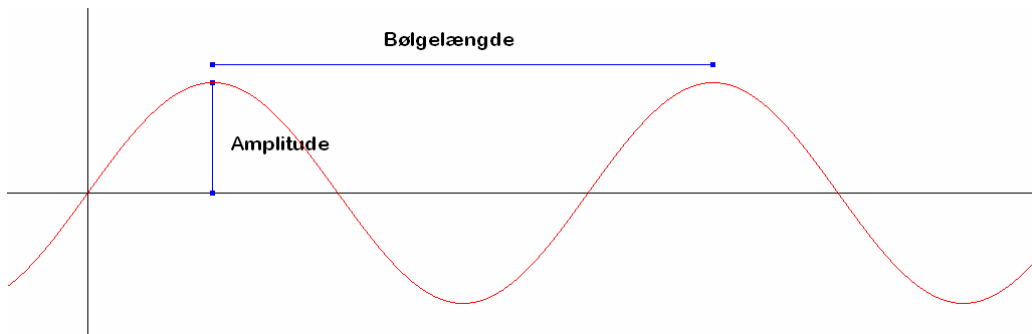


## Bølgeudbredelse ved jordskælv

Vi skal i dette projekt studere bølgeudbredelse ved jordskælv. Her kommer så lidt teori om bølger.

### Bølger

Man tegner næsten altid en bølge som en sinuskurve som vist nedenfor. Billedet er et øjebliksbillede af en bølge. 1.aksen angiver sted og 2.aksen udsving. Bølgens maksimale udsving kaldes amplituden, og afstanden mellem to bølgetoppe kaldes bølgelængden.



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. Jordskælvsbølger kan forekomme med mange forskellige bølgelængder.

### P-bølger

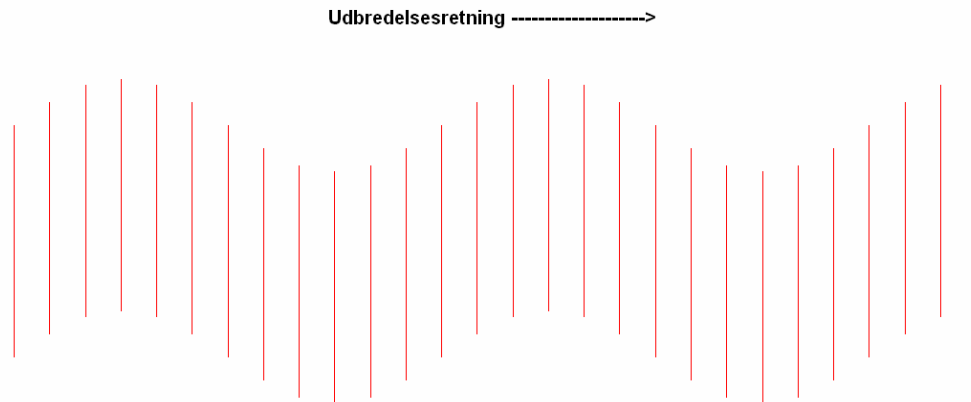
En bølge, hvor udsvinget sker i bølgens udbredelsesretning, kaldes en længdebølge eller longitudinalbølge. Lydbølger i luft udbreder sig som længdebølger. Når man beskæftiger sig med jordskælv, bruger man betegnelsen **P-bølger** for længdebølger. P står for primær og hentyder til, at det er den bølge, der udbreder sig med den største fart og derfor når først frem til de seismiske målestationer.



Figuren skal forestille et klippestykke, som er delt op i små skiver. Skiverne bliver skiftevis udvidet og mast sammen, når P-bølgen passerer klippestykket.

### S-bølger

En bølge, hvor udsvinget sker på tværs af bølgens udbredelsesretning, kaldes en tværbølge eller transversalbølge. Når man beskæftiger sig med jordskælv, bruger man betegnelsen **S-bølger** for tværbølger. S står 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.



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 bevæger sig i overfladen af Jorden. En L-bølge vil altså få jordoverfladen til at bevæge sig fra side til side.

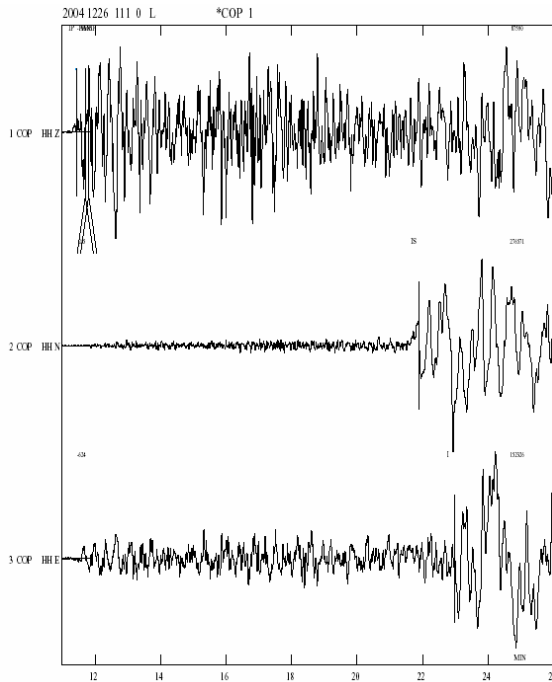
En **R-bølge** er en blanding af en P-bølge og en S-bølge og minder nærmest om en bølge i en vandoverflade, hvor de enkelte vandpartikler bevæger sig op og ned og samtidig en lille smule frem og tilbage. R-bølgerne er overfladebølger ligesom L-bølgerne.

### Seismogram

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 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 jordskælvet ud for Sumatra. Den øverste graf viser Jordens lodrette bevægelse, den mellemste viser bevægelsen i retningen nord – syd, og den nederste i retningen øst – vest.



Seismogrammet er venligt  
stillet til rådighed af Danmarks  
og Grønlands Geologiske  
Undersøgelser, GEUS

## Bevægelse med konstant fart

For en bevægelse med konstant fart, gælder

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

Hvor  $v$  er farten og  $\Delta s$  er den strækning, der tilbagelægges i tidsrummet  $\Delta t$ .

## 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  $\Delta s$  til piloteringsmaskinen, kan man med et stopur måle tidsforskellen  $\Delta t$  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:

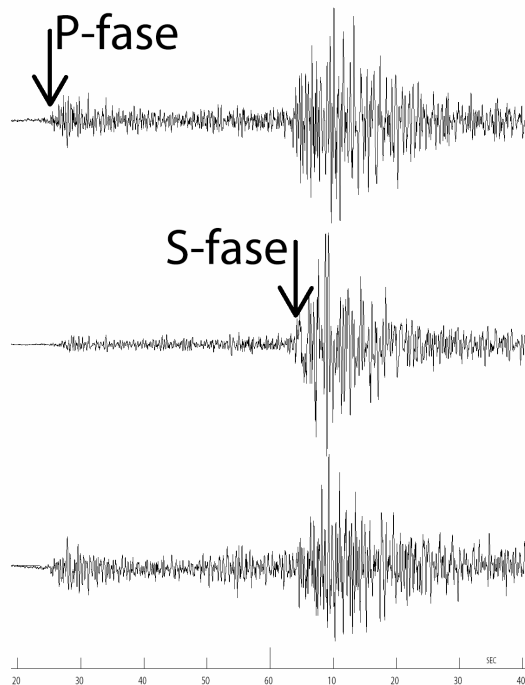
$$v_{lyd} = 331 \sqrt{\frac{T}{273K}} \text{ m/s}$$

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 udbredelseshastighed, 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. Seismogrammet er en måling af jordskælvet nær Kaliningrad den 21. september 2004.



Seismogrammet er venligt stillet til rådighed af Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelser, GEUS

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  $\Delta s$  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 jordskælvet 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  $\Delta s$ :

$$\Delta s = \frac{t_S - t_P}{\left( \frac{1}{v_S} - \frac{1}{v_P} \right)}$$

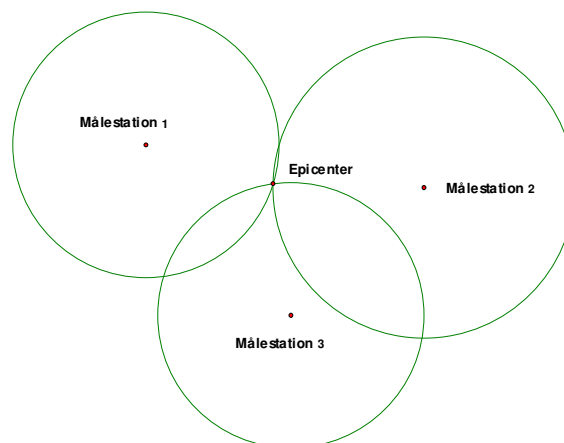
Eksempel. Hvis  $v_P = 8,4 \text{ km/s}$  og  $v_S = 4,6 \text{ km/s}$ , får vi

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

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.



### 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](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.

Se på [http://neic.usgs.gov/neis/travel\\_times/ttgraph.html](http://neic.usgs.gov/neis/travel_times/ttgraph.html)

- 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) hurtigst, 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: Overfladebølgenes løbetidskurve (den brede gule fane "Surface Waves") ser ud til at være lineær i diagrammet – hvorfor det?

## Bølgers brydning og refleksion

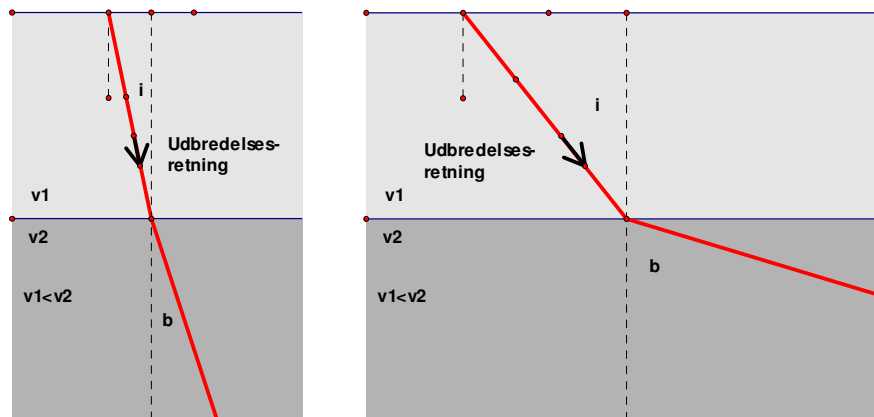
Den viden, vi har i dag om Jordens opbygning, stammer i meget høj grad fra studiet af jordskælvsbølger. Jorden består af skaller med forskellig sammensætning. En bølges udbredelseshastighed afhænger som nævnt ovenfor af materialets sammensætning. Når en bølge rammer grænsen mellem to skaller, vil den derfor ændre udbredelseshastighed. Det bevirker, at bølgen også ændrer udbredelsesretning.

### Brydning

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

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

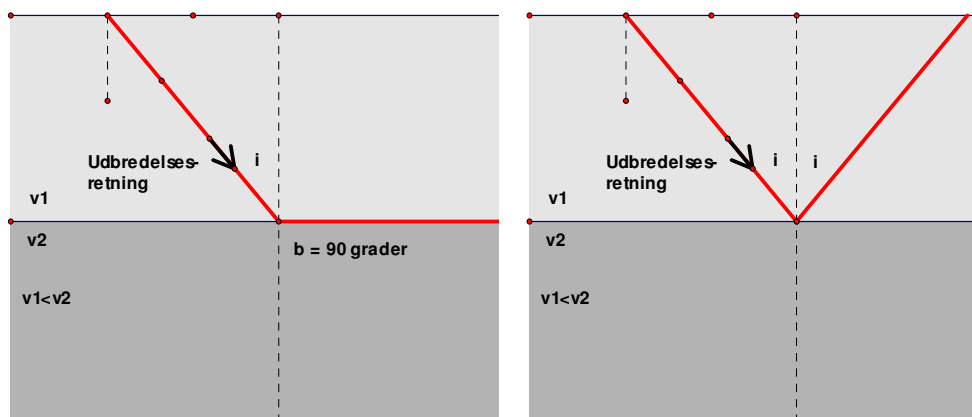
Her er  $i$  indfaldsvinklen,  $b$  er brydningsvinklen og  $v_1$  og  $v_2$  er udbredelseshastigheden i henholdsvis materiale 1 og materiale 2. Hvis  $v_1 < v_2$  så er  $\sin(b) > \sin(i)$  og dermed også  $b > i$ . Når bølgehastigheden stiger, bliver brydningsvinklen altså også større.



Når en jordskælvsbølge bevæger sig ned gennem Jorden vil udbredelsesfarten stige, indtil bølgen når den flydende ydre kerne. Bølgen vil derfor ændre retning mange gange i stedet for at bevæge sig retlinet.

### 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.

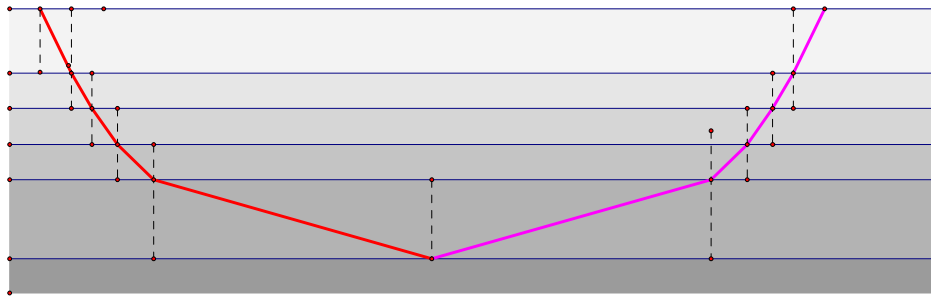


Eksempel: Hvis forholdet mellem  $v_1$  og  $v_2$  er  $\frac{v_1}{v_2} = 0,8$  og  $b = 90^\circ$ , så er  $\sin(90^\circ) = 1$  og indsættes

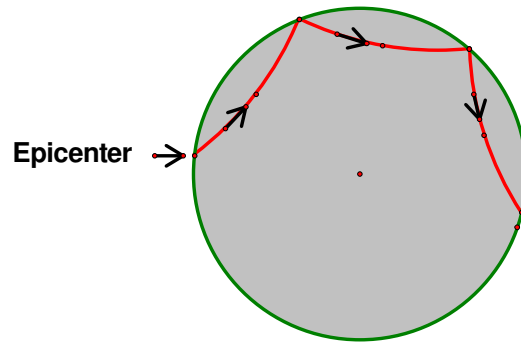
dette i brydningsloven får vi så:  $\frac{\sin(i)}{1} = 0,8$ . Heraf får vi  $i = 53^\circ$ . Hvis  $i > 53^\circ$ , kan bølgen ikke brydes, men bliver spejlet. Indfaldsvinkel og udfaldsvinkel er så ens.

### Brydning og spejling

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 lav med faldende udbredeshastighed. Dette er vist i figuren nedenfor, hvor man kan se, at brydningsvinklerne stiger for de røde liniestykker og falder for de violette liniestykker.



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



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.