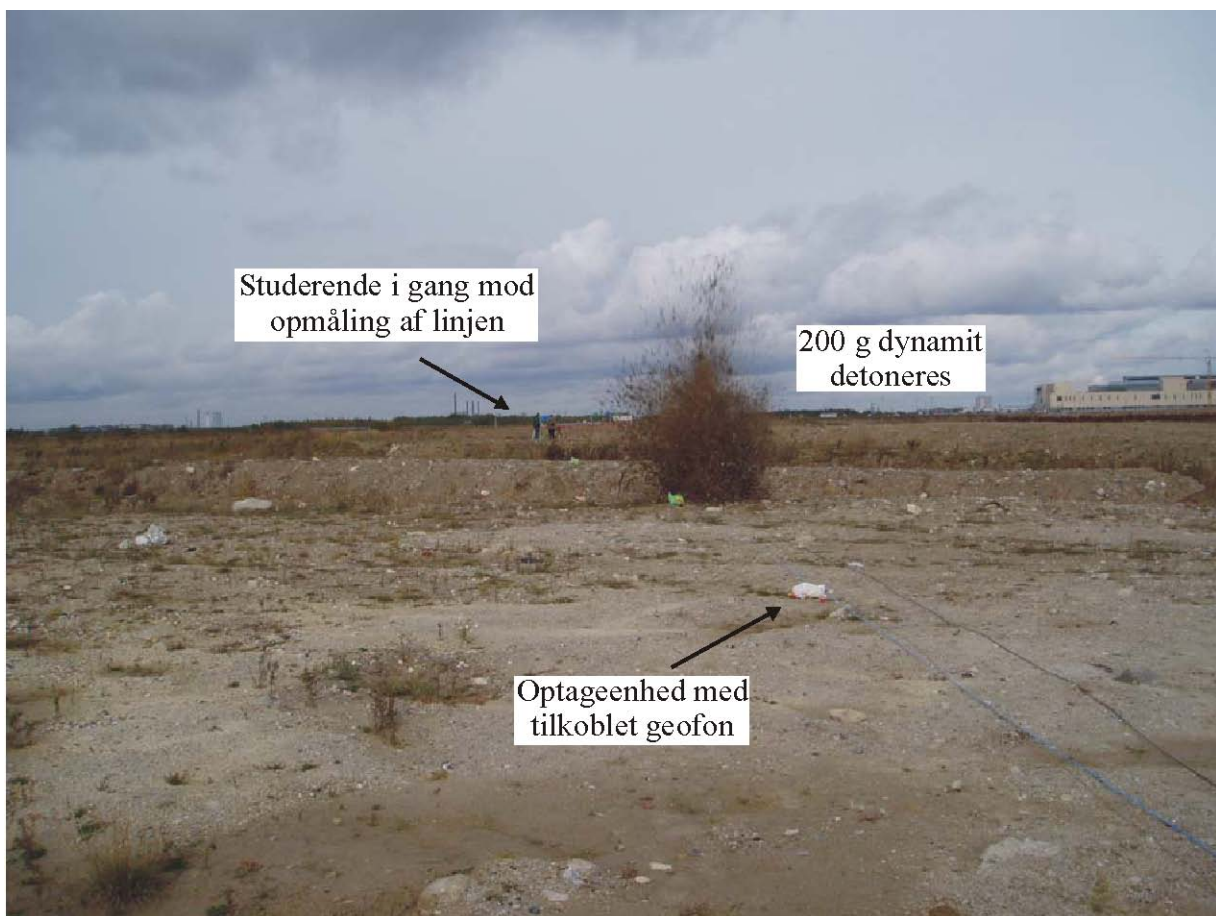


Seismik og jordskælv

Introduktion

Seismiske bølger fra kraftige eksplosioner (fx atombomber eller store dynamitladninger) eller jordskælv udbreder sig over store afstande. Løbetiderne og bølgeformerne for disse bølger kan benyttes til at beskrive jordens overordnede opbygning i kugleskaller og påvise ensartede zoner ned ca. 3000 km dybde. Mindre seismiske kilder benyttes til at kortlægge sedimentære strukturer, og anvendelsen af seismiske metoder er meget udbredt i f.eks. olie- og gasefterforskning. Mange professionelle geologer og geofysikere anvender derfor jævnligt seismiske data. På Fig. 1 ses geologistuderende, som er i gang med et seismisk eksperiment på Amager. Formålet er her at kortlægge Carlsbergforkastningen, som er en brudzone tværs gennem Københavnsområdet.

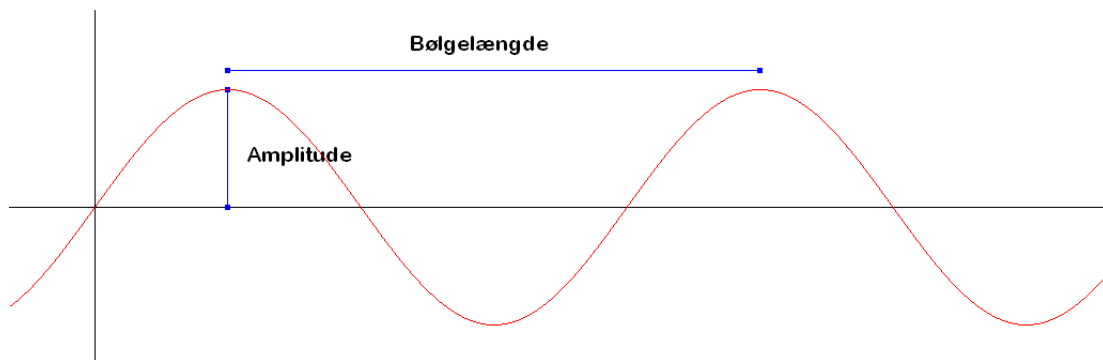


Figur 1: En ladning på 200 gram dynamit detoneres, og der udsendes en seismisk bølge. Reflekterede og refrakterede bølger fra undergrunden registreres af geofoner placeret langs en profilinje.

Bølger

Lidt teori om bølger.

Nedenfor er vist en sinuskurve. Billedet er et øjebliksbillede af en bølge. 1.aksen angiver sted og 2.aksen udsvingets størrelse. Bølgens maksimale udsving kaldes amplituden, og afstanden mellem to bølgetoppe kaldes bølgelængden.



Figur 2: Øjebliksbillede af en sinus bølge.

For bølger på en vandoverflade kan man se både bølgelængde og amplitude. For lydbølger illustrerer grafen variationen i tryk. Dvs. 2.aksen er over- og undertryk i forhold til det normale tryk. Seismiske bølger kan forekomme med mange forskellige bølgelængder.

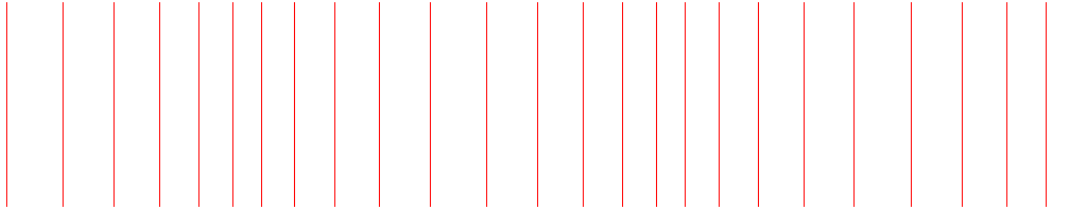
Bølgetyper i seismik

Indenfor jordskælvsseismik beskæftiger man sig typisk med tre grupper af bølger: P-bølger, S-bølger og overfladebølger.

P-bølger

En P-bølge er en bølge, hvor partikelbevægelsen sker i bølgens udbredelsesretning. Den kaldes en trykbølge eller longitudinalbølge. Lydbølger i luft udbreder sig som P-bølger. P kan stå for primær og hentyder så til, at det er den bølge, der udbreder sig med den største fart og derfor når først frem til de seismiske målestationer. "P" kan også stå for det engelske: "*pressure*" og hentyder så til trykforandringerne, som sker i bølgens udbredelsesretning (kompression og udvidelse).

Udbredelsesretning ----->

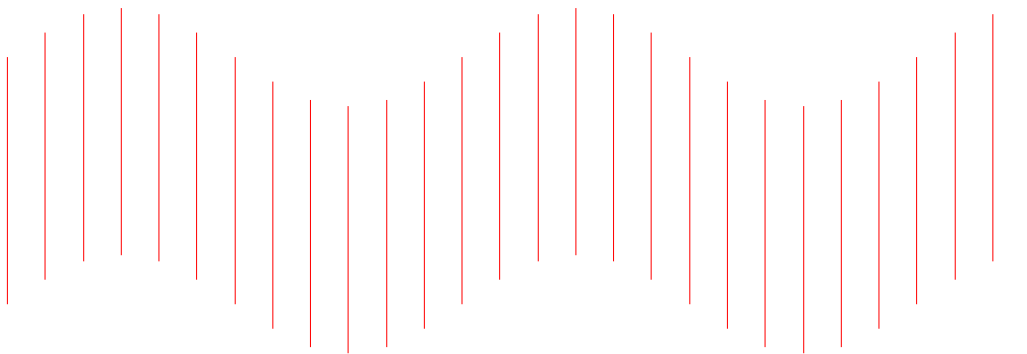


Figur 3: Figuren skal forestille et klippestykke, som er delt op i små skiver. Skiverne bliver skiftevis udvidet (undertryk) og mast sammen (overtryk), når P-bølgen passerer klippestykket.

S-bølger

En bølge, hvor udsvinget sker på tværs af bølgens udbredelsesretning, kaldes en tværbølge eller transversalbølge. S kan stå for sekundær og hentyder til, at bølgen udbreder sig med en lavere fart end P-bølgen og derfor ankommer senere end P-bølgen til de seismiske målestationer. "S" kan også stå for det enkelske "*shear*" og hentyder så til at bølgen vrider materialet, som den udbreder sig i. For at S-bølgen kan udbrede sig, kræves det derfor at materialet kan vrides. Derfor kan S-bølger ikke udbrede sig i væsker.

Udbredelsesretning ----->



Figur 4: Figuren skal forestille et klippestykke, som er delt op i små skiver. Skiverne svinger frem og tilbage på tværs af udbredelsesretningen, når S-bølgen passerer klippestykket.

Overfladebølger

Når man læser om jordskælv, kan man møde betegnelserne L-bølger (Love-bølger) og R-bølger (Rayleigh-bølger).

En **L-bølge** er en vandret polariseret S-bølge, som kun bevæger sig i overfladen af Jorden. En L-bølge vil altså få jordoverfladen til at bevæge sig fra side til side.

En **R-bølge** er en blanding af en P-bølge og en S-bølge og minder nærmest om en bølge i en vandoverflade, hvor de enkelte vandpartikler bevæger sig op og ned og samtidig en lille smule frem og tilbage. R-bølgerne kan ligesom L-bølgerne kun udbrede sig i de øverste dele af jorden langs overfladen.

Seismiske undersøgelser

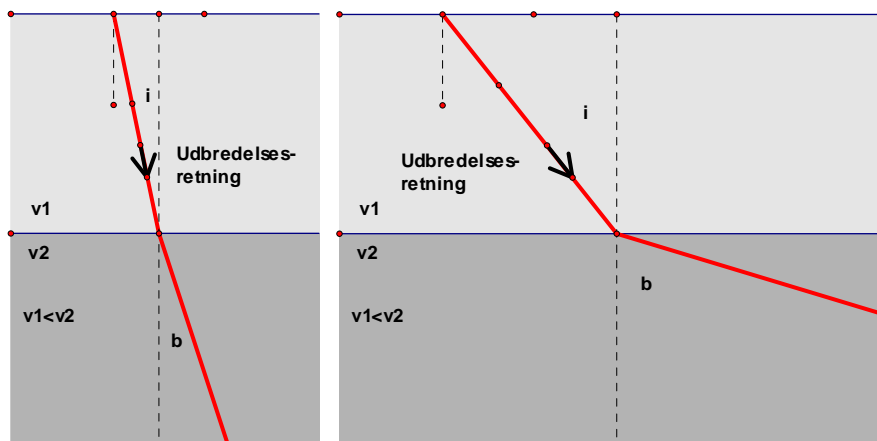
Ved brug af den reflektionsseismiske metode kan man bestemme de seismiske løbetider (tidsdybder) til laggrænser, hvor jordlagenes elastiske egenskaber (P- og S-bølgehastighed og massefylde) ændrer sig. Den refraktionsseismiske metode benyttes til at bestemme den seismiske hastighedsfordeling i undergrunden. Det er for det meste kun P-bølgerne, man kan registrere, når man laver refraktionsseismiske undersøgelser. Her gives en kort introduktion til den refraktionsseismiske metode og hvordan den kan benyttes til at bestemme seismiske hastigheder og dybden til laggrænsen i en simpel, endimensional, to-lags model.

Bølgers brydning og refleksion

Når en bølge rammer en grænseflade mellem to materialer, vil bølgen ændre udbredelsesretning i henhold til brydningsloven:

$$\frac{\sin(i)}{\sin(b)} = \frac{v_1}{v_2}$$

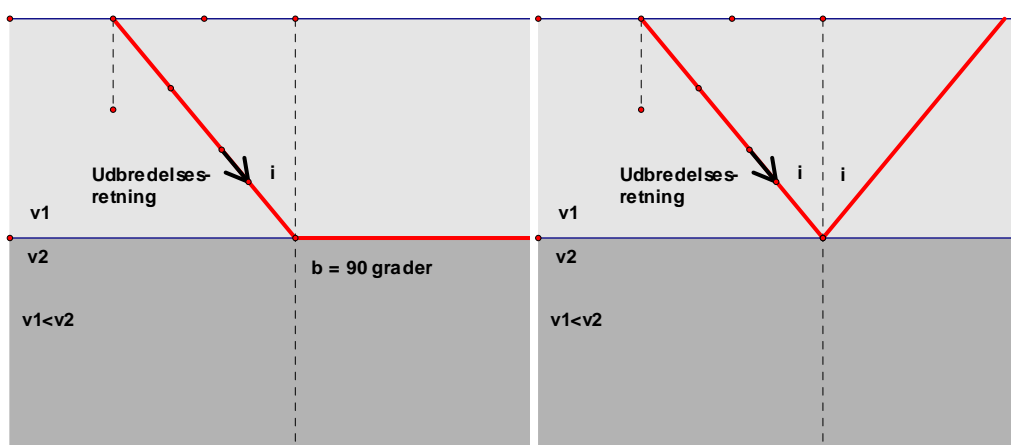
Her er i indfaldsvinklen, b er brydningsvinklen og v_1 og v_2 er udbredelsesfarten i henholdsvis materiale 1 og materiale 2. Hvis $v_1 < v_2$ så er $\sin(b) > \sin(i)$ og dermed også $b > i$. Når bølgehastigheden stiger, bliver brydningsvinklen altså også større.



Figur 5: Eksempler på brydning ved grænseflader mellem to lag.

Spejling

Hvis en bølge bevæger sig fra materiale 1 til materiale 2, hvor $v_1 < v_2$, så er $b > i$. Ved en bestemt indfaldsvinkel i bliver $b = 90^\circ$. Hvis indfaldsvinklen bliver endnu større, bliver bølgen ikke brudt, men spejlet (reflekteret). Grænsevinklen kan man beregne ud fra brydningsloven.



Figur 6: Eksempel på kritisk brydning (refraktion) og spejling (reflektion).

Eksempel: Hvis forholdet mellem v_1 og v_2 er $\frac{v_1}{v_2} = 0,8$ og $b = 90^\circ$, så er $\sin(90^\circ) = 1$ og indsættes

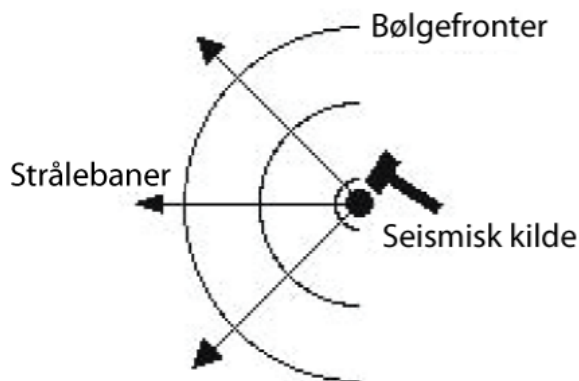
dette i brydningsloven får vi så: $\frac{\sin(i)}{1} = 0,8$. Heraf får vi $i = 53^\circ$. Hvis $i > 53^\circ$, kan bølgen ikke

brydes, men bliver spejlet. Indfaldsvinkel og udfaldsvinkel er så ens.

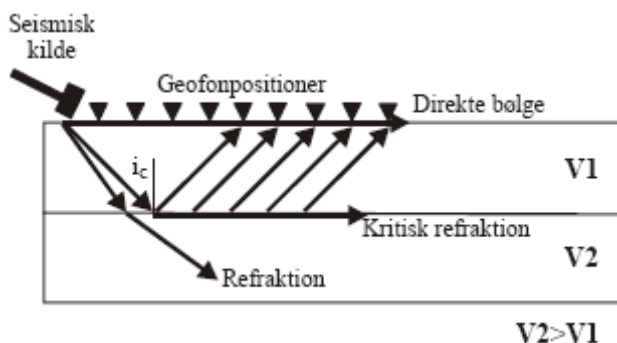
Grænsevinklen kaldes også den kritiske vinkel (θ_c) og kan i forenklet form skrives: $\sin \theta_c = \frac{v_1}{v_2}$

Måleopstilling og beregning

En forenklet tegning af en seismisk undersøgelse ser således ud:



Figur 7: Ved et hammerslag udsendes en seismisk bølge. Bølgeudbredelsen beskrives vha. strålebaner, som står vinkelret på bølgefronterne.

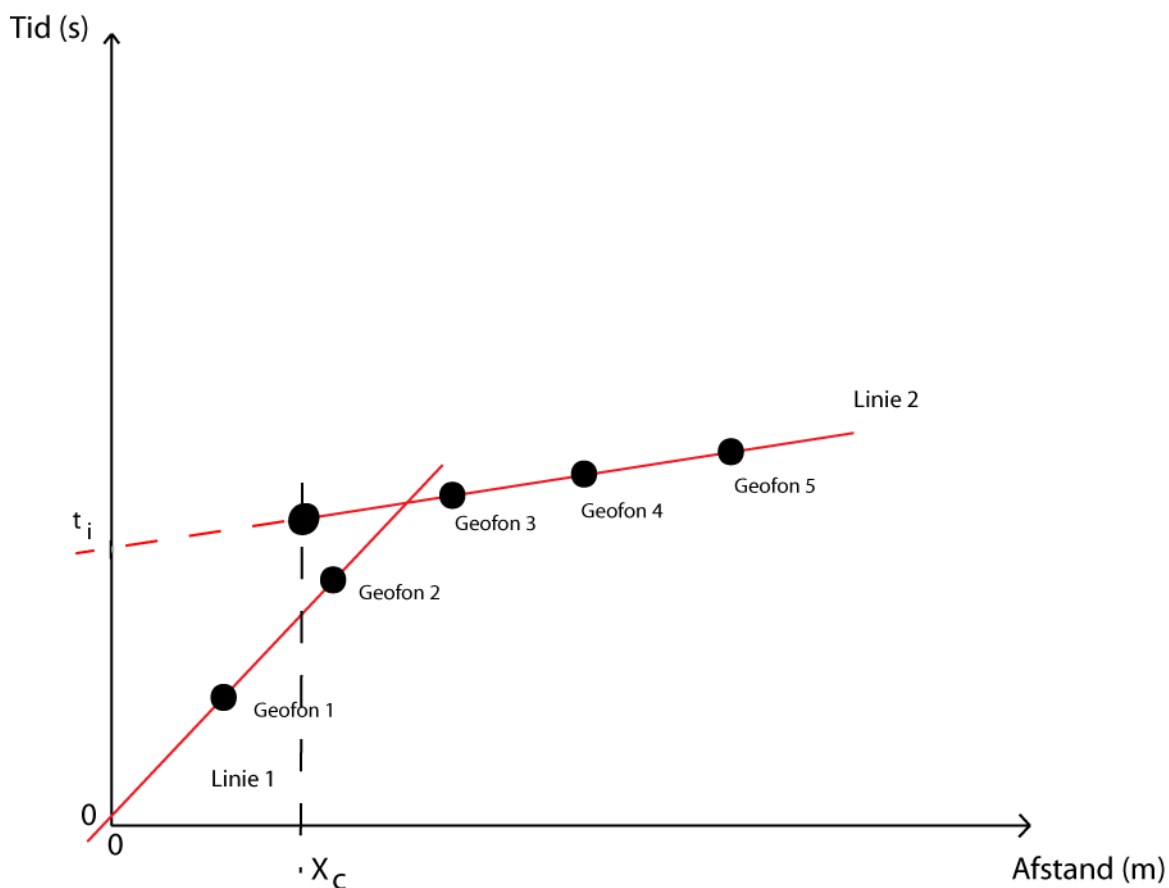


Figur 8: Strålebaner i to-lags model, hvor $V_2 > V_1$. Bølger, som løber langs strålebaner, der rammer lag 2 med den kritiske vinkel, i_c , danner kritisk refrakterede bølger, som løber langs laggrænsen ml. lag 1 og 2 med hastigheden i lag 2, V_2 . Den kritisk refrakterede bølge sender energi tilbage mod jordoverfladen langs strålebaner med en vinkel på i_c i forhold til normalen på grænsefladen.

Ved hjælp af geofonerne vil man nu kunne registrere, hvornår bølgen fra den seismiske kilde når frem til de enkelte geofoner.

Man vil kunne se at bølgen først ankommer til geofonen, der står tættest på den seismiske kilde og senere til de andre.

Ved at plote tiden for bølgeankomsten som funktion af afstanden for den seismiske kilde, vil man kunne få en graf der fx ser således ud:



Figur 9: Eksempel på plottede tider for en seismisk måling. Vis x_c , hvor Linie 2 starter. Linie 2 bør stiple fra x_c og ind til $x=0$.

Tiden, som det tager en bølge at bevæge sig igennem et ensartet materiale, er lineær.

På grafen kan vi se, at punkterne ikke er lineære. Til gengæld kan vi lave to linier (den røde linie 1 og 2). Det betyder, at der er to forskellige lag. Linie 2 er den refrakterede bølges løbetidskurve. X_c er den mindste afstand, hvor den refrakterede bølge kan detekteres og kaldes den kritiske afstand.

Afstanden (dybden) ned til laggrænsen mellem de to lag kan findes via formlen:

$$z = \frac{1}{2} v_1 t_i / \cos \theta_c$$

Hvor:

z = dybden

v_1 = hastigheden i det øverste lag

t_i = skæring med tidsaksen for den ekstrapolerede linie 2

θ_c = den kritiske brydningsvinkel

v_1 kan findes v.h.a. hældningen af Linie1, α_1 . v_1 beregnes som $1/\alpha_1$. På samme måde kan v_2 findes v.h.a. hældningskoefficienten for Linie2, α_2 : $v_2 = 1/\alpha_2$. θ_c kan herefter findes ved at benytte brydningsloven: $\sin \theta_c = v_1/v_2$
 t_i aflæses på grafen.

Ud fra ovenstående løbetidskurver og formler er det således muligt at bestemme de seismiske hastigheder og finde dybden til laggrænsen i en tolags jordmodel, hvor lagene er ensartede og grænsen mellem de to lag ikke hælder. Disse forudsætninger er forsimplinger, som almindeligvis ikke er opfyldt. Til trods for dette giver ovenstående simple relationer ofte meget brugbare resultater i praksis. I Tabel 1 er typiske seismiske P-bølgehastigheder for nogle udvalgte materialer gengivet.

For en mere detaljeret gennemgang af ovenstående se appendiks A.

Materiale (bjergart)	P-bølge hastighed (m/s)
Sand/grus (tørt)	200 - 1000
Sand/grus (vandmættet)	1500 - 2000
Sandsten	2000 - 6000
Ler	1000 - 2500
Kalk	2000 - 4500
Granit	5800 - 6500

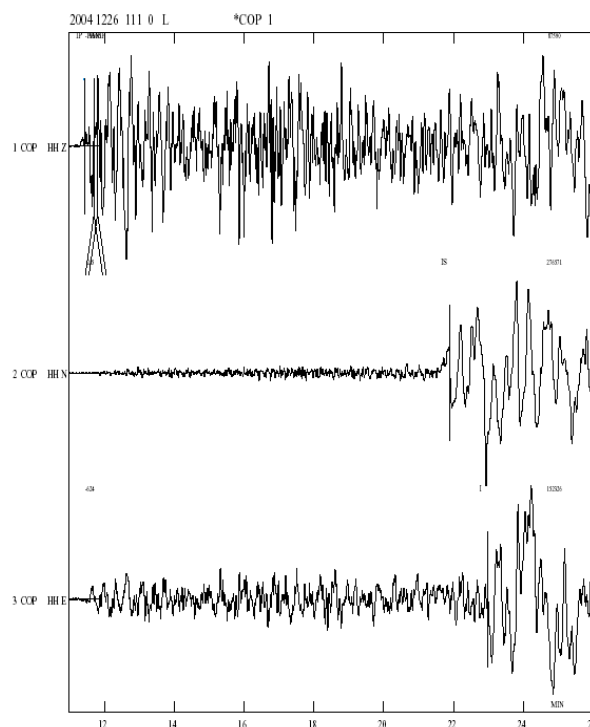
Tabel 1: Bemærk: Seismiske hastigheder stiger normalt med voksende dybde pga. tiltagende kompaktion af bjergarterne.

Jordskælv og Seismografer

Man bruger en seismograf til måling af jordskælvsbølger. En seismograf består i princippet af et tungt lod, som er ophængt på en sådan måde, at loddet ikke flytter sig, når jorden ryster under det. Ved at montere en pen på loddet og lade en rulle papir køre forbi, kan man optage bevægelsen af jorden i forhold til loddet. Optagelsen kaldes et seismogram. Man optager altid bevægelserne i de tre retninger nord – syd, øst – vest og op – ned. De tre samtidige seismogrammer giver således til sammen den rumlige variation i udsvingene.

Ved seismiske målinger ved jordskælv bestemmer man bl.a. tidsforskellen mellem ankomsten af P-bølger og S-bølger. Tidsforskellen bruges ved bestemmelse af afstanden til epicentret. Den største målte amplitude indgår ved beregning af jordskælvets størrelse på Richterskalaen.

Seismogrammet nedenfor er målt i København den 26. december 2004 og viser rystelser som følge af jordskælv ud for Sumatra.



Figur 10: Den øverste graf viser Jordens lodrette bevægelse, den mellemste viser bevægelsen i retningen nord – syd, og den nederste i retningen øst – vest.

Seismogrammet er stillet til rådighed af Danmarks og Grønlandske Geologiske Undersøgelse.

Bevægelse med konstant fart

For en bevægelse med konstant fart, gælder

$$v = \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

Hvor v er farten og Δs er den strækning, der tilbagelægges i tidsrummet Δt .

Lydens fart i luft

Lydens fart i luft er ca. 340 m/s. Lysets fart i luft er ca. $3 \cdot 10^8$ m/s. Hvis man bor på Østerbro og en sommerdag tænder for radioen kl. 12 og samtidigt har åbnet vinduet, så kan man være heldig at høre rådhusklokkerne to gange, først gennem radioen og så gennem vinduet. Hvorfor det? Det samme fænomen kan man opleve, hvis man står langt fra en piloteringsmaskine. Man ser bevægelsen, før man hører lyden. Hvis man kender afstanden Δs til piloteringsmaskinen, kan man med et stopur måle tidsforskellen Δt fra man ser til man hører og derefter finde lydens fart ved at sætte ind i formlen

$$v = \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

Lydens fart i luft afhænger af temperaturen, idet der gælder følgende formel:

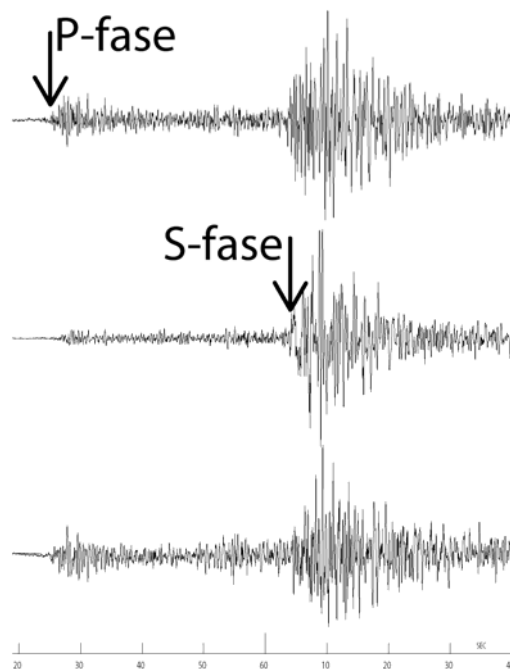
$$v_{lyd} = 331 \sqrt{\frac{T}{273K}} \text{ m/s}$$

Ved at måle temperaturen og regne om til Kelvin og sætte ind i formlen kan man sammenligne den målte og den beregnede værdi af lydens fart.

Jordskælvsbølger og bestemmelse af afstand til epicentret

Ved måling af jordskælvsbølger er man bl.a. interesseret i at bestemme jordskælvets epicenter, som er det sted på jordoverfladen, hvor under jordskælvet starter. Hvis man kender de forskellige bølgers udbredelsesfart, kan man bestemme afstanden fra jordskælvets epicentrum og til det sted, hvor den seismiske målestation befinder sig. Et eksempel er vist nedenfor.

På seismogrammet ser man tydeligt, at S-bølgen ankommer senere end P-bølgen.



Figur 11: Seismogrammet er en måling af jordskælvets nær Kaliningrad den 21. september 2004. Seismogrammet er stillet til rådighed af Danmarks og Grønlandske Geologiske Undersøgelse.

Vi kan altså ud fra seismogrammet måle tidsforskellen $t_s - t_p$ for ankomsten af P-bølgen og S-bølgen. Vi kan nu bruge formlen

$$v = \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

til beregning af afstanden Δs til epicentret. Vi skriver ligningen op for hver af de to bølger:

$$v_s = \frac{\Delta s}{t_s - 0} = \frac{\Delta s}{t_s}$$

$$v_p = \frac{\Delta s}{t_p - 0} = \frac{\Delta s}{t_p}$$

Vi har her sat tiden til 0, når jordskælvets starter. Vi isolerer først t_s og t_p i de to ligninger:

$$t_s = \frac{\Delta s}{v_s}$$

$$t_p = \frac{\Delta s}{v_p}$$

Og dernæst finder vi tidsforskellen $t_s - t_p$:

$$t_s - t_p = \frac{\Delta s}{v_s} - \frac{\Delta s}{v_p} = \Delta s \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right)$$

Til sidst kan vi isolere Δs :

$$\Delta s = \frac{t_s - t_p}{\left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right)}$$

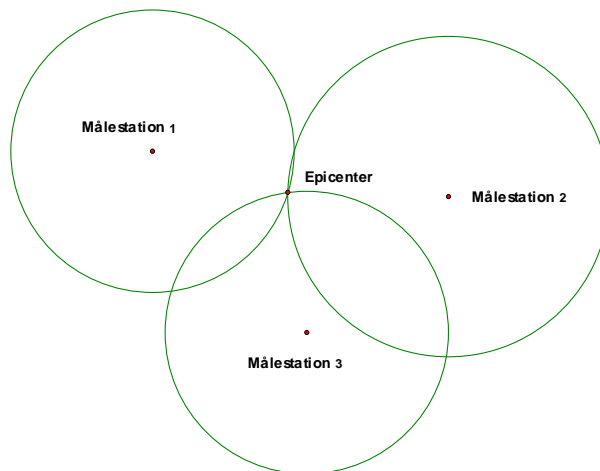
Eksempel. Hvis $v_p = 8,4 \text{ km/s}$ og $v_s = 4,6 \text{ km/s}$, får vi

$$\Delta s = \frac{t_s - t_p}{\left(\frac{1}{4,6 \text{ km/s}} - \frac{1}{8,4 \text{ km/s}} \right)} = (t_s - t_p) \cdot \frac{4,6 \text{ km/s} \cdot 8,4 \text{ km/s}}{8,4 \text{ km/s} - 4,6 \text{ km/s}} = (t_s - t_p) \cdot 10,2 \text{ km/s}$$

Hvis tidsforskellen mellem ankomsten af P-bølgen og S-bølgen er aflæst på seismogrammet til 40s, er afstanden til epicentret så

$$\Delta s = 40 \text{ s} \cdot 10,2 \text{ km/s} = 408 \text{ km}.$$

Når afstandene til epicentret er målt på flere seismiske stationer, kan man på et kort tegne cirkler, hvis radier er de målte afstande. Nu skulle epicentret gerne ligge i ét fælles skæringspunkt for cirklerne.

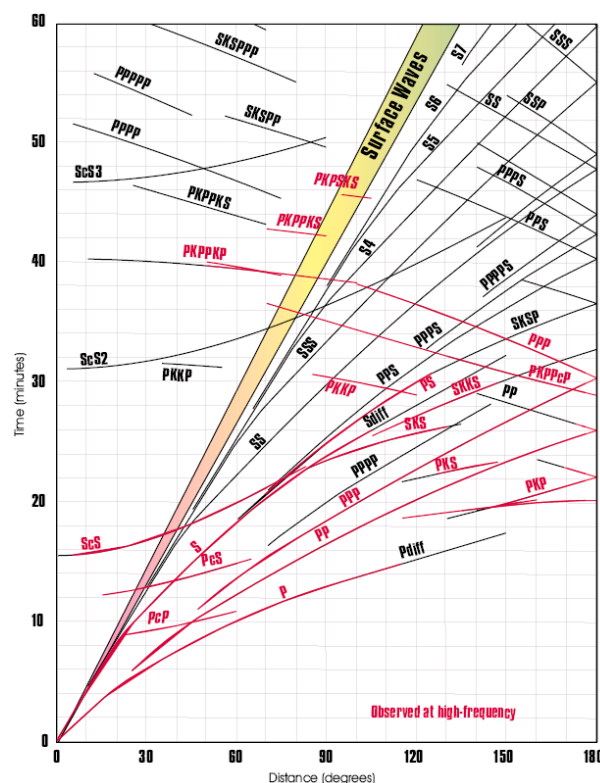


Figur 12: Aftegning af afstande omkring målestationer hvor det fælles skæringspunkt angiver epicenter.

Jordskælvsbølgers udbredelsesfart

De forskellige bølgetyper har forskellig fart. Og deres hastighed afhænger af det materiale de gennemrejser. Materialet er af meget forskellig beskaffenhed. Det kan være fast eller flydende, og den kemiske sammensætning og massefylden varierer meget på vej ind mod kernen. I dag bruges den såkaldte PREM (Preliminary Reference Model) jord-model (Dziewonski og Anderson, 1981), som angiver jorden som bestående af en række karakteristiske lag med forskellige typiske egenskaber. Se evt. http://solid_earth.ou.edu/prem.html

De forskellige bølger vil derfor ankomme til forskellige tider (løbetider) forskellige steder på jorden, afhængig af hvilke lag de har passeret undervejs. USA's geologiske undersøgelser USGS har lavet en figur der viser løbetiderne for forskellige jordskælvsbølger som funktion af afstanden målt i grader:



Figur 13: Løbetiderne for forskellige jordskælvsbølger som funktion af afstanden målt i grader (IASP Travel Time Surface Focus © USGS)

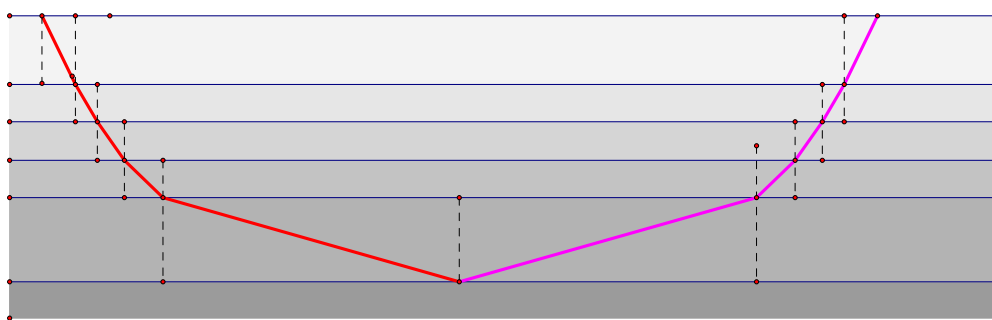
- ikke noget helt enkelt billede, hvad? Men det hænger selvfølgelig sammen med, at mediet skifter voldsomt karakter undervejs i jordens indre. Helt generelt er P-bølgerne (longitudinal-bølger) hurtigt, S-bølgerne (transversal-bølgerne) noget langsommere og L- og R-bølgerne (overfladebølgerne) langsomst. Men kurverne har meget forskellige forløb. Og navngivningen på kurverne er ikke helt enkel. Et par eksempler: P angiver løbetiden for en ren P-bølge der kun har passeret kappen. PP angiver en P-bølge der er gået op til overfladen nær ved hypocentret og er blevet spejlet derfra. PKP angiver en bølge der har passeret kappen, været én tur gennem den ydre kerne, og herefter rejst resten af vejen gennem kappen. Se hele navngivningslisten her:

<http://www.isc.ac.uk/phases.htm> - der er ganske mange...

Spørgsmål: Overfladebølgernes løbetidskurve (den brede gule fane "Surface Waves") ser ud til at være lineær i diagrammet – hvorfor det?

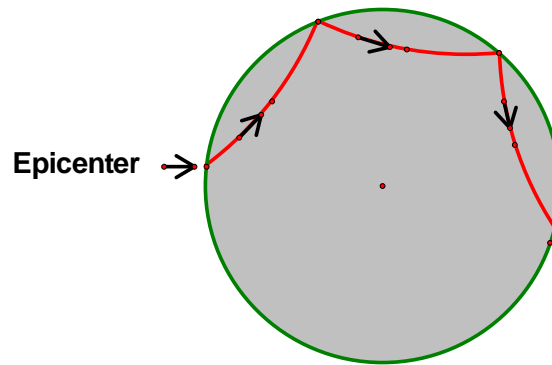
Brydning og spejling af jordskælvsbølger

I praksis sker der næsten altid først brydning ned gennem nogle lag i Jorden, indtil brydningsvinklen bliver større end grænsevinklen. Så vil bølgen blive spejlet og dernæst bevæge sig op gennem lagene igen, idet brydningsvinklerne bliver mindre på vej op. Nu sker udbredelsen jo gennem lag med faldende udbredelseshastighed. Dette er vist i figuren nedenfor, hvor man kan se, at brydningsvinklerne stiger for de røde liniestykker og falder for de violette liniestykker.



Figur 14: Brydning stiger for de røde liniestykker indtil bølgen reflekteres og brydningsvinklen falder igen for de violette liniestykker.

Nu er Jorden jo ikke flad, så i virkeligheden ser bølgeforløbet sådan ud:



Figur 15: En jordskælvsbølges tur rundt om jorden.

En jordskælvsbølge vil løbe i en bue lidt ned i Jorden for så at dukke op til overfladen igen. Her vil bølgen blive spejlet og løbe videre i samme mønster som før. Sådan kan en bølge løbe flere gange rundt om Jorden.

Appendiks A

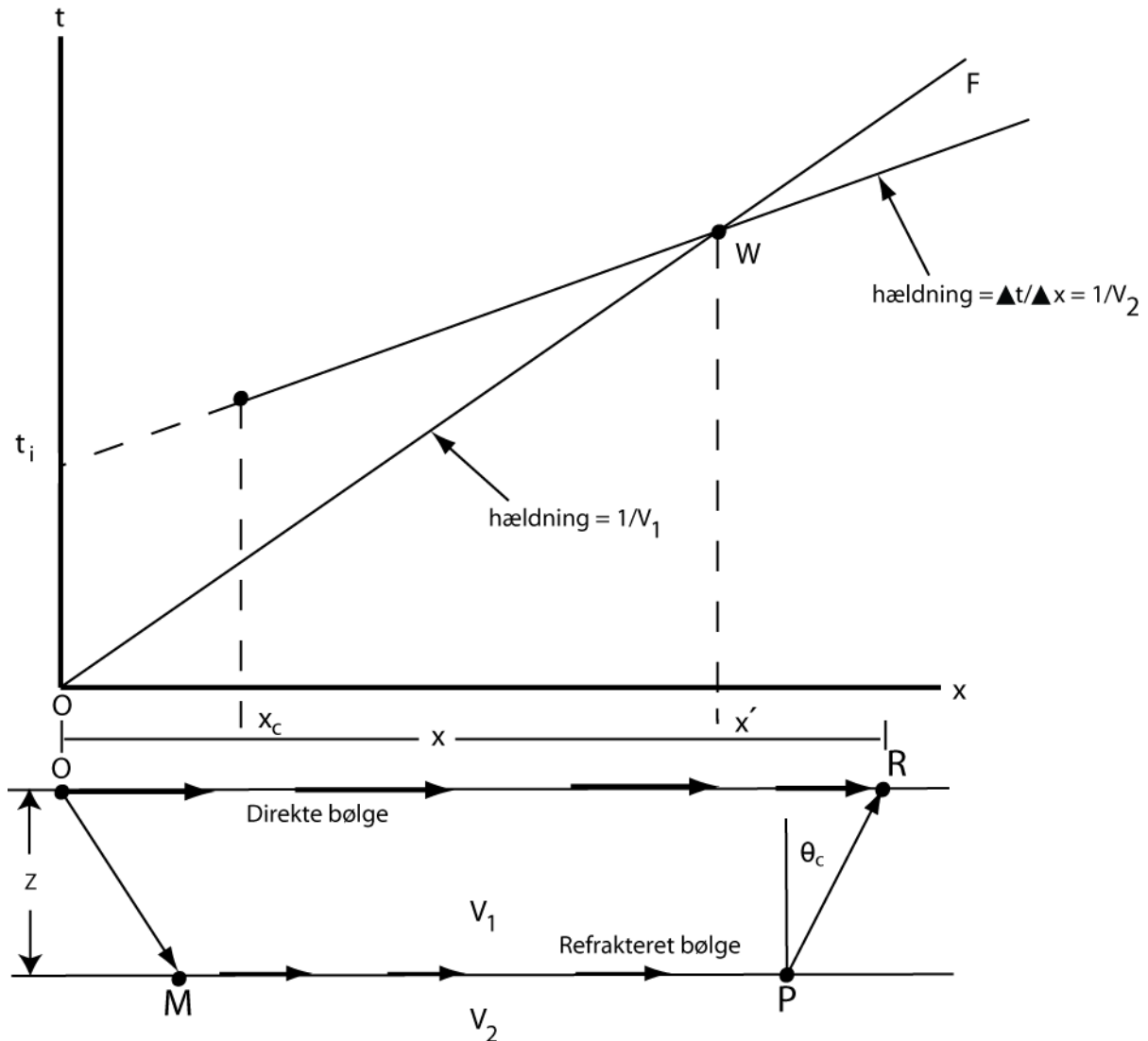


Fig. 16. Relation mellem direkte og refrakterede strålebaner (nederst) og løbetidskurver (øverst). Skud affyres ved O og bølgefeltet registreres ved R på jordoverfladen. V_1 og V_2 er de seismiske hastigheder i det øverste hhv. det nederste lag. θ_c er den kritiske vinkel, z er dybden til laggrænsen og t_i (intercepttiden) er skæring med tidsaksen for den ekstrapolerede del af den refrakterede bølges løbetidskurve. V_1 og V_2 kan bestemmes ud fra hældningen af løbetidskurverne for den direkte bølge og den refrakterede bølge.

Bølgeudbredelsen beskrives med principper fra optikken (fx. brydningsloven og Huygens princip). Ved en laggrænse, som adskiller to jordlag med forskellige seismiske hastigheder, vil der ske både refleksion og refraction af de seismiske bølger (Fig. 16). Den retlinede løbetidskurve for den direkte bølge ($O - F$) har hældning $1/V_1$, mens den rette linje med hældning $1/V_2$ er løbetidskurven for den kritisk refrakterede bølge i lag 2. Den mindste afstand, hvor den refrakterede bølge kan detekteres kaldes den kritiske afstand, x_c . I afstanden x' skærer løbetidskurverne for den direkte bølge og den

refrakterede bølge hinanden i punktet W.

Den kritiske vinkel, θ_c (grænsevinklen for totalrefleksion) er defineret ud fra Snell's lov:

$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2}$$

Løbetiden for den refrakterede bølge (OMPR) kan skrives som:

$$\begin{aligned} t &= \frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PR}{V_1} = \frac{MP}{V_2} + 2 \frac{OM}{V_1} = \frac{x - 2z \tan \theta_c}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos \theta_c} \\ &= \frac{x}{V_2} + \frac{2z}{V_1 \cos \theta_c} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \sin \theta_c \right) = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos \theta_c}{V_1} \end{aligned}$$

hvor

$$t_i = \frac{(2z \cos \theta_c)}{V_1}$$

og

$$z = \frac{1}{2} V_1 t_i / \cos \theta_c$$

Ud fra ovenstående løbetidskurver og formler er det således muligt at bestemme de seismiske hastigheder og finde dybden til laggrænsen i en to-lags jordmodel, hvor lagene er homogene og grænsen mellem de to lag ikke hælder. Disse forudsætninger er forsimplinger, som almindeligvis ikke er opfyldt. Til trods for dette giver ovenstående simple relationer ofte meget brugbare resultater i praksis.