

JORDSKORPENS TYKKELSE OG STABILITETS-FORHOLD

PRØVEFORELESNING OVER OPGITT EMNE FOR DOKTORGRADEN
VED UNIVERSITETET, HOLDT DEN 28. MARS 1928

AV
THOROLF VOGT

MED 4 TEKSTFIGURER

Innledning.

Når man vil søke å lære en eller annen likevekt å kjenne, kan man slå inn på to forskjellige veier. Ved målinger av en eller annen art kan man skaffe sig et materiale som setter en i stand til å foreta beregninger over stabilitets-tilstanden selv, over systemet i hvile. Eller man kan gå eksperimentets vei, bringe systemet ut av likevekt og undersøke dets reaksjon. Vil man vite om en skute er stiv eller rank, kan man beregne sig til hvor tyngdepunktet ligger, men man kan også heise seilene og se hvor meget skuten legger sig over.

Når det gjelder jordskorpens stabilitets-forhold har man i prinsippet benyttet sig av de samme to metodene. Forskjellen er bare den, at eksperimentene ikke er utført av oss selv, de er besørget av naturen, som har foranstaltet noen storslagne forsøk, som passer utmerket til vårt formål og hvis gang og utvikling vi må søke å følge.

Tyngdemålingene og isostasien.

La oss først i all korthet se litt på resultatene av den statiske beregnings-metoden, på de opplysninger som beregningene over den stabile tilstand har skaffet oss. Det er tyngdemålingene som har skaffet materialet tilveie her.

De viktigste enheter ved formen av jordens overflate er kontinenter og oceaner. At vi har svære sletter og landarealer i liten høide over havet vet vi jo alle, men vi har ennå større sletter på havbunnen i meget store dyp, ved 4—5000 m. Grupperer man arealene på jord-overflaten efter høiden, samler de sig på to meget utpregete maksima, nemlig et i en høide av 100 m. over havet og et i et dyp på 4700 m.

under havets overflate. Dette er de to hovednivåer på jorden, og vi kan med en viss rett tale om kontinental-blokker som stikker hodet over havet, og ocean-blokker hvis overflate ligger dypt under havet. På kontinenter har vi så topper på op til omkring 8900 m. og i oceanene er der groper ned til omkring 10700 m. La oss se litt på hvorledes disse to blokkenheter i så forskjellig nivå forholder sig til hinannen hvad deres vekt og tyngdevirkning angår.

Det viser sig ved tyngdemålingene at tyngden er omtrent normal såvel inne på kontinental-platåene som ute på de store dyphav. Det siste blev forøvrig først påvist under FRIDTJOF NANSENS Framferd over Polhavet. Dette var ikke hvad man skulde vente hvis jordskorpen var like tung eller av samme spesifikke vekt overalt. Da måtte man ha en større tyngde på kontinentene enn over oceanene, siden der vilde eksistere en større masse under de første enn under de siste områder. Den eneste slutning man kan trekke av denne tyngdefordelingen er, at jordskorpen under kontinentene består av et lettere materiale enn under oceanene. Kontinental-blokkene er altså avbalansert i forhold til oceanblokkene, de holder hinannen omtrent i likevekt hvad tyngden angår. Man er kommet til den opfatning, at kontinental-blokkene som helhet danner lettere plater som hviler på et tungere underlag, la oss si omtrent som isflak som flyter på vann. Kontinentene eksisterer som følge av opdriften av sitt lettere materiale.

Dette lettere materiale må antas stort sett å være av granitisk karakter, siden granittene er de letteste dypbergarter man kjenner, og dette støttes jo sterkt ved at granittene er helt fremherskende i alle de grunnfjells-områder som raker frem i dagen, renskrapet for det sedimentære dekke. Hertil kommer da også de forholdsvis lette sedimentære lagpakker, som så å si danner kontinentenes epidermis. Det tungere materiale som kontinental-platene hviler på, og som antas overveiende å bygge op oceanenes underlag, må derimot rimeligvis være av gabbroid sammensetning, siden de almindeligst utbredte tunge bergarter hører hit. Som omtalt særlig av DALY bekreftes dette av at alle de hundrer av vulkaner i Stillehavet alle sammen fører den tunge basaltiske lava, og av at man heller ikke blandt de utsprengte blokker har funnet granitter. Det kan videre nevnes at jordskjelvenes hovedbølge, den som forplanter sig langs jordskorpen, går hurtigere under Stillehavet enn gjennom Asien, og dette stemmer også godt med en sånn forskjell i underlagets sammensetning.

De øvre deler av jordskorpen må altså være av forskjellig sammen-setning i de forskjellige områder, men denne forskjell må utjevnes når man kommer ned i de dypere nivåer. På grunnlag av tyngde-kraften og loddavvikelsen har man beregnet at der finnes et bestemt nivå, det isostatiske kompensasjons-nivå, hvor disse forskjeller er utjevnet eller kompensert. Det svarer omtrent, men på grunn av tyngdens variasjoner nedover i jordskorpen ikke helt til det dyp ved hvilket vekten under like store arealer er den samme. Ved flere beregninger fant man først at dette nivået lå på omkring 120 km.'s dyp, men den siste og nøiaktigste beregning av BOWIE gir 96 km. for Nordamerika.

Undersøker man tyngdens fordeling noe nærmere, så viser der sig karakteristiske anomalier hvor blokker med stor høideforskjell støter sammen, som ved kontinentenes skråning ut mot oceanene. Men disse anomalier står i forbindelse med den omtalte massefordeling og fordres av teorien, således som utredet av O. E. SCHIØTZ.

Spørsmålet er så om tyngden er helt normal overalt, når vi tar hensyn til dette kompensasjons-nivået og enn videre tar med i be-regningen en del nødvendige korreksjoner for å få verdier som kan sammenlignes direkte. Dette viser sig imidlertid ikke å være tilfelle helt ut, tyngdekraften stemmer ikke helt ut med de beregnete verdier. Der optrer såkalte residuale tyngde-anomalier.

Eksistensen av disse anomalier førte til at man antok, at de forskjellige deler av jordskorpen visstnok stort sett var kompensert, men jordskorpen var allikevel så „sterk“ at der ikke fantes fullstendig likevekt. Dette er den eldre retning, det er „sterk-jordskorpe-skolen“ som den har vært kalt.

Et av de viktigste resultater av de nyeste isostasi-undersøkelser har imidlertid vært, at en større del av disse residuale tyngde-ano-maliene kan antas å bero på tilstedeværelsen av særlig lett eller særlig tungt materiale nær under den geodetiske stasjonen. Dette blev først antatt av BARRARD i Indien, hvor der viste sig tyngde-underskudd over flodsletter med store mektigheter av recent sand og grus som er forholdsvis lett. Og siden har BOWIE bekreftet dette fra Amerika, hvor der viser sig å være nøie overensstemmelse med lokale geo-logiske forhold. Jeg skal ikke gå nærmere inn på dette omfangsrige kapitel som er av særskilt geologisk interesse, siden man får hvad man har kalt en lokal-geologisk korreksjon, som beror på under-grunnens struktur. Det som må fremheves her er at i hvert fall en stor del av de residuale anomalier skyldes vekslende tetthet hos

områdets bergarter, og dette har ført den nyere retning i tyngdeforskningen, „svak-jordskorpe-skolen“ med HAYFORD, BOWIE og BURRARD, til å anta at jordskorpen stort sett er meget vel kompensert.

Det billede som vi får av jordskorpens likevektsforhold etter hvad jeg til å begynne med kalte den statiske beregningsmetoden, blir altså som forøvrig fremholdt meget sterkt av NANSEN nå nylig

at jordskorpen befinner sig meget nær i statisk likevekt, og dette tyder på at jordskorpen har en stor tilpasningsevne siden den formår å innstille sig omtrent i denne likevekten efter alle de forstyrrelser av mange slag som den har vært utsatt for ned gjennom tidene.

Belastningsforandringer ved denudasjon og sedimentasjon.

Hermed går vi over til å betrakte den annen gruppe av fenomener som gir oss opplysninger om jordskorpens stabilitets-forhold. Det er de eksperimenter som naturen har foranstaltet for oss, og hvorved jordskorpen er kommet ut av likevekt, den er bragt fra stillstand til bevegelse.

Jordskorpen har imidlertid vært underkastet omskiftelser og bevegelser av mange slag, og det er ikke alle disse bevegelser som har interesse for oss. Bevegelsene kan deles i to hovedgrupper. Det er for en del voldsomme og heftige bevegelser som fører til forstyrrelser eller revolusjoner i jordskorpens historie, det er de såkalte orogene bevegelser hvis hovedresultat er dannelse av fjellkjeder. Som eksempel på disse krefters virksomhet i nutiden kan nevnes de store jordskjelv, hvis arnesteder hører hjemme i de yngste fjellkjede-belter som ennå ikke er kommet til ro. Jeg skal ikke komme inn på denne type av bevegelse her, uten forsåvidt som jeg kommer tilbake til visse sider av jordskjelvenes fysikk senere.

Men man har også en annen sort bevegelser, det er de moderate epirogene bevegelser. De er langsomme, nesten umerkelige, det er hevinger og senkninger som kan strekke sig gjennom lange tidsrum. De kalles ofte for sekulære, siden det kan ta lange tider før de gir sig merkbare utslag for den almindelige iakttagelse.

En gruppe av disse bevegelser kan føres tilbake til et bestemt årsaksforhold. Jordskorpen er, selv i våre helt stabile områder, ikke så fast og uforanderlig, som man kan være tilbøielig til å anta. Det

er vel kjent at den gir etter og senker sig for en tilstrekkelig stor belastning, og at den hever sig når en sånn belastning fjernes.

En forandring i belastning på jordskorpen kan finne sted på flere måter. Den gruppe av avlastninger og belastninger som spiller størst rolle i jordens historie står i sammenheng med denudasjon og sedimentasjon. Når et land utsettes for erosjon, føres materialet bort av elver eller breer, der fjernes etterhvert et mere eller mindre tykt lag av fjellet, og landet lettes. Denne avlastning kan bli meget betydelig gjennom lange tidsrum, og landet vil reagere på den kontinuerlige likevektsforstyrrelse ved å heve sig meget langsomt.

Som eksempel på en hevning av denne art kan fremfor alt nevnes vårt eget land og Fennoskandia i det hele. Helt fra begynnelsen av devontiden i jordens oldtid har størsteparten av dette gamle skjold ligget over havets overflate, og stort sett representerer det et stort isostatisk avlastnings- og hevningsområde.

Dets historie i denne lange tiden kan dels avleses ved hjelp av de transgressjoner av havet som fra tid til annen har berørt de perifere deler, som Andøy og Skåne, og dels ved utformningen av landets relieff med de gamle plataer og de forskjellige generasjoner av daler. Hvor meget av disse bevegelsene som skyldes landet selv, og hvor meget som skyldes en stigning og senkning av havnivået, kan imidlertid være vanskelig nok å avgjøre. Ut fra en ren isostatisk betraktning kan det være naturlig å anta at landet steg gradvis og langsomt hele tiden, mens de relativt raskere strandlinje-forskyvninger kunde skyldes havnivåets bevegelse. Det kunde forsåvidt være meget som taler for at den siste såkalte landhevningen, som bevirket dannelsen av den siste store unge dal-generasjon i Norge, skyldtes en senkning av havnivået på omkring 300 m. i forholdsvis sen tertiær tid. En sånn senkning kunde i tilfelle settes i forbindelse med den tids orogeniske faser, spesielt med en senkning av havbunnen, av samme art som de merkelige geosynklinal-lignende groper på ned til over 10 000 m. som man fremdeles har i nutidens hav. Jeg skal imidlertid ikke komme nærmere inn på disse spørsmål, FRIDTJOF NANSEN er nylig kommet med nye synspunkter her, men nøie mig med å fremheve at erosjonen generelt medfører en etterhvert virkelig betydelig hevning av de nedenderte landområder, men at bevegelsene er så langsomme at de lett tilsløres av andre og for vårt spørsmål uvedkommende bevegelser.

Når en landmasse utsettes for erosjon, så danner der sig store masser av grus, sand og finere materialer, som på sin side blir avleiret

på havbunnen eller eventuelt i fordypninger oppe på land. Disse områdene blir altså belastet, og man må vente en isostatisk senkning. Det viser sig virkelig også meget ofte, at man finner mektige lagrekker som må ha vært avsatt nær havets overflate gjennom hele mektigheten. Sådanne lagrekker optrer særlig i de store geosynklinaler som danner optakten til fjellkjededannelsene, men de finnes også ellers, til og med ganske hyppig. Jeg skal nøie mig med å nevne et par nærliggende eksempler. Tertiæren på Spitsbergen er efter HOEL omkring 1500 m. mektig, og består av lag som må antas å være dannet enten som brakvanns-dannelser eller som kontinentale dannelser i liten høide over havet. Det kan henvises til RAVNS beskrivelse av molluskene og til lagene med planter og kull. Det synes nødvendig å anta at denne serie er dannet under en gradvis innsynkning av landet. Fra Nordlands geosynklinal har vi mektige sedimenter av antagelig ordovicisk alder, hvis mektighet jeg har anslått til omkring 4000 m. eller endog mere, og som synes å være avsatt under en senkningsbevegelse. Man behøver forøvrig ikke å gå lenger enn til Oslo-feltet, hvor den marine kambro-siluriske lagrekke er omkring 1000 m. mektig; den synes stort sett å være avsatt i grunt hav, siden man finner flere brudd i lagrekken, tørkesprekker, og til dels virkelig erosjon som tyder på svak hevning over havet til sine tider. Man kan nevne eksempler som disse nær sagt i det uendelige.

Når man har vært tilbøielig til å se senkninger av denne art som rene belastningssenkninger, så har man nok imidlertid gått litt for vidt. Saken er jo den, at sedimentene er forholdsvis meget lette bergarter, mens de masser som må la oss si fortreges i dypet for at senkningen skulde kunne finne sted, er meget tyngre. Et bestemt volum av et sediment svarer til et ikke så lite mindre volum fortrengt masse i dypet. I sånne tilfeller kan vi altså ikke betrakte prosessen som en ren belastnings-senkning, der må også komme andre momenter til; bekken-dannelser kan også stå i forbindelse med indre krefter eller vi kan ha hatt en stigning av havnivået. Heller ikke her har vi midler til å adskille de isostatiske bevegelser fra andre, om vi enn må anta at belastningen har vært et moment av stor betydning.

Av andre belastninger kan nevnes vekten av vulkaner som danner sig oppe på jordskorpen. Omkring Kilimanjaro, hvis fot er ca. 80 km. i diameter, finnes f. eks. en ringformig depressjon, som W. WERENSKIOLD har satt i forbindelse med en isostatisk senkning.

Klimatisk betingete belastningsforandringer.

De belastningsforandringer som foregår så hurtig, at vi kan skille dem ut fra ledsagende prosesser av annen ikke isostatisk art og som derfor er viktigst for oss, er alle sammen klimatisk betingede. Bli klimatiske kaldere og fuktigere, legger der sig iskapper over de kaldere deler av jorden, eller isen brer sig hvis der fantes noe av den før. Vi kan få de istider som vi kjenner best fra vår seneste geologiske historie, og de mektige iskapper betyr en svær vekt som trykker landet ned buleformig. Bli klimatiske varmere og tørrere, smelter iskappene vekk, eller de trekker sig i hvert fall tilbake, og trykket på landet minsker så det hever sig igjen.

I mere tropiske strøk kan klimaforandringene få en annen virkning. Under et fuktig klima kan nedbøren fylle ørkenaktige og avløpsløse bassiner til randen, og man får en belastning med senkning. Når så innsjøene damper bort når klimatiske blir varmere og tørrere, hever landet sig igjen. Som den siste rest av disse innsjøene kan man tilslutt få avløpsfrie, grunne saltsjøer, hvor fordampningen og tilførsel av nedbør holder hinannen omtrent i likevekt. Som eksempel skal nevnes den svære Bonneville-sjøen, som fylte „the Great Basin“ mellom de østlige og vestlige Rocky Mountains under den siste istiden. Da det så blev varmere og tørrere igjen dampet sjøen nesten helt bort, og „the Great Salt Lake“ er nu den siste rest, ganske ubetydelig i forhold til den gamle storsjø.

Det er disse tilfeller som representerer de naturens eksperimenter som bringer jordskorpen ut av likevekt. Det er de bevegelser som opstår særskilt ved avlastninger her som vi skal betrakte litt nærmere.

Felles for alle belastningsområder av denne art er at bevegelsen som vel kjent er av en buleformig karakter, d. v. s. landet blev trykket mest ned i de centrale deler, hvor belastningen var størst, mens det blev trykket mindre ned i mere perifere deler, og lengst ut gikk bevegelsen ned til null. Når så belastningen blev fjernet, hevet landet sig igjen skjoldformig, og følgen var altså at de gamle strandlinjene kom til å skråne ganske svakt fra de centrale og mot de perifere deler.

Det ubetinget best kjente av de forskjellige områder er Skandinaviens, eller Fennoskandia med Danmark; det er det klassiske område for disse studier, og på grunn av de særlig vel utviklede gamle strandlinjer i Norge har vi meget gode forutsetninger for disse undersøkelser her.

I tidligere tid trodde man at strandlinjene var virkelig horisontale, men omkring 1890 blev det først for alvor fastslått at de skrånet ut-over, nemlig ved omtrent samtidige undersøkelser av GERARD DE GEER og ANDREAS M. HANSEN, som også anvendte istrykk-teorien som forklaring. Man kan si at landet i hvert fall blev dukket ned ca. 285 m., men vi vet at neddukningen har vært adskillig større, siden de centrale deler var dekket av isen da landet lå dypest.

Av de spørsmål av isostatisk interesse som melder sig her kan først nevnes spørsmålet om landets utgangsstilling før senkningen. Her gir særskilt FRIDTJOF NANSENS undersøkelser av den norske strandflate viktige opplysninger.

Strandflaten, denne eiendommelige flate brem langs Norges vestlige kyst, som W. C. BRØGGER først har påpekt og som H. H. REUSCH først beskrev som et samlet fenomen, den ligger i noe nær samme nivå eller samme nivåer overalt. Mens strandlinjen fra den siste neddukningen stiger innover, ligger strandflaten omtrent horisontalt. Den synes efter NANSEN, og med tilslutning av andre som har undersøkt den senere, å være dannet i havets nivå i de tider som gikk forut for den siste istid, i interglaciertidene. Den gir også uttrykk for en likevektstilstand siden den er horisontal, og det viser sig også at landet er nådd tilbake til omtrent den samme likevekts-tilstanden også efter den store neddukningen, siden den ligger omtrent i havets nivå nå også. NANSEN adskiller tre forskjellige nivåer, et ved omkring 30 40 m. o. h., et ved omkring 10 m. o. h. og et mindre ved en 10 m. under havets overflate, og disse antas å være dannet til forskjellige interglaciertider. Denne noe forskjellige beliggenhet antas å skrive sig fra at landet har vært utsatt for iserosjonen under istidene, så det blev avlastet for materiale, og dels ved at havet har forandret nivå noe. Disse undersøkelserne er av stor isostatisk interesse, fordi de altså viser at der eksisterer en likevekts-tilstand som landet vender tilbake til, efter at det har vært bragt ut av likevekt.

Det neste spørsmål vi må stille oss er: Kan hevningen efter den siste istiden virkelig helt ut la sig forklare efter isostatiske prinsipper? At det stemmer i de store trekk er sikkert nok, men det spør om bevegelsen helt ut svarer til teorien. Dette måtte inntil for en kort tid siden nærmest besvares benektende.

I vårt land finnes der en rekke flate terrasser, og nordpå er der to meget utpregede gamle strandlinjer som er gravet ut i fast fjell. Særlig de siste må absolutt antas å være dannet under en lengere

stillstand av strandnivået. I eldre tid antok man at hevingen gikk i rykk, med stillstand imellem. AXEL BLYTT antok at det var en jevn heving, og anvendte sin ellers så utmerkete klimateori: strandlinjer i fast fjell var dannet i kolde og tørre perioder, men terrassene i fuktige, med stor materialtilførsel. Dette går nå ikke, bl. a. av den grunn at strandlinjene og terrassene ligger i samme nivåer. Problemet blev skjærpet efter at man hadde påvist en senkning, som hadde avbrutt landets heving, Tapes-senkningen eller Littorina-senkningen, en senkning som senere er blitt påvist fra de østlige deler av den Botniske bukt, i Syd-Sverige, i Danmark og rundt Norges kyst fra Sørlandet til Varangerfjorden. Man har søkt flere tydingen her.

Man har tildels tenkt sig en senkningsbølge, som skulde bevege sig innover fra periferien mot centrum, en bølge som til en viss grad fulgte isens tilbakerykning. En sånn bølge vilde naturligvis være av stor generell interesse for isostasi-teorien, men synes meget vanskelig forståelig, og man får i hvert fall meget kompliserte forhold. Man har også forsøkt en gyngnings-teori, jordskorpen skulde være kommet i en langsomt gyngende bevegelse op og ned på grunn av likevektsforstyrrelsen. ANDREAS M. HANSEN har helt logisk og konsekvent sluttet, at hvis dette er en virkelig senkning, så måtte den efter isostasi-teorien stå i forbindelse med en ny istid, en „attpå-istid“. Dette støter imidlertid på den uovervinnelige vanskelighet, at senkningens maksimum inntraff i en tid som var endog varmere enn den nuværende, og det har efterhånden hopet sig op så meget materiale her, at vi må anse denne varmetiden på dette tidspunkt for et faktum som man ikke kommer forbi.

Den som har brutt isen for en tilfredsstillende løsning her er FRIDTJOF NANSEN, i arbeidet om strandflaten og isostasien av 1922. Betrakter man nivåforandringene helt forutsetningsløst, så er det vi iakttar ikke annet enn forskyvninger av selve strandnivået, og det kan komme i stand på flere måter. De kan enten bero på en bevegelse av landmassen, eller på en forandring av havnivået, eller også på et samvirke, en interferens imellem disse to bevegelser. Siden landmassens egenbevegelse er sikkert nok konstatert, ligger det nær, som NANSEN har gjort, å undersøke den siste mulighet. Jeg vil også nevne at GUNNAR HOLMSEN alt i 1918 har fremsatt en lignende tyding av Tapes-linjen, om enn i en meget vek og forsiktig form. I de siste år har den finske geolog RAMSAY også behandlet disse ting.

La oss se litt på den eustatiske bevegelse av havnivået, som det kalles, i motsetning til den isostatiske bevegelse av landet. Da breene

fra den siste istiden smeltet bort rundt omkring på jorden, måtte der fremkomme en stigning av havnivået på grunn av tilførselen av de vannmassene som før var bundet på land. Stigningen er beregnet noe forskjellig, jeg skal nevne at NANSEN anslår stigningen til minst 130 m., men denne stigningen er fordelt over et langt tidsrum, helt fra smeltningens begynnelse av. Imidlertid ser det ut til at havnivået steg fortore til enkelte tider og langsommere til andre. Når land og hav stiger samtidig får man en strandlinje-forskyvning, som representerer en interferens mellom de to bevegelser. NANSEN,

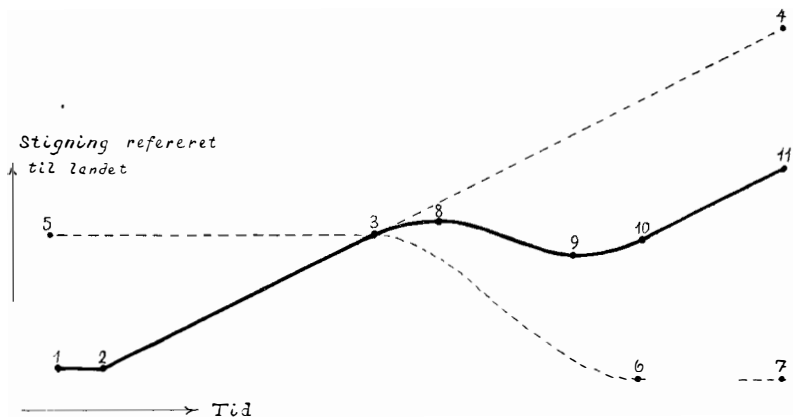


Fig. 1.

HOLMSEN og RAMSAY antar at Tapes-senkningen er fremkommet ved en sånn interferens. Hever havet sig raskere enn landet, får man en tilsynelatende senkning, men den fremkommer bare i perifere områder hvor landet hever sig langsomt. Lenger inn mot de centrale deler kan hav og land heve sig like raskt, man får en stillstand av strandlinjen. Ennu lenger inn hever landet sig raskere enn havet og man får en retardasjon i den tilsynelatende heving.

Disse forhold kan konstrueres op grafisk. Siden et absolutt og uforanderlig referanse-nivå ikke er tilstede, må man benytte sig av et relativt referanse-nivå. Dette blir altså en slags enkel relativitets-teori. Det faller naturligst å benytte landet som referanse-objekt, og å referere all bevegelse hit.

På fig. 1 kan man se et grafisk eksempel på en sånn sammensatt bevegelse eller interferens mellom to samtidige bevegelser. På vertikalaksen er avsatt stigningen, referert til landet, og på horisontalaksen er tiden avsatt. Landets egenbevegelse er betegnet ved linjen

1 2 3 4. Mellem 1 og 2 holder landet sig stille, mens det stiger langs den rette linje 2 3 4. Havets egenbevegelse er betegnet ved linjen 5 3 6 7. Mellem 5 og 3, og mellem 6 og 7 holder havnivået sig konstant, mens det stiger mellem 3 og 6. Siden vi refererer bevægelsen til landet, må havets stigning betegnes som en senkning av landet, og vi får derfor en relativ senkningsbevegelse mellem 3 og 6. Den resulterende strandlinje-forskyvning, som er

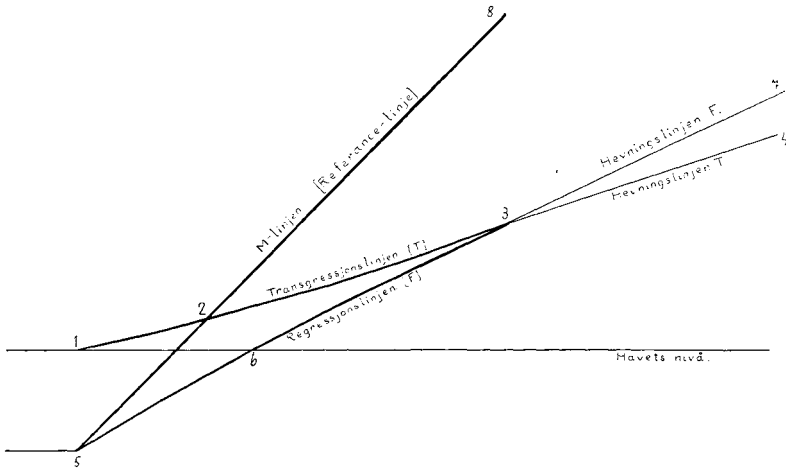


Fig. 2.

representert ved linjen 1 2 3 8 9 10 11, blir en interferens mellom disse to bevegelser. Landet stiger til 8, senker sig tilsynelatende til 9 og stiger igjen til 11. De gamle strandlinjer som merkes av på landet under denne prosessen blir først en ved utgangsstillingen 1 2. Dernest får man dannet en strandlinje ved 8, men siden denne blir beskyllet av havet igjen, vil den forsvinne i de fleste tilfeller. Ved 9 får man imidlertid en strandlinje som holder sig, siden den betegner grensen for en „senkning“ av landet. Ved 11 når man sluttstillingen, det nuværende havnivå.

Dette skjema gjelder for en enkelt lokalitet, men lignende konstruksjoner kan man foreta for forskjellige lokaliteter med forskjellige hastigheter av landets egenbevegelse (stigning); havets egenbevegelse er jo den samme overalt. De gamle strandlinjer som man får ved disse forskjellige konstruksjoner kan man sette sammen til en felles grafisk fremstilling, som sees på fig. 2. Her kommer tidsmomentet ikke med, men bare strandlinjenes høider over havet, som er

avsatt på ordinaten. Som referanselinje benyttes den strandlinje som graves ut i utgangsstillingen ved 1 2 på fig. 1. Dens høide over havet er avsatt på abscissen. Den danner derfor en vinkel på 45° med vertikal- og horisontal-aksen, og er betegnet med tallene 5 2 8 på fig. 2. Linjen 1 2 3 på fig. 2 svarer til den maksimale neddukning av landet (til 9 på fig. 1), mens linjen 5 6 3 svarer til landets høieste stilling før denne neddukningen (til 8 på fig. 1). Den første av de to nevnte linjer kan svare f. eks. til Tapes-linjen, mens den annen linje igjen blev beskyttet av havet, så den blev visket ut. Den representerer derimot den undre grense for landavleiringer, f. eks. torv, som er dekket av havavleiringer, f. eks. strandgrus. Linjen 3—7 blev dannet ved overgang fra hurtig til langsom hevning, og er samtidig med linjen 6- 3, i hvis fortsettelse den ligger. Linjen 3 4 er dannet ved overgang fra langsom til hurtig hevning, og er samtidig med linjen 2 3.

De forhold som er fremstillet på fig. 2 er utledet rent automatisk og deduktivt av teorien om landets og havets samtidige bevegelse, og vi skal nu se om dette stemmer med hvad man finner i naturen. I Nord-Norge har man som bekjent utviklet to særlig utpregete gamle strandlinje-nivåer, et øvre nivå, Mya-linjen eller M-linjen, og et undre nivå, Tapes-linjen eller T-linjen. Som allerede AMUND HELLAND har vist skjærer disse linjer hinannen noen meter over havets overflate når man forlenger dem utover, og allerede dette gir jo en god overensstemmelse med teorien.

Et annet og ennu langt mere slående forhold er vist på fig. 3. Her er M-linjen benyttet som referanse-linje, og hvor både M- og T-linjene er målt på samme lokalitet, er T-linjen satt inn på diagrammet med prikker. Man vil se at man får frem en kurve med en knekk, og dette knekkpunktet svarer åpenbart til skjæringspunktet ved tallet 3 på fig. 2. Det som man har kalt Tapes-linjen i Nord-Norge består altså av to linjestykker av forskjellig alder, nemlig den virkelige Tapes-linje og en eldre linje, som man foreløbig kan kalle fastlandslinjen (F-linjen). Man kan beregne formler som binder sammen høidene av disse forskjellige linjer, sånn som NANSEN har gjort det for Tapes-linjenes vedkommende. Ved å benytte de målinger som er angitt på fig. 3, er jeg kommet til at $T = M \times 0,322 + 3,3$ og $F = M \times 0,560 \div 14,4$, hvor T, M og F representerer disse tre linjers høider over havet i meter. Den første formel svarer meget nær til NANSENS formel, hvor $T = M \times 0,315 + 3,4$. Efter disse formlene

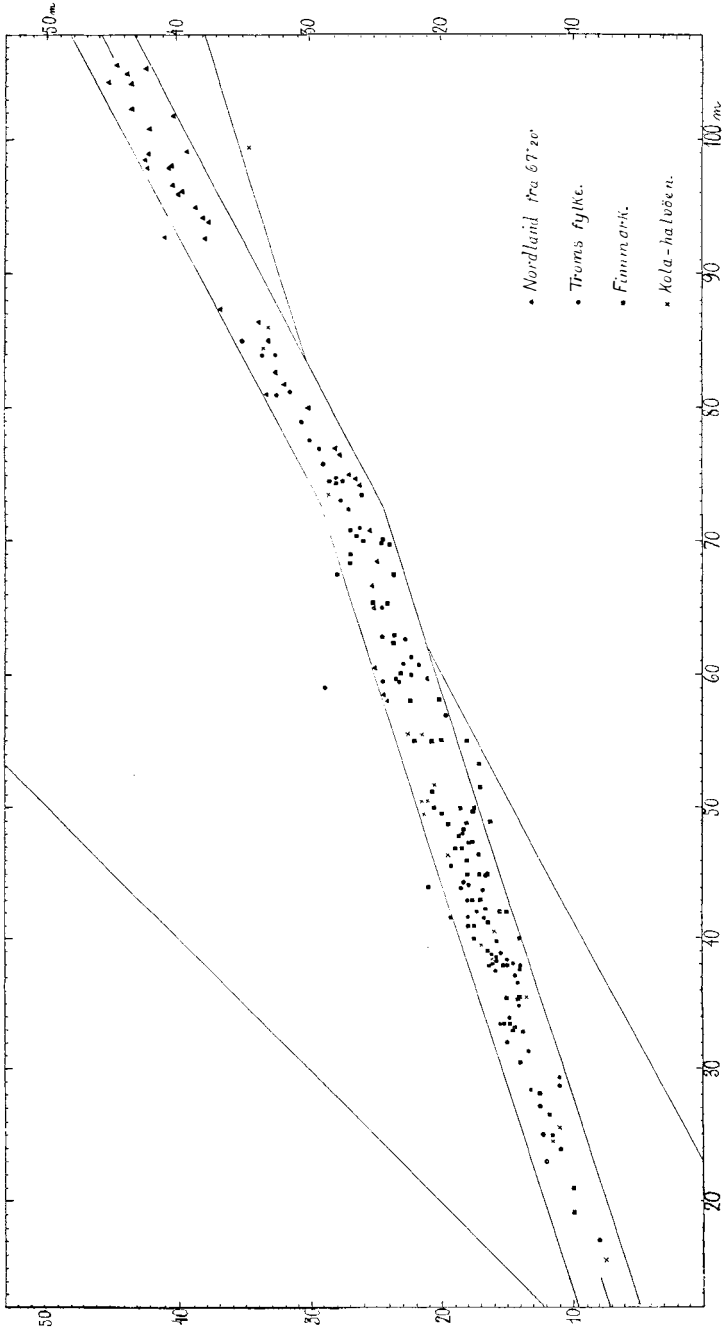


Fig. 3.

skjærer T-linjen og F-linjen hinannen ved 27,3 m. o. h. Dette tall angir den største høide for Tapes-linjens utvikling som transgressjonslinje, d. v. s. at den er dannet under en „landsenkning“ op til denne høiden, og også dette synes å stemme meget godt overens med de faktiske forhold.

Alle disse ting bekrefter i høi grad NANSENS teori. Vi kan anta med stor sikkerhet at „Tapes-senkningen“ skyldes en stigning av havnivået, mens det ser ut til at landmassen selv har befunnet sig i jevn stigning hele tiden.

Det er etter min mening enn videre flere ting som taler for at også den øvre strandlinje, nemlig M-linjen, er fremkommet ved eustatisk interferens. Den måtte i så fall antagelig være kommet i stand ved en ennu sterkere stigning av havnivået enn for Tapes-linjens vedkommende.

Som resultat av alt dette kommer vi altså til at landets stigning har foregått uavbrutt og uten stans, i hvert fall under den senere del av stigningen. Etter min mening er det også meget som taler for at også flere, ja antagelig endog alle tidligere strandlinjer undtagen den øvre marine grense kan tilskrives eustatiske interferenser, og i så fall vilde landets stigning kunne ha vært jevn også da. Herved vil man jo få et meget enkelt bilde av den isostatiske bevegelse, en enkelt hevningsbevegelse. Dette svarer jo også til den praktisk talt gradvise, bare av mere kortvarige stansninger avbrutte tilbakerykning av isen fra Skåne av, således som GERARD DE GEER og andre har funnet ved sine inngående studier.

Vi fortsetter med å følge bevegelsens gang, og spør hvor lang tid det tok før likevekten innstillet sig, efterat trykkpåkjenningen ophørte.

Efter DE GEERS istidskronologi og ANTEVS anslag for den første del er det ca. 24 à 29000 år siden iskappen begynte å minske, men bare 13500 14000 år siden isen stod i Skåne, og først herfra trakk isen sig raskt tilbake. Man kan antagelig si at det er 6 8000 år siden den siste rest av innlandsisen forsvant fra Skandinavien. Hevningen synes i det vesentlige å være avsluttet for et par tusen år siden, men landet hever sig en del fremdeles i de centrale områder ved den Botniske bukt, med en hastighet av op til 1,1 m. i århundret. Man kan kalle det en elastisk eftervirkning av trykket, men jeg vil ikke legge noen dypere teoretisk betydning i uttrykket. Men i hvert fall kan hevningen spores, om enn forholdsvis svakt, en 6 8000 år

efterat den siste belastning blev fjernet, selv om forskjellige faktorer kan ha virket retarderende nettop i de centrale områder.

Spørsmålet om hvor lang tid det tar før jordskorpen reagerer på en trykkpåkjenning er forsåvidt et annet spørsmål enn det foregående. Grønland senker sig nå for tiden, og flere ting tyder på at det samme er tilfelle med Spitsbergen¹. I disse arktiske landene har isen bredt sig meget sterkt etter den siste varmetid, og jeg har antatt at senkningen skyldes den meget sterkt økede belastning. Hvis dette er riktig, får vi et holdepunkt til besvarelse av spørsmålet. Den post-glaciale varmetiden slutter omkring 850 år før Kr., og først da kunde breene begynne å rykke frem. I løpet av omkring 2800 år måtte breene være vokset så meget at belastningen blev vesentlig øket, enn videre måtte den siste rest av hevnings-bevegelse bringes til ophør og vendes om til senkning. Og endelig skulde senkningen ha fortsatt en ganske lang tid. På Spitsbergen har jeg anslått denne senkningen til 5 7 m., og hertil måtte også i tilfelle adderes en liten forandring av havstanden som NANSEN og DALY antar. Dette synes jo å vise at landet reagerer forholdsvis meget hurtig på en ny belastning.

Videre spørsmål er: Når landet belastes av en vekt og synker som følge derav, så må altså en viss masse i dypet, la oss si fortrenses. Svarer vekten av belastningen til den fortrenste masse, så der altså blir fullkommen hydrostatisk likevekt, eller kan jordskorpen bære en del av vekten på grunn av sin stivhet? Dette tør være ganske avhengig av størrelsen av det belastede areal, men vi har egentlig bare faste holdepunkter på ett sted, nemlig ved Bonneville-sjøen. Her hevet landet sig mellom 40 og 50 m. i de centrale deler da en vannlast på omkring 300 m. blev fjernet her. Antar man at den fortrenste masse i jordens indre hadde en sp. vekt på 3, svarer de 40 50 m. heving til en vannmasse på 120 150 m. Etter dette å dømme skulde nedtrykningen svare til omkring halvparten, eller noe mindre enn halvparten av belastningens tyngde. Man kan også uttrykke det så, at en del av belastningen bæres av jordskorpen på grunn av dens stivhet.

Hvor store må så de belastede arealer være for at en bevegelse skal kunne komme i stand? Eller hvad er det minimale areal som

¹ Forfatteren kom til dette resultat på sin ekspedisjon i 1925 (se Norsk Geogr. Tidsskr. B. 1, s. 336. Oslo 1927.) og fikk sin opfatning helt ut bekreftet ved undersøkelser av ca. 300 år gamle hollandske trankokerier på en ekspedisjon i 1928.

selvstendig formår å sette sig i isostatisk likevekt? NANSEN kommer til at betydelige isostatiske bevegelser kan finne sted i arealer som ikke er mere enn et par hundre km. i diameter eller endog adskillig mindre, og dette stemmer meget godt med BOWIES undersøkelser over likevekten efter tyngdens fordeling.

Et spørsmål er av særskilt stor prinsipiell betydning når det gjelder tydningen av de isostatiske bevegelsers natur. Man antar at senkningen i Fennoskandia var ledsaget av en perifer oppbulning, en ringformig heving, av det nærmeste land utenfor depressjons-området, mens landet lenger bort ikke var påvirket. Da så det centrale hovedområde hevet sig igjen, skulde den ringformige oppbulning utjevnes og forsvinne. Hvis dette er riktig, vilde det bevise at de fortrenge masse i dypet fløt ut til sidene, hvor de så frembragte en mindre heving. Det forekommer mig at denne antagelse ikke er så helt sikkert begrunnet. Antar man *bare* isostatiske bevegelser av landmassen, så er det den eneste rimelige tydning på en rekke iakttagelser, men siden vi nå også må anta eustatiske bevegelser av havnivået, så trenger spørsmålet en revisjon ut fra dette synspunkt. Noe mere bestemt kan jeg ikke uttrykke mig om dette foreløbig, uten at jeg foreløbig setter perifer-hevningen under tvil.

Samler vi det som er sagt om likevektsforstyrrelser av jordskorpen bevirket ved belastning eller avlastning, så blir det i korthet følgende: Strandflaten viser at landet vender tilbake til omtrent samme likevekts-tilstand som det hadde før forstyrrelsen. De eustatiske interferenser kan skilles ut som et fremmed element, og bevegelsen blir da av rent isostatisk karakter, så vidt vi hittil vet eller kan anta. Jordskorpen synes å reagere forholdsvis meget hurtig like overfor trykkpåkjenninger, mens der viser sig forholdsvis mere langvarige eftervirkninger. I alle fall for relativt små arealers vedkommende (Bonneville-sjøen) ser det ikke ut til at senkningen svarer helt til belastningens størrelse.

Vi kommer altså til at jorden forholder sig plastisk like overfor langsomt press, jordskorpen er forholdsvis meget ømfintlig og lett bevegelig like overfor disse likevektsforstyrrelsene, således som NANSEN har fremhevet så sterkt. Og dette svarer til de anskuelser som den nyere skole i tyngdeforskningen er kommet til ad en ganske annen vei.

Jordskjelvbølgens forplantning og jordens indre.

Jeg har hittil gitt en sammentrengt oversikt over likevekts-tilstandene i jordskorpen, men vi må også spørre om hvorledes de deler av jordens indre, som betinger denne likevekts-tilstand, forholder sig. Det viktigste middel til å få direkte opplysninger om jordens indre beskaffenhet er jordskjelvs-bølgene. Et riktig stort jordskjelv ryster hele jorden. Noen bølger går tvers igjennem jordens indre, men hovedstøtet forplanter sig langs jordskorpen. Av de bølger som går

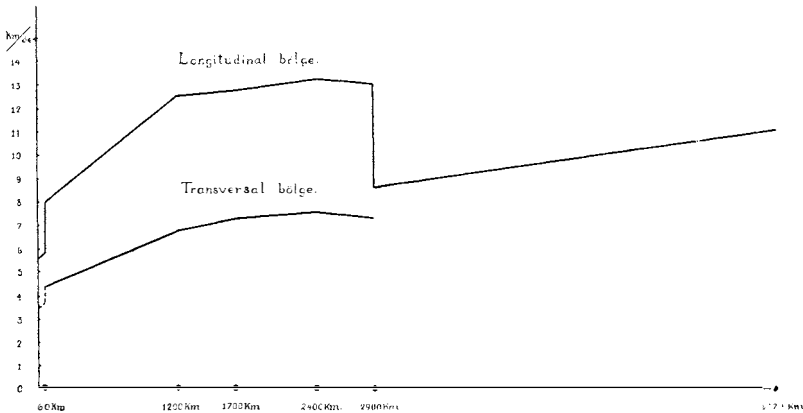


Fig. 4.

gjennom jordens indre er der to slag, nemlig en bølge som svinger longitudinalt, med fortettninger og fortynninger som en lydbølge, og en som svinger transversalt, loddrett på bevegelsesretningen. Ved å studere disse bølgerne og deres refleksjoner mot jordskorpen har man funnet at jordens indre er oppbygget av skall med diskontinuerlige grenseflater, hvor strålene forandrer sine hastigheter så de bøies og brytes. Det kan henvises til fig. 4.

Man vil se at jordens indre består av tre hovedsoner, som jeg forøvrig ikke skal gå nærmere inn på, men bare nevne at kjernen antas å bestå av nikkelstål, mens V. M. GOLDSCHMIDT med tilslutning bl. a. av TAMMANN først har antatt at mellomsonen består av sulfider og oksyder. Den ytre sone antas å bestå vesentlig av basiske silikater.

Jordens indre fra overflaten av og i hvert fall helt inn til jernkjernen må antas å være fast og rigid, siden den transversale stråle trenger igjennem. Denne stråle vil nemlig absorberes av selv et tynt

lag med flytende magma, og et sånt sammenhengende lag kan altså ikke finnes under jordskorpen. Derimot kan man ha og har sikkert også isolerte magmabasiner i jordskorpen. På grunnlag av disse strålene har man da også funnet at fastheten er meget stor, stoffet forholder sig ganske rigid, stigende innad, like overfor krefter av kort periode som jordskjelvs-bølgene. Dette viser forsåvidt intet om aggregattilstanden, om stoffet befinner sig over eller under det kritiske punkt, det viser bare stoffets konsistens, og den er fast.

De nyere jordskjelvs-undersøkelser har vist at man, foruten disse skallene dypt inne i jordens indre, også har et meget utpreget diskontinuerlig nivå i bare omkring 60 km.'s dyp. Det kan henvises til fig. 4, lengst til venstre. Dette nivået blev først funnet av en serber ved navn MOHOROVIČIĆ. Det kan bare iakttas i mindre avstand fra jordskjelvs-arnested (ved nærskjelv), og det viser sig ved forskjellen mellom den direkte og den brutte longitudinale stråle. De beste målingene har man fra Mellem-Europa, og det var nok den svære eksplosjonen ved Oppau i 1921, da 45 000 tonn sprengstoff gikk i luften, som har gitt det beste materiale til beregningen av bølgehastighetene.

Jordskorpens tykkelse. Slutning.

Det er klart at dene nyfunne diskontinuitetsflaten i 60 kms. dyp er av stor betydning, siden der skjer et ganske stort sprang i stråle-hastigheten her, fra 5,9 til 8 km. i sekundet. Derimot er det ikke lykkes med sikkerhet å påvise noe nivå i omkring 100 eller 120 km.'s dyp, hvor den isostatisk utjevningsflaten er beregnet å ligge.

Det kan i virkeligheten også være tvilsomt om dette siste nivået har noen nærmere definerbar fysikalsk betydning; det synes i hvert fall ikke å være nødvendig å anta det. Det er en beregnet kompensasjonsflate, og en sånn flate *kan* også fremkomme selv i et homogent medium. Antar man for enkelhets skyld at de ytre deler av jorden består av to stoffer med forskjellig spesifikk vekt, f. eks. et granittisk og et gabbroid stoff, så vet vi fra tyngdeundersøkelsene at kontinentene stort sett består av granittiske bergarter. En søile gjennom et kontinent og ned til utjevningsflaten kan i hovedsaken bestå av en lett granittplate som hviler på det tungere gabbroide stoff, og denne søile holdes omtrent i likevekt av en kortere søile, som bare består av tungere gabbroid stoff. Det foreligger da i og for sig ingen nødvendighet i å tillegge utjevningsflaten dypt nede i det gabbroide stoff noen

fysikalsk betydning, men jeg vil dermed ikke ha sagt at den ikke har det. Det ligger derimot nær å anta at de prosesser som står i forbindelse med de isostatiske utjevningsbevegelser, utspiller sig over 100 km.'s-nivået og helst under 60 km.'s-nivået, av hvilken art disse prosesser enn kan være.

Siden, på den annen side, 60 km.'s-nivået faktisk representerer et betydelig diskontinuitets-nivå, må det i hvert fall tillegges fysikalsk betydning, og det ligger forsåvidt nær å anta at det representerer den undre grense for hvad vi kan kalle jordskorpen. Men hvilken fysikalsk betydning dette nivået har er ikke lett å avgjøre, og jeg skal i det følgende nøie mig med å trekke frem enkelte momenter som er av interesse for bedømmelsen.

Jordskjelvene gir en opplysning til her, og det gjelder dybden av jordskjelvenes arnesteder under overflaten. Vi vet at mange jordskjelvs-forstyrrelser, og det gjelder særlig de største, når helt op i dagen, hvor de kan vise sig som sprangvise forrykninger, forkastninger. Ved jordskjelvet ved San Francisco i 1906 opstod der f. eks. en horisontal forskyvning på op til 6 m. langs en spalte. Men mange forstyrrelser foregår bare på dypet, og dybden kan bestemmes forholdsvis nøiaktig nå ved hjelp av de samme metodene som førte til opdagelsen av 60 km.'s-nivået. Man har således mange jordskjelv ned til omkring 40 km.'s dyp, og en av de sikreste bestemmelser gir 55 km. Det var et Mellem-Europeisk jordskjelv i 1911. Vi kan si at jordskjelvenes arnesteder såvidt vi hittil vet holder sig over 60 km.'s-nivået.

Temperatur spørsmålet, som er av så stor betydning, er i virkeligheten meget komplisert, og vår store vanskelighet ligger for tiden her. Temperaturen stiger som vel kjent mot dybden, noe som man finner ved temperatur-målinger i dype borhuller. Middel for borhuller i Europa gir $3,1^\circ$ for hver 100 m. og for Amerika $2,4^\circ$. Disse borhullene går mest i sedimentære bergarter, mens temperaturen synes å stige noe langsommere i granitter og gneiser. Et dypt borhull i Syd-Afrika i sånne bergarter gir f. eks. omkring 2° for hver 100 m. Det dypeste borhull man har er omkring $2\frac{1}{4}$ km. dypt, og spørsmålet er om man kan tillate sig å ekstrapolere disse temperatur-gradienter videre mot dypet. Hvis man utfører denne ekstrapolasjonen efter 2° på 100 m., får man en temperatur på 1300° , omtrent svarende til en rekke bergarters smeltepunkter, i et dyp på 65 km. Hvis temperaturen bare var avhengig av jordens avkjøling og varmeled-

ningsevne, kunde man også benytte en av lord KELVIN opstillet formel, hvori også jordens alder inngår, og få et tilnærmet begrep om temperaturen i jordens indre.

Imot en sådan betraktning har der imidlertid reist sig vektige innvendinger, som skriver sig fra undersøkelsene over de radioaktive substanser. Sammenbruddene av uran- og thorium-atomene og delvis andre atomer, er ledsaget av en svak varmeutvikling, og denne kan vanskelig skilles fra den varmemengde som tilføres jordskorpen ved ledning fra jordens indre. De beregninger over det radioaktive varmetilskudd som er utført gir meget vekslende resultater, alt efter forutsetningene for beregningene. Man har til dels gått så vidt som til å anta, at jorden befinner sig i termisk likevekt, at varmetap og varmetilførsel skulde holde hinannen i likevekt, noe som geologene i hvert fall vanskelig kan gå med på.

De mest radioaktive elementene, uran og thorium, anrikes i granittene, mens de gabbroide bergarter bare inneholder omkring fjerdeparten så meget av dem. Denne fordeling tydes av GOLDSCHMIDT således, at de to elementer først samler sig med silikatene, de er lithofile, på grunn av sin affinitet til surstoff. Dernest samler de sig i restmagmaen, d. v. s. granittene, fordi dens atomer er så tunge eller store at de ikke inngår isomorft i de først utskilte silikat-forbindelser. De radioaktive elementer kan altså også kalles kontinentale elementer, fordi granittene for en stor del danner undergrunnen her, mens det oceaniske underlag stort sett må være av mere basisk, mindre radioaktiv karakter. Den amerikanske geolog DALY antar derfor også at jordskorpen er noe tykkere under oceaner enn under kontinenter.

Opfatningen hos mange geofysikere går for tiden ut på, at temperaturen stiger meget langsomt når man kommer innenfor den ytre radioaktive skorpe, og at jorden befinner sig i krystallinsk tilstand meget langt nedover mot jordens indre. Andre, som DALY, benytter sig derimot stort sett av en ekstrapolasjon av den geotermiske gradient til forholdsvis store dyp, og antar et substratum av basaltglass under et nivå på omkring 60 km.'s dyp. Man må i det hele si at spørsmålet er meget vanskelig, og at man befinner sig på usikker grunn. Det lar sig vel imidlertid neppe nekte at DALYS teori har sine meget tiltalende sider.

På ett område er man dog heldigere stillet, nemlig når det gjelder holdepunkter for bedømmelse av den krystalline form hvori massene på stort dyp befinner sig. Gabbro-bergartene har som vist av ESKOLA

en normaltrykk-„drakt“ og en høitrykk-„drakt“, ESKOLAS eklogit-facies. Mens normale gabbroer er karakterisert av mineralene olivin og plagioklas, fører eklogitene vesentlig granat og pyroxen, som inntar omkring 15% mindre volum. ESKOLA og GOLDSCHMIDT antar derfor at man har et sammenhengende eklogitt-skall nede i jorden, en idé som forøvrig var antydnet av anglo-indieren LEIGH FERMOR, men som først har fått en fast basis ved ESKOLAS undersøkelser. Hvilken beliggenhet dette eklogit-skallet kan antas å ha, vil være avhengig av ens standpunkt til temperatur-spørsmålet, men jeg skal nevne at GOLDSCHMIDTS beregninger over diamant-dannelsen tyder på et ganske dypt nivå.

Det vil føre for vidt å diskutere nærmere det siste men kanskje viktigste av de problemer som jeg skal berøre her, nemlig det som angår de prosesser som utspiller sig i jordens indre når likevekten blir forstyrret. Men det må nevnes at man har to hovedmuligheter. Belastningen kan bevirke en horisontal utflytning til siden av masser som er plastiske for langsom trykkpåkjenning. Man vil da kunne få en ringformig hevning omkring hoveddepressjonen. Den annen mulighet er fremholdt av ESKOLA. Et øket eller minsket trykk på et område kan så å si opfanges ved volumforandringer langs grensen mellom gabbro-bergartene og eklogit-bergartene. Økes belastningen går en del gabbro over til eklogit, men minsker den, finner den omvendte prosess sted. I dette tilfelle kan man ikke vente å få noen ringformig hevning utenfor depressjons-området, siden det antas at der ikke finner noen horisontalbevegelse sted. Det vil altså være ganske stor prinsipiell betydning å få bragt de faktiske forhold her på det rene.

Vi er nådd til slutten av vår korte omtale av jordskorpen og dens likevektsforhold. De metoder hvorved man søker å trenge inn i jordskorpens og jordens hemmeligheter er mange, og her er det bare kommet frem noen antydninger om i hvilke retninger de går. Men når det gjelder studiet av isostasien og likevektsforholdene selv, må vi, som NANSEN har sagt, stille studiet av de faktiske begivenheter som utspiller sig på overflaten i første rekke, vi må søke å følge disse bevegelser så godt som mulig, og her er Skandinaviens, og på flere måter særlig vårt eget land, gunstigere stillet fra naturens hånd enn kanskje noe annet område på jorden.