

chokerende



af P.Vallabh Sharma

Figur 1 viser en dynamitsprængning ved Strøby sandstensbrud på Bornholm. Sprængning er en almindelig teknik ved brydning af hårde bjergarter - men det var ikke sagen her.

Hvorfor så sprænge hul i Jorden?

Svaret er, at ved sådanne eksplosioner kan man få vigtige oplysninger om bjergarternes elastiske egenskaber, og de kan yderligere give et billede af de dybere liggende strukturer, der ikke er umiddelbart synlige for en geolog. Chokbølger fremkommer ved jordskælv eller for eksempel atombombesprængninger og er vigtige for tolkningen af Jordens indre, men bølgerne kan også frembringes ved affyring af sprængladninger. De samme principper benyttes iøvrigt ved undersøgelser af Månens opbygning på grund af chokbølgerne fra meteoritnedslag. Hvordan får man disse oplysninger og hvordan registreres de? Hvilken dybde kommer de fra? Og i hvor høj grad er de pålidelige? For at kunne besvare disse spørgsmål må vi først have en fornemmelse af grundlaget for brydning og tilbagekastning af seismiske bølger, som er en slags lydbølger med lav frekvens.

KORTLÆGNING VED HJÆLP AF BRYDNINGSMETODEN (REFRAKTION)

Det fysiske grundlag for det seismiske brydningsfænomen er, at der er forskelle mellem chokbølgers hastighed i forskellige materialer eller bjergarter. Hastigheden for lydbølger eller chokbølger i luft er cirka 330 m/sek., i vand cirka 1450 m/sek., i løse aflejringer, for eksempel fra 400 til 2500 m/sek., i faste sedimenter fra 2000 til 4500 m/sek. (alt afhængig af alder og dybde under overfladen), og i krystallinske bjergarter fra 4000 til 6000 m/sek.

Den seismiske brydningsmetode gør brug af det forhold, at når en chokbølge på dens vej ned i jorden rammer en grænseflade, hvor der er en markeret og skarp ændring i de elastiske egenskaber, så brydes bølgen i overensstemmelse med simple optiske love, (som når lyset brydes). Hvis det underliggende lag er mere kompakt og har en højere seismisk hastighed, brydes bølgen mod det horisontale plan (se figur 2a). Mellem chokbølgens indfaldsvinkel (i) og brydningsvinkel ($r =$ refraktion) samt de seismiske hastigheder (V_1 og V_2) består det simple forhold:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

For at få brydningsvinklen r på 90° , må $\sin i$ være lig med V_1/V_2 . Det er denne brydning langs og parallelt med grænsefladen der er af grundlæggende betydning i den seismiske brydningsmetode. Det sker hver gang en bølge rammer grænsefladen under den kritiske vinkel i_k (se figur 2b). Den brudte bølge bevæger sig langs grænsefladen med hastigheden V_2 , men på forskellige punkter langs grænsefladen som for eksempel B_1 , B_2 og så videre trænger den igen op i det øvre lag langs baner, der danner samme vinkel i_k . Sådanne dobbelt brudte bølger når op til jordoverfladen, og det er ved at registrere dem, at man får oplysninger om grænsefladens dybde og form. Læserne må ikke blive forskrækkede over ligningerne i teksten - de skal først og fremmest vise, at de tilhørende udregninger principielt er meget enkle.

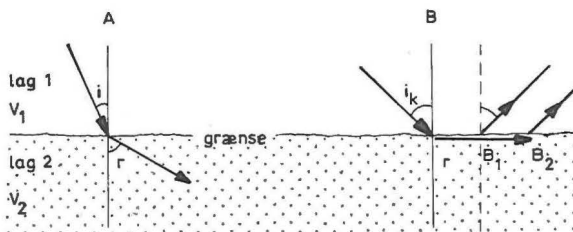


Fig. 2. Brydning (refraktion) af en seismisk chokbølge ved grænsen mellem to forskellige bjergarter. $i =$ indfaldsvinkel. $r =$ brydningsvinkel. $B_{1-2} =$ punkter hvor bølgerne kommer op ved dobbeltbrydning. $V_{1-2} =$ seismiske hastigheder i lag 1 og 2.

DYBDEBESTEMMELSE VED BRYDNINGSMETODEN

Hvis vi anbringer et antal måleinstrumenter - såkaldte geofoner - der er følsomme for jordbunds vibrationer langs en ret linie fra sprængstedet (se figur 3), vil den første impuls der kommer til de nærmeste geofoner være den direkte bølge, som bevæger sig langs overfladen med hastigheden V_1 . Men ved de fjernere geofoner vil den bølge, der kommer først, være den dobbelt brudte bølge, simpelthen fordi den på en del af strækningen bevæger sig med den højere hastighed V_2 i det dybere mere kompakte lag og således indhenter den direkte bølge. Hvis vi derfor sammenligner tiderne for første ankomst med afstanden mellem sprængsted og geofon (se figur 4), vil de første ankomsttider falde på en ret linie og resten på en anden ret linie, idet hældningen af linierne afhænger af hastighederne V_1 og V_2 , som direkte kan bestemmes ud fra liniehældningerne. Efter på denne måde at have bestemt hastighederne ud fra tid/afstand kurven, får vi det øvre lags tykkelse fra det "knæk" hvor de to tidslinier skærer hinanden. Hvis x_c er afstanden af knæpunktet fra skuddet, kan tykkelsen h fås af:

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Figur 3. Opstilling af geofoner i forhold til sprængsted ved opmåling af et refraktionsprofil.

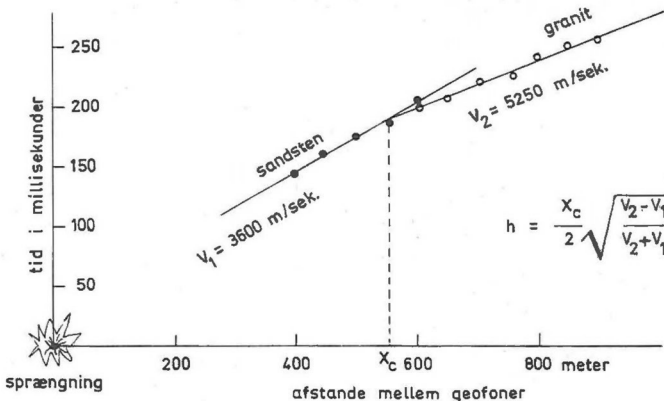
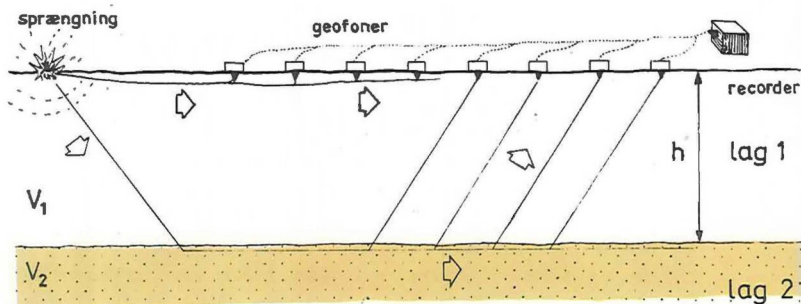
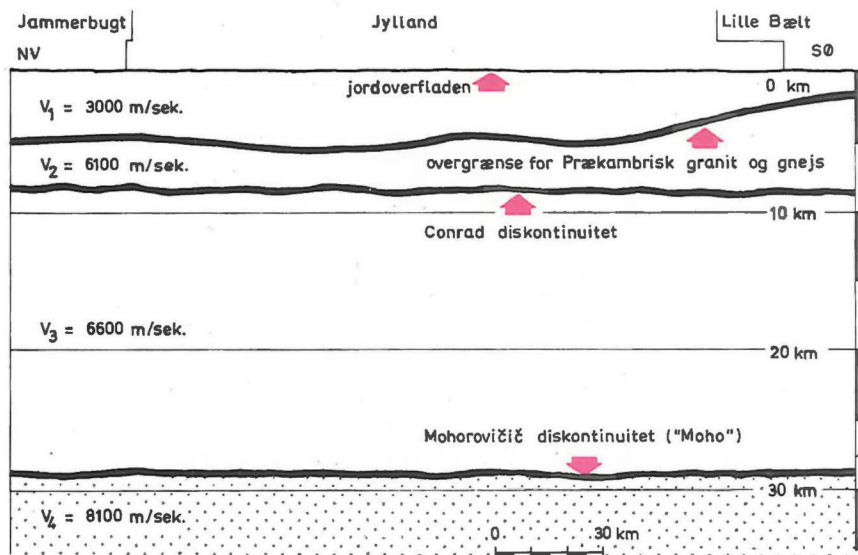


Fig. 4. Tolkning af et seismisk brydningsprofil fra Balka Strand, Bornholm.

Figur 4 viser et eksempel på tolkningen af et brydningsprofil målt på Balka strand på Bornholm. Den beregnede dybde på 130 m til overfladen af granitunderlaget angiver den samlede tykkelse af den overliggende Nexø- og Balkasandsten. Et brydningsprofil laves sædvanligvis på grundlag af sprængninger ved begge ender af geofon-linien. Hældningen af tidlinierne for den "omvendte" sprængning angiver om grænsefladen hælder eller ikke. Hvis grænsefladen hælder, vil tidlinierne hældninger ved måling den ene og den anden vej afvige, således at en større afvigelse svarer til en større hældning af grænsefladen. Men hvis man tager gennemsnittet af de to linier i forhold til hastigheden V_2 , kan man bestemme både den rigtige hastighed og hældningen af det underliggende lag.

BRYDNINGSMÅLINGER PÅ STØRRE DYBDER

I princippet kan brydningsmetoden anvendes på et hvilket som helst lag i forskellige dybder, så længe der er stigende seismiske bølgehastigheder i de følgende dybereliggende lag. I virkeligheden er Jordklodens strukturelle opbygning i skorpe, kappe og kerne netop blevet afsløret ved denne metode med naturlige jordskælv som energikilde. Ved at bruge kun-



Figur 5. Strukturforholdene i den dybere jordskorpe i et nordvest-sydøst profil gennem Jylland fra Jammerbugt til Lille Bælt. For at fremhæve de små højdeforskelle er dybdemålestokken forstørret 5 gange. Diskontinuiteter er grænser, hvor der sker springvise ændringer af de seismiske hastigheder, fordi bjergarterne får en anden sammensætning. Mohorovicic diskontinuiteten, der for nemheds skyld internationalt ofte bare betegnes som "Moho", repræsenterer grænsen mellem Jordens skorpe og kappe.

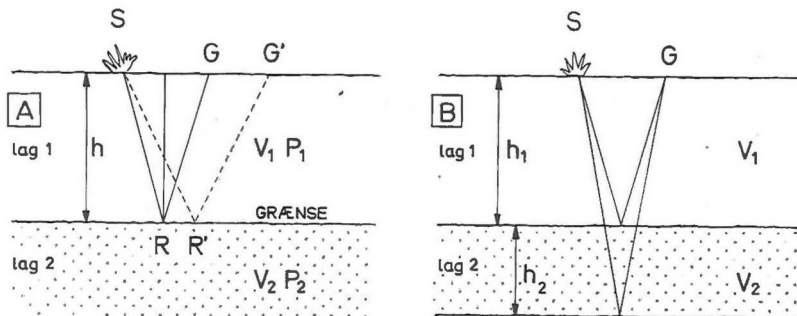
(modificeret efter Hirschleber m.fl. 1966)

stige energikilder, som dynamitekspllosioner, er det kun muligt at nå ned til omkring 50 km's dybde, og afstandene mellem sprængsted og geofoner er da oppe på 150 - 200 km. Figur 5 viser strukturen af jordskorpen i det nordlige Danmark bestemt ved den seismiske brydningsmetode.

PRINCIPPET FOR REFLEKTIONSMETODEN

I princippet er tilbagekastning eller refleksion af seismiske bølger det samme som for almindelige lydbølger. Den energimængde, der reflekteres fra en grænseflade afhænger af "den akustiske impedans" af de to medier ved grænsen mellem dem. Ved en næsten lodret tilbagekastning (se figur 6a) når den reflekterede energi E_r et maksimum og kan udtrykkes som en brøkdel af den oprindelige energi E_i :

$$\frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{V_2 P_2 - V_1 P_1}{V_2 P_2 + V_2 P_1} \right)^2$$



Figur 6. Princippet i målinger ved den seismiske refleksionsmetode (tilbagekastning). A: Forholdene ved en enkelt reflekterende grænseflade. B: To reflekterende grænseflader. V_{1-2} = Den seismiske hastighed i de pågældende lag. P_{1-2} = Vægtfylden af de pågældende lag. h_{1-2} = lagtykkelser. S = sprængsted. G = Geofon.

En chokbølge, der starter fra sprængningen S tilbagekastes ved et punkt R på grænsefladen mellem de to lag og kommer til geofonen G. Hvis h er tykkelsen på det øvre lag og t er den tid den tilbagekastede bølge er om at komme til G, så er

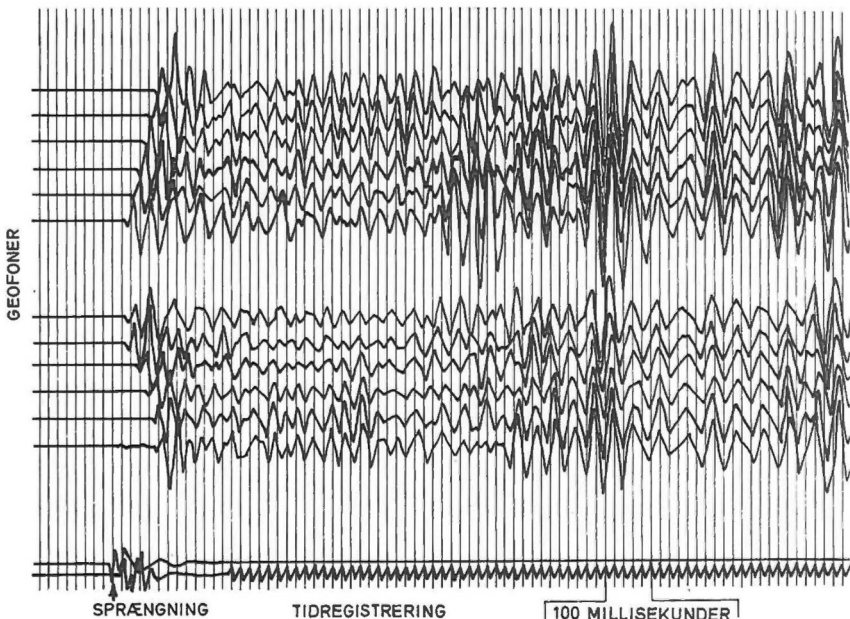
$$t = \frac{2 \sqrt{SR}}{V} \approx \frac{2h}{V}$$

Dette tilnærmede forhold gælder kun, hvis afstanden fra sprængsted til geofon (SG) er lille i forhold til dybden (h) af den grænseflade, som reflekterer bølgen. I praksis anbringes en række geofoner, illustreret ved GG' i figur 6a, i en relativt kort afstand fra sprængstedet. Størrelsen af den underjordiske grænseflade, der kan kortlægges ved denne opstilling af geofoner, vil være afstanden RR' som vist i figur 6a. Ved trinvis flytning af hele sprængsted/geofon rækkens opstilling kan man lave en kontinuert kortlægning af refleksionshorisonten.

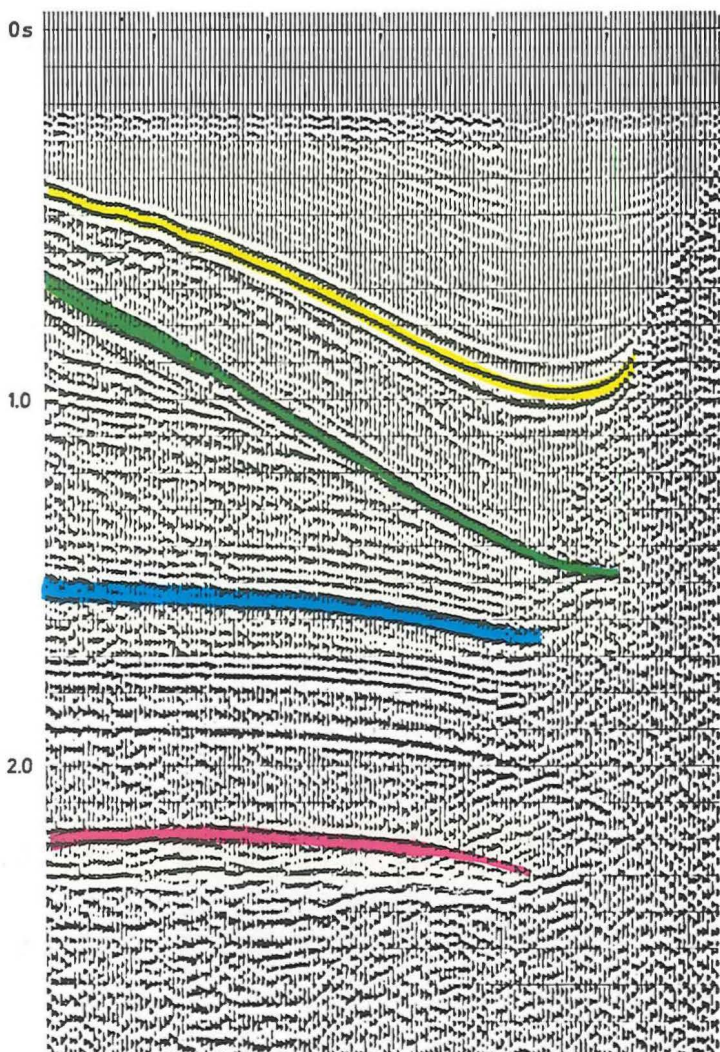
Hvis der er to grænseflader, som vist i figur 6b, er de tilsvarende refleksionstider givet ved

$$t_1 \approx 2h_1/V_1 \qquad t_2 \approx 2 \left(\frac{h_1}{V_1} + \frac{h_2}{V_2} \right)$$

Hvis hastighederne V_1 og V_2 er kendt, kan lagtykkelserne h_1 og h_2 beregnes. Tiderne t_1 og t_2 aflæses på refleksionsseismogrammet. Et typisk refleksionsseismogram vises på figur 7, hvor tydelige refleksionshorisonter angives ved en karakteristisk koncentration af signaler med store udsving. Man kan opnå sammenhængende tidsserier for refleksionshorisonterne ved sammenligning af en serie seismogrammer opnået gennem en kontinuert profiltagning. Figur 8 viser et tidsprofil for de forskellige refleksionshorisonter i et aflejringsbassin i Nordsøen. Det er tydeligt, at sådanne tidsafsnit giver et direkte billede af de geologiske strukturer under overfladen.



Figur 7. Typisk refleksionsseismogram optaget af en recorder med indgange for 12 geofoner.



Figur 8. Seismisk reflektionsprofil, som viser de geologiske strukturer i Nordsøen i randen af en opskudt saltthorst (til højre). Grænsen mellem aflejringer fra forskellige perioder er vist med farver: Undergrænsen for Trias = rød. Undergrænsen for Jura = blå. Undergrænsen for Øvre Kridt = grøn. Undergrænsen for Tertiær = gul. Tallene til venstre viser tiden i sekunder.

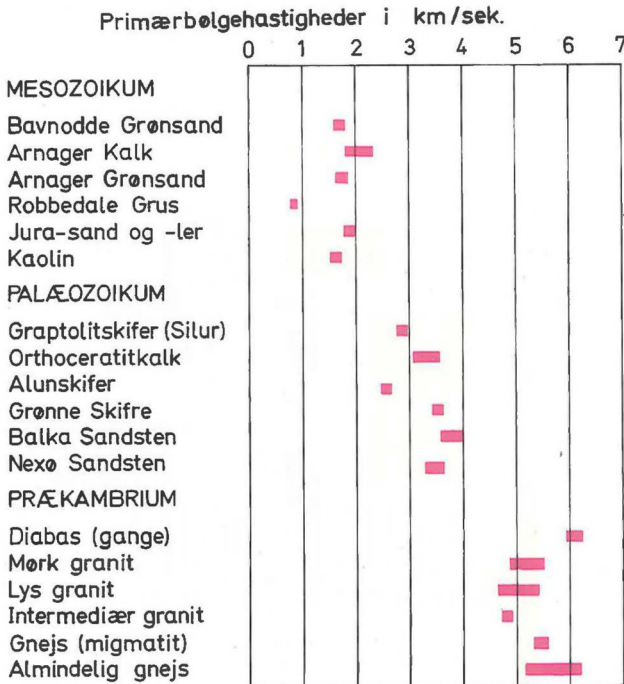
BEHOVET FOR SEISMISKE HASTIGHEDSDATA

For at omsætte seismiske tidsprofiler til dybdeprofiler er det nødvendigt at kende gennemsnitshastighederne i de geologiske dannelser, der ligger mellem de forskellige refleksionshorisonter.

Som hjælp til den geofysiske tolkning er det bedst at måle de seismiske bølgehastigheder på stedet. Hvor det er muligt foretages hastighedsmålingerne i dybe borehuller ved hjælp af et nedsænkbart udstyr, så man opnår en kontinuerlig registrering af hastigheden (CVL) som en funktion af af dybden.

I et ukendt område, hvor der ikke er tilgængelige borehuller, kan man bestemme seismiske hastigheder ud fra målinger foretaget ved jordoverfladen. I et område, hvor der er gode overfladeblotninger kan man måle hastigheder ved at lave sprængninger nær ved en geofonlinie, der anbringes direkte over blotningerne af de forskellige bjergarter.

Da blotningerne sædvanligvis er dækket af kvartære lag i varierende tykkelser, er det nødvendigt at korrigere hastighedsprofilen ved at sprænge fra begge ender. Ved at bruge denne metode har man fået hastighedsdata fra mange af bjergarterne på Bornholm (se figur 9). Strengt taget



Figur 9. Seismiske chokbølgehastigheder i bjergarter fra Bornholm.

gælder hastighederne kun for selve de lokaliteter, hvor de er målt. Ikke desto mindre kan omfanget af de observerede hastighedsforskelle mellem forskellige bjergartstyper tjene som en almindelig rettesnor for, hvor den seismiske metode kan anvendes som redskab til afsløring af undergrundens struktur. Det er vigtigt at bemærke, at de hastigheder der opnås på denne måde er brydningshastigheder for bølger, der bevæger sig parallelt med lagene, og de er normalt 10-15 % højere end refleksionshastigheder, der gælder for bølger, der bevæger sig vinkelret på lagene.

ENERGIKILDER TIL CHOKBØLGER

Langt den mest almindelige metode til at frembringe seismiske bølger er at sprænge dynamitladninger. Denne metode har den fordel, at den nødvendige energi altid kan opnås ved hjælp af en tilstrækkelig mængde sprængstof. Hvad der taler imod sprængstoffer er, at der må træffes meget strenge sikkerhedsforanstaltninger, og selv når det er gjort, kan sprængstofferne ikke bruges i tæt befolkede områder.

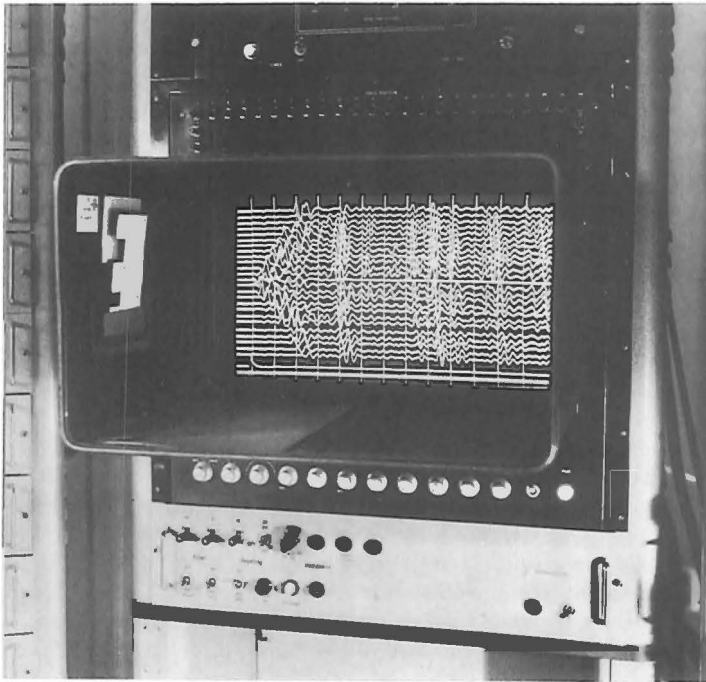
Man har også forsøgt at frembringe seismiske bølger på andre måder, for eksempel ved at lade tunge masser falde. En vægt på 2-3 tons, anbragt på en lastbil, slippes løs fra en højde på cirka 3 m. Metoden har med held været anvendt i Saharas sandede ørkenområder. For overfladiske dybdeundersøgelser med henblik på tekniske konstruktioner kan hammerslag på jordoverfladen være en passende energikilde. Ude over havbunden bruges ofte en elektrisk gnist udladet under vandet som energikilde. For nylig har man også prøvet vibrationskilder med kontinuert bølgeudvikling (se figur 10). Men ingen af disse kilder kan konkurrere med dynamit med hensyn til gennemtrængningsdybde.



Figur 10. Med en passende stor energi kan en vibrator monteret på en lastbil frembringe en kontinuert serie chokbølger til seismiske undersøgelser af den højere liggende undergrund (Firmaet Prakla, Vesttyskland).

INSTRUMENTER TIL PÅVISNING OG REGISTRERING

Hvilken energikilde der end benyttes påvises de brudte eller reflekterede seismiske bølger, der når op til jordoverfladen, ved en række geofoner. Kort sagt er en geofon en mikrofon, der "lytter" til Jordens mindste vibrationer - normalt som en timilliontedel mm - som den omdanner til elektriske impulser. Disse impulser forstærkes og sendes ind i en registreringsenhed (se figur 11). Sædvanligvis registreres impulserne på et magnetbånd, akkurat som tale og musik registreres hjemme på en båndoptager. Når man så kører båndet igen, svarer det til at affyre sprængladningen igen. Dette gør det muligt at prøve forskellige filtreringsmetoder for at forbedre signalforholdene. I virkeligheden er det moderne registreringssystem indrettet sådan, at alle de nødvendige forbedringer og rettelser i de opnåede data kan foretages under afspilning af båndet (se figur 11). Data-mængden ender sluttelig i en regnemaskine. Resultatet fra regnemaskinen giver så et detaljeret billede af den geologiske struktur under overfladen, og det var netop formålet med den seismiske undersøgelse.



Figur 11. De seismiske data kan optages på magnetbånd og kan derefter som vist på billedet afspilles via en billedskærm til videre analyse af refleksionsseismogrammet.

A. V. Shering