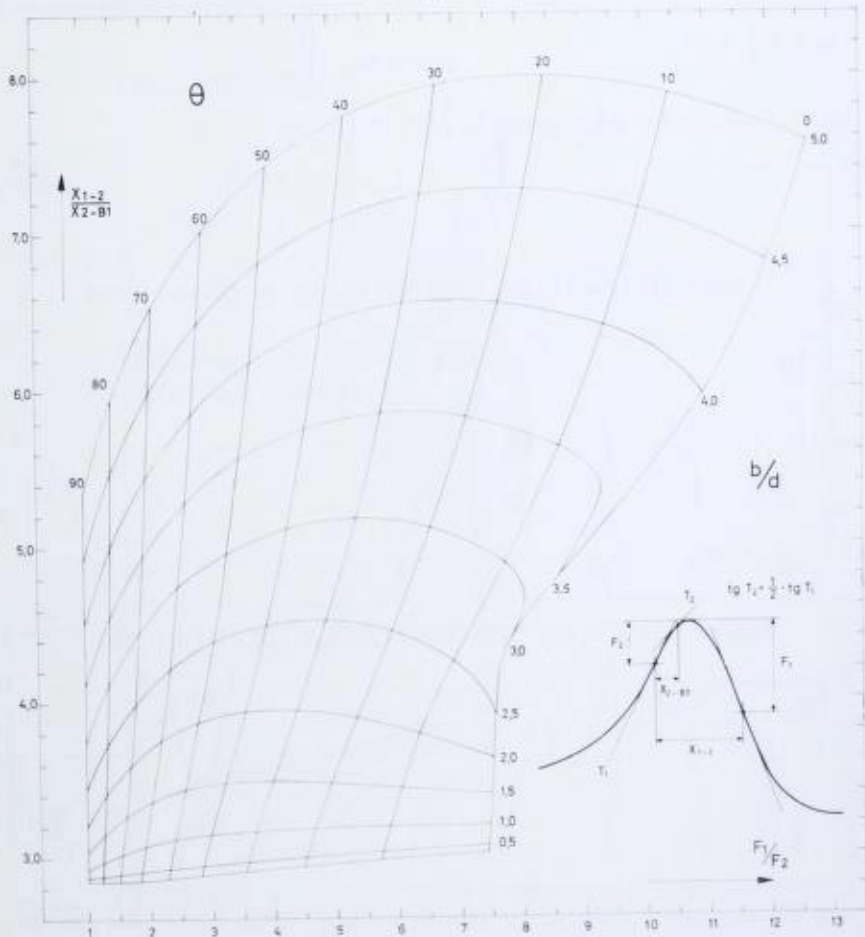


Fig. 38. Karakteristiske kurver for plateanomaliar (Åm, 1972).

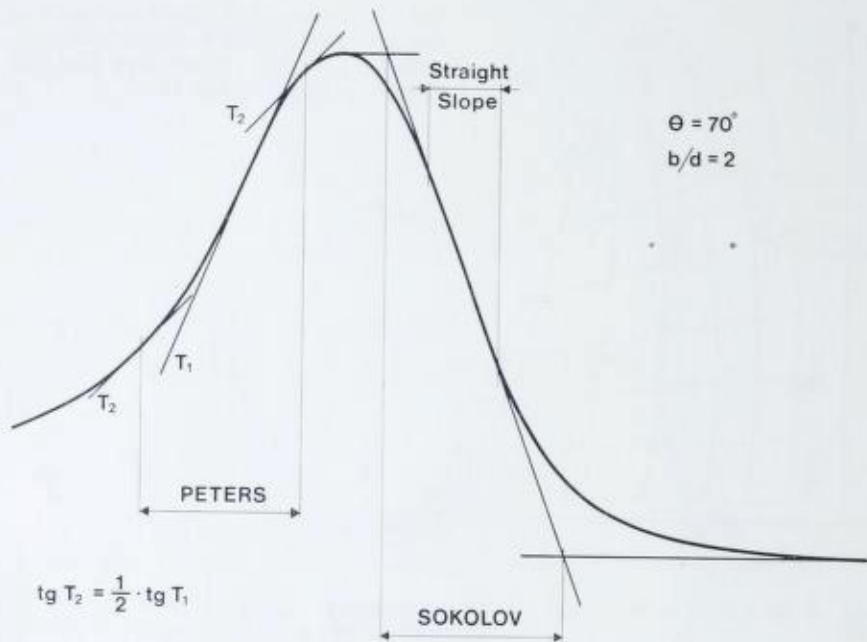


Fig. 39. Vanleg brukte djupneparametrar (Åm, 1971).

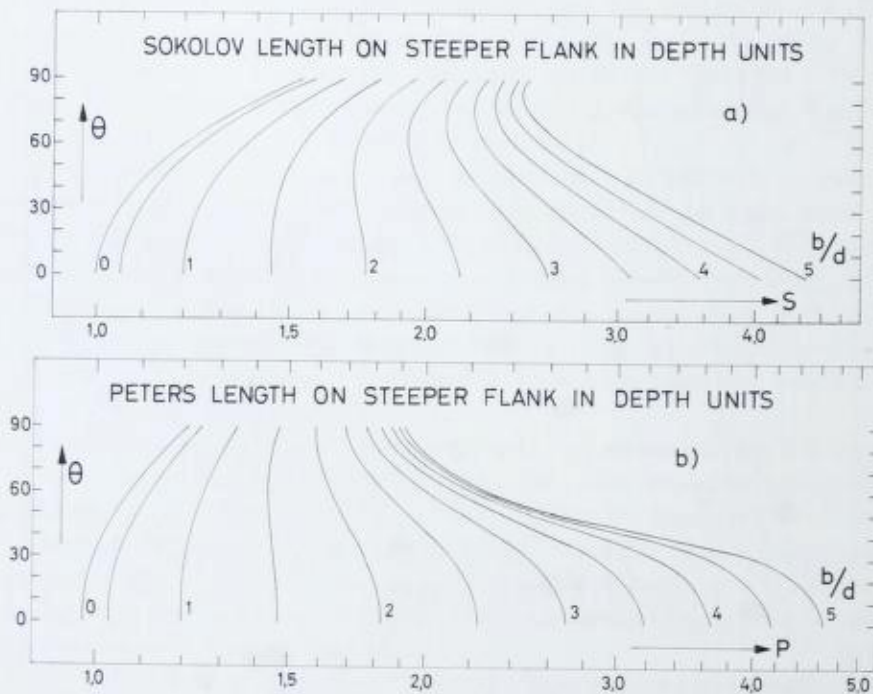


Fig. 40. Viser korleis Peters og Sokolovs lengd varierer med b/d og θ (Åm, 1972).

kurveparametrane og set desse inn i diagrammet. Dette gir eit punkt og dermed har vi bestemt b/d og θ . Deretter kan vi finne djupet ved hjelp av ein høveleg djupneparameter, som vi har framstilt som funksjon av b/d og θ . Har vi først funne plateparametrane, så går vi berre inn der og finn den faktoren vi må dele djupneparameteren med for å få djupet. Dersom vi også er interesserte i sannsynleg fall på den magnetiske kroppen, kan vi finne det frå likninga $\theta = i'_p + i'_p - \delta$. Ved flymålingar kan vi som oftast sette $i'_p = i'_p = i'$, som er inklinajonen på staden projisert inn i profilplanet, og dette gir $\delta = 2i' - \theta$.

Fig. 38 viser eit diagram med virkelege parameterkurver. Fig. 39 viser nokre vanlege djupneparametrar og Fig. 40 viser korleis to av desse varierer med b/d og θ .

PRAKSIS

Tolkingsresultatet er sterkt avhengig av forma (særleg flankane) på anomaliane. For å få definert denne så godt som råd vil ein ved tolkinga alltid

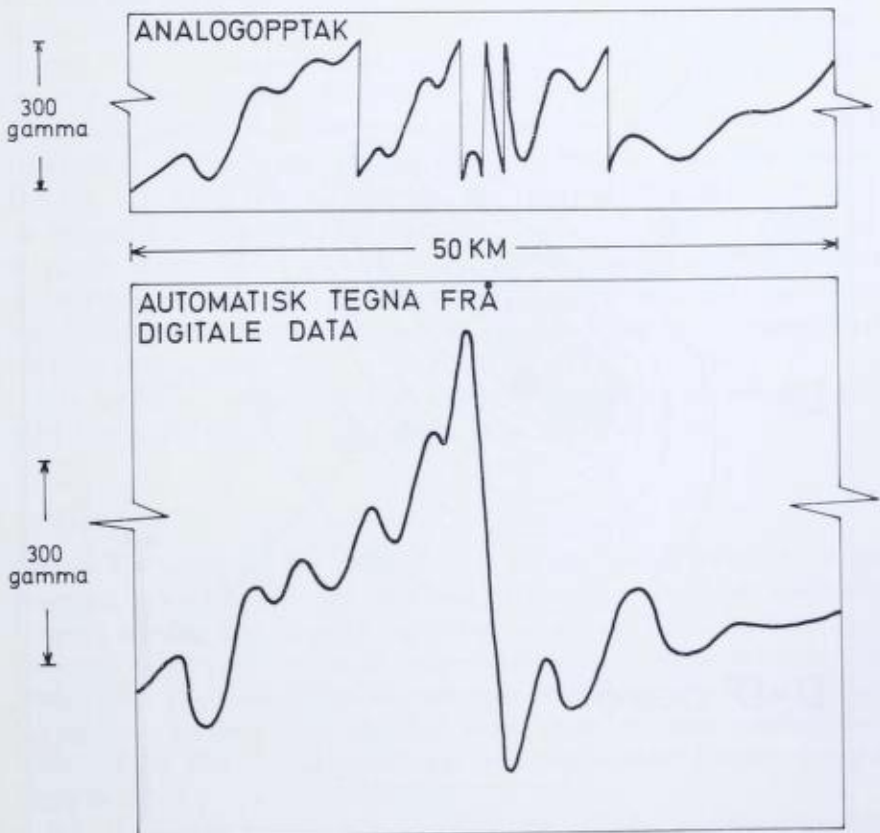


Fig. 41. Viser korleis ein ved digital registrering kan sørge for å unngå «step» (Royer et al., 1969).

arbeide direkte på dei målte profila. Arbeidet kan gjerast direkte på analogoptaka, eller på profil som er tegna automatisk på grunnlag av dei digitale registreringane. Den siste måten har den fordel at ein unngår hopp eller såkalla «step» (Fig. 41), og at ein kan fjerne regionalfelt og liknande før tolkinga. Då dei målte profila ikkje alltid går loddrett stroket til ein anomali, må vi korrigere for dette i resultatet ved å multiplisere djupet med cosinus til loddavviket (Fig. 42). Det er også vanleg å trekke frå flyhøgda i resultatet slik at alle djupa refererer seg til havnivået.

Nærliggande anomaliar vil flyte meir eller mindre saman og dermed virke inn på forma til kvarandre. Kurveparametranne våre kan vere sterkt påverka av slik interferens, og dei vil derfor kunne gi sterkt misvisande resultat. I praksis vil ein velje ut visse gode anomaliar og gi dei spesialbehandling mens

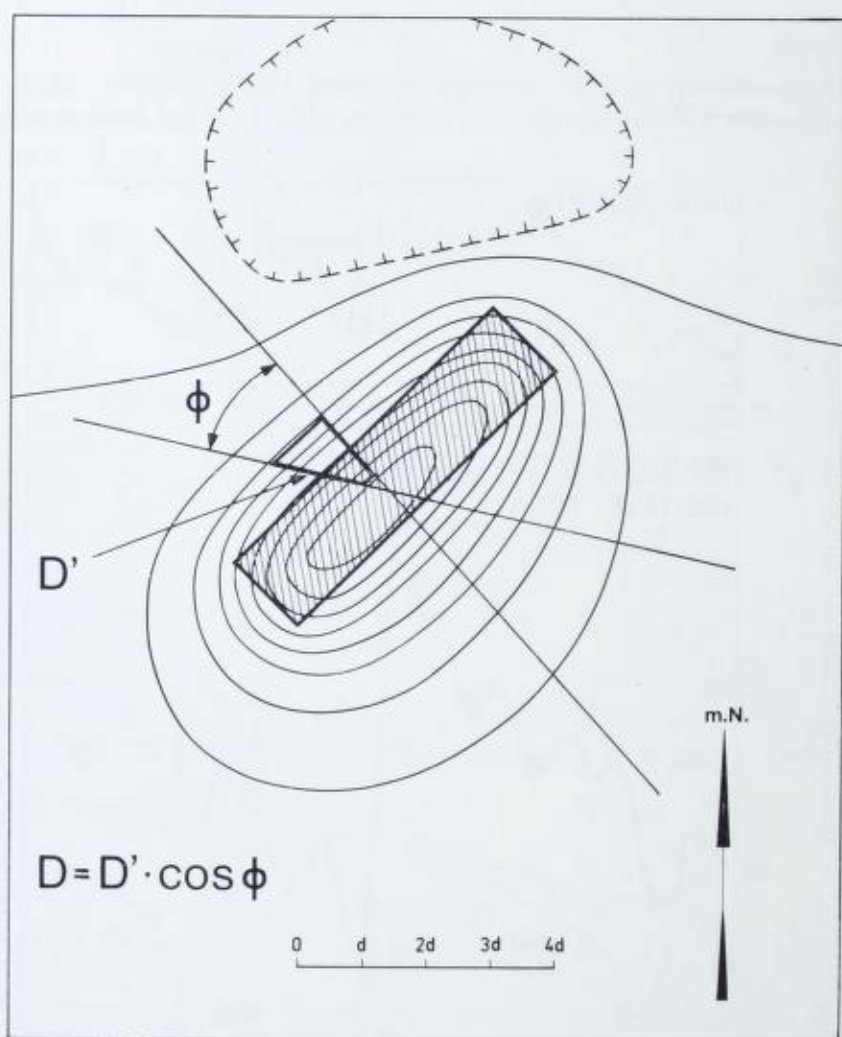


Fig. 42. Resultatet må korrigerast dersom profilet går skeivt over anomalien.

det på resten, dvs. storparten av anomaliane, blir brukt enkle handreglar. Det har f.eks. vist seg at dersom vi deler Sokolovs lengd med 2.0, Peters lengd med 1.5 eller Straight Slope med 0.7, så får vi resultat som er gode nok i praksis. For svært breie anomalier vil Peters lengd måtte delast med 2.0 mens Straight Slope vil vere om lag lik djupet. At dette virkar så godt i praksis synest å kome av at dei fleste anomalier vil skrive seg frå blokker med b/d omkring 2. Fig. 40 viser at i dette området vil djupneparametrane vere nesten uavhengige av θ , og at dei vil ha om lag dei verdiane som er nemnt ovafor.

Hittil har vi berre snakka om «intrabasement» eller prisme-anomalier. No vil det vere slik at «suprabasement» eller plate-anomalier i praksis vil ha same form som prisme-anomaliane, med unntak av at djupneparametrane vil vere ca. 30% kortare. Om vi tolkar ein slik anomali som om det var ein prisme-anomali vil vi med andre ord få for lite djup (eller omvendt). Anomalier med opp til 75% styrke kan såleis vere både av prisme og plate-typen utan at forma vil avsløre kva slag type det er. I praksis blir dei skilde frå kvarandre ved at ein finn djupet for begge modellane. Den modellen som gir djup som passar best med dei omkringliggende djupa frå sterkare prisme-anomalier, er då sannsynlegvis den rette. Dessverre vil slike anomalier (gjerne $<10\gamma$) vere superponerte på større anomalier slik at dei vil gi svært usikre djup. Dermed blir ikkje silinga særleg effektiv.

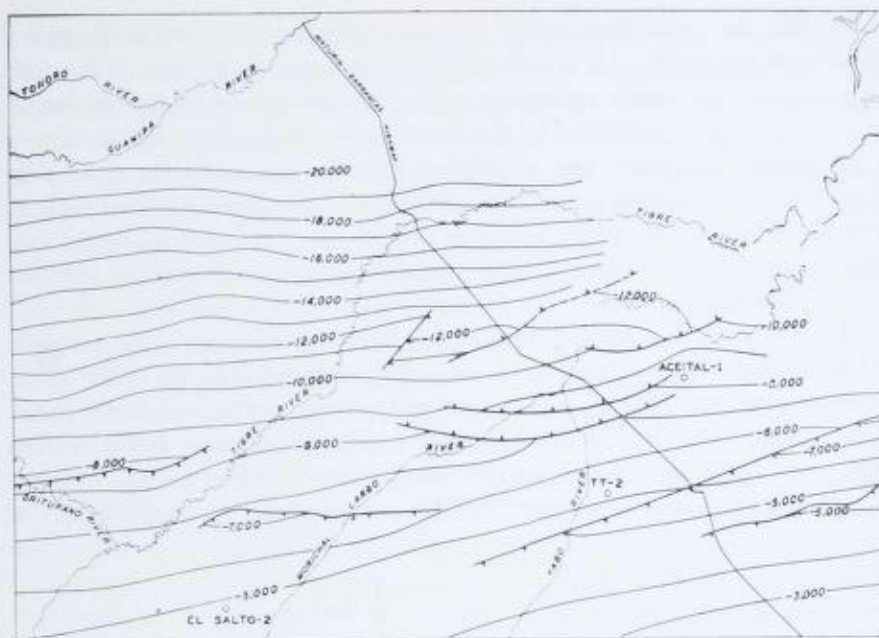
Når alle tydelege anomalier er behandla på denne måten kjem neste steg i prosessen: Vurdering av resultatata og konturering av grunnfjelloverflata. Det blir lagt størst vekt på djup som ein meiner er sikre. Slike som avvik alt for mykje frå dei omkringliggende, blir sløyfa. Her kjem det sjolsagt inn subjektivt skjønn og ei vurdering av kva som er geologisk rimeleg. Det kan jo hende at ein del anomalier skriv seg frå eruptivt materiale i sedimenta eller frå djupt nede i grunnfjellet. Eller det kan hende at tolkingsmodellen vår ikkje er brukande.

Når det gjeld kvaliteten på slike tolkingar kan vi som ein generell handregel seie at dei som oftast vil stemme på ca. 10%.

EKSEMPEL

Som eit lite dome skal her visast ei 10 år gammal tolking frå ein del av eit basseng i Venezuela. Dei som fekk gjort dette arbeidet hadde alt undersøkt området grundig med seismikk og boring, og dei var i grunnen berre interesserte i å vurdere verdien av magnetiske målingar. Registreringane vart derfor sendt til to ulike firma for uavhengig bearbeiding og tolking. Det bør her nemnast at flyginga av ein eller annan grunn var gjort parallelt med storkretningen slik at tolkingsarbeidet vart mykje meir usikkert enn det burde ha vore.

Fig. 43 viser eit magnetisk residuakart over området med konturavstand 10 γ . I Fig. 44 ser vi tolkinga frå eitt av dei to selskapa, og i Fig. 45 ser vi resultatet frå seismikk og boring. Dei to karta stemmer over eins på under



**GENERALISERT BASEMENT KART
SEISMIK OG BORING**

KONTURAVSTAND 1000 FOT

0 10 20 30 40 50 km

FORKASTNING

Fig. 45. Resultat av seismikk og boring (Jacobsen, 1961).

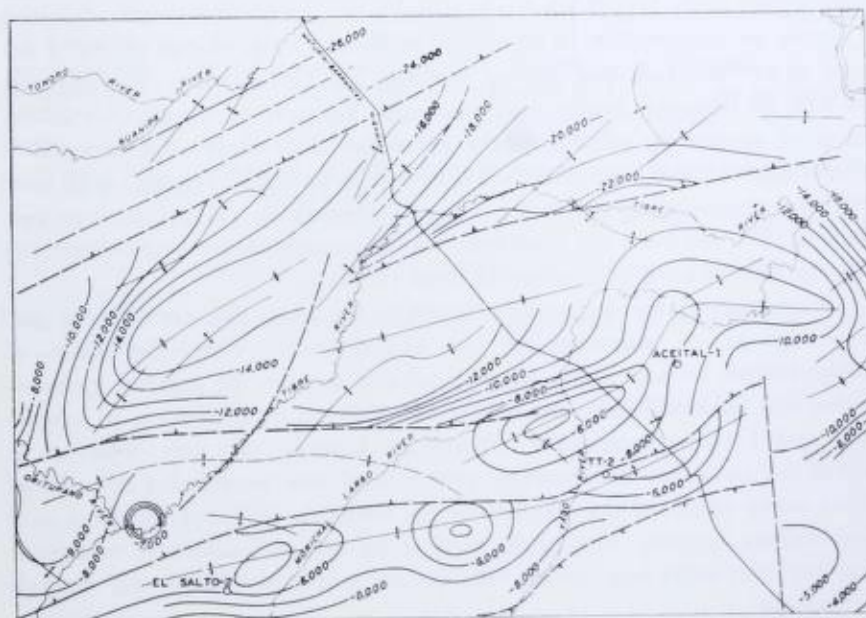


Fig. 46. Tolking, også gjort på grunnlag av Fig. 43 med analogopptak (Jacobsen, 1961).

10% når det gjeld konturering av grunnfjellsoverflata. Ved å finstudere magnetometeropptaka har ein dessutan prøvd å antyde mulege strukturar i grunnfjellet. Halvparten av desse viser seg å stemme med påviste strukturar — eit imponerende resultat. Vi kan berre tenkje oss kva som kunne ha vore spart av tid og pengar hvis oljeselskapet hadde hatt den magnetiske tolkinga, og — vel å merke — trudd på den, for dei starta med seismikk og boring. Prisen på det første kartet er nemleg berre ein brøkdell av ein prosent av prisen på det siste. I tillegg er det bort imot same forhold i tid for framstilling av dei to karta.

No skal det ikkje leggest skjul på at det andre selskapet ikkje var fullt så heldig med tolkinga si. Fig 46 viser den andre tolkinga, og vi har ingen vanskar med å slå fast at dei to tolkingane liknar svært lite på kvarandre. Dette skulle vere ein god illustrasjon av kor personleg prega ei slik tolking kan vere. Det bør likevel presiserast at den siste tolkinga gir seg ut for å kunne dra langt meir ut av anomalibildet enn det synest å vere grunnlag for.

Etterord

Magnetometri som hjelpemiddel ved oljeleiting, vart først tatt i bruk i midten av tjuetåra. Den første tida vart resultatane brukte på ein heller intuitiv måte, og det går mange historier om dei gode resultatane som vart oppnådde på denne måten. Etter kvart som forståinga av det fysiske og geologiske grunnlaget for metoden auka, vart tolkingane sikrare og meir definitive. Magnetometrien heldt likevel på å misse ansikt som hjelpemiddel ved oljeleiting i slutten av trettiåra. Dette kom først og fremst av at mange prøvde å dra meir ut av målingane enn det var grunnlag for. Grunnfjellet vart f.eks. sett på som ei homogen eining med magnetisk kontrast mot sedimenta. Dette førte til at ein såg på magnetiske anomaliar som uttrykk for topografi i grunnfjellsoverflata. Dermed kunne ein finne sedimentære basseng under store negative anomaliar og plukke ut rygger i grunnfjellet frå dei positive anomaliane. Det var berre *ein* liten hake ved desse tolkingane: Ved boring viste dei seg som oftast å vere jamngode med fri fantasi.

Gjennombrotet for magnetometrien kom for alvor like etter krigen med utviklinga av eit magnetometer som kunne brukast i fly. Ein kunne då dekke område av heilt andre dimensjonar enn det som var praktisk gjennomførleg ved bakkemålingar. Ein veldig måleaktivitet ga inspirasjon til nytenking også i tolkingsspørsmålet. Framsteget kom då det vart observert at teoretiske anomaliar frå vertikale prisme med stor utstrekning mot djupet likna svært mykje på dei anomaliane ein vanlegvis fekk ved flymåling over sedimentære basseng. Ein innsåg med andre ord at hosisontale variasjonar i grunnfjellet spela langt større rolle for det magnetiske bildet enn vertikale variasjonar.

Etter dette var ikkje vegen lang til å behandle alle større anomaliar som

om dei skreiv seg frå magnetiske prisme nede i grunnfjellet. Ved å samanlikne ein anomali med teoretiske anomaliar frå slike prisme kunne ein finne djupet ned til toppen av anomaliårsaka, og dermed hadde ein sannsynlegvis eit punkt på grunnfjellsoverflata. Ei forsiktig konturering av alle djupbestemmingane i eit område ville då gi eit grovt bilde av form og storleik på eventuelle sedimentasjonsbasseng. Slike enkle tolkingar viste seg å vere svært gode i praksis.

Fram gjennom femtiåra vart det gjort ein del små forbetringar i metodikken. Det viste seg mellom anna at ein til ein viss grad kunne plukke ut små anomaliar som skreiv seg frå strukturar i grunnfjellsoverflata, men denne delen av tolkinga var alltid langt meir usikker enn det generelle bildet.

Sekstiåra var dominerte av automatiske reknemaskiner. Dette har ført eit nytt og viktig hjelpemiddel inn i tolkingsprosessen. Det har også ført ein ny type menneske inn i tolkingsarbeidet, folk som ikkje likar empiriske, «uvitenskaplege» og omtrentlege manuelle metodar. Dei må finne noke eksakt, noke som matematisk kan kallast «beste løysing». I farten synest dei å ha gloymt at det inverse potensialproblemet ikkje har noka eintydig løysing. Dette kan føre oss attende til trettiåras mørketid med tolkingar som viser alle slag store og små skrukker i grunnfjellsoverflata, denne gongen kamuffert som «eksakte» løysingar frå store datamaskiner.

LITTERATUR

- Andreasen, G. E. & Zietz, I. 1969: Magnetic fields for a 4×6 prismatic model. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 666*, 220 pp.
- Bloom, A. L. 1960: Optical pumping. *Sci. Am.* 203, nr. 4, 72—80.
- Jacobsen, P. 1961: An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data. *Geophysics* 26, 309—319 (+ 28, 491—492).
- Jensen, H. 1961: The airborne magnetometer. *Sci. Am.* 204, nr. 6, 151—162.
- Nettleton, L. L. 1971: *Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists*, SEG-Monograph nr. 1, 121 pp. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Royer, G., Naudy, H., Thomas, J. & Dreyer, H. 1969: Recent development in the processing and interpretation of high sensitivity aeromagnetic data. *Compagnie Generale de Geophysique* 69—14, 21 pp.
- Vacquier, V., Steenland, N. C., Henderson, R. G. & Zietz, I. 1951: Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. Am. Memoir 47*, 151 pp.
- Åm, K. 1971: Magnetometri — nyttig hjelpemiddel ved oljeleiting. *Tekn. Ukeblad* 118, nr. 14, 27—30.
- Åm, K. 1972: The arbitrarily magnetized dyke: Interpretation by characteristics. *Geoprospection* 10, 63—90.