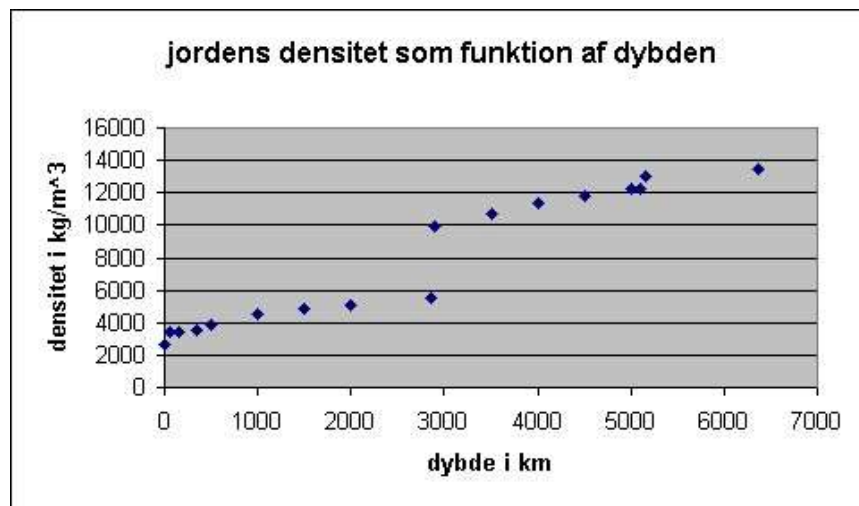


## Jordens dannelse og opbygning

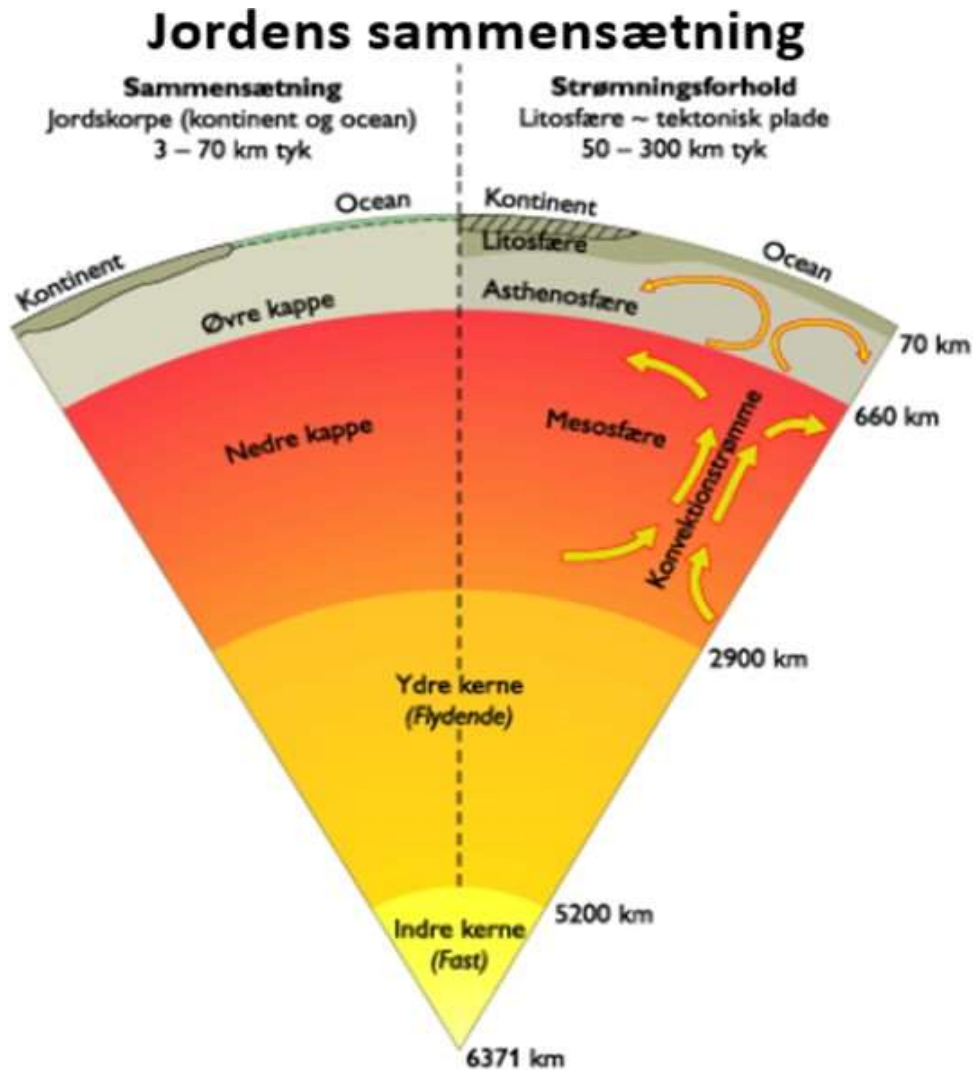
Ifølge teorien om "Big Bang", blev universet dannet for ca. 13,82 mia. år siden. Vores eget solsystem blev dannet for ca. 4,54 mia. år siden ved sammenrækningen af den såkaldte "urtåge", som man mener især bestod af grundstofferne hydrogen (H) og senere helium (He).

I sin tidlige fase kan vores solsystem bedst beskrives som en roterende skive med Solen i centrum og planeterne placeret i baner udefter. Planeterne, og dermed Jorden, blev efterhånden dannet ved sammenstød imellem det stof, som var i kredsløb omkring solen. Pga. den høje temperatur, var Jorden i begyndelsen smeltet, og som et resultat af rotationen samlede de tunge metaller sig i centrum, hvorimod grundstoffer med en lavere massefylde lejrede sig i lag uden om kernen. Deraf Jordens nuværende opbygning med stigende massefylde ind imod kernen, som det ses på figur N1.1.



**Figur N1.1** Jordens massefylde (densitet) som funktion af dybden.

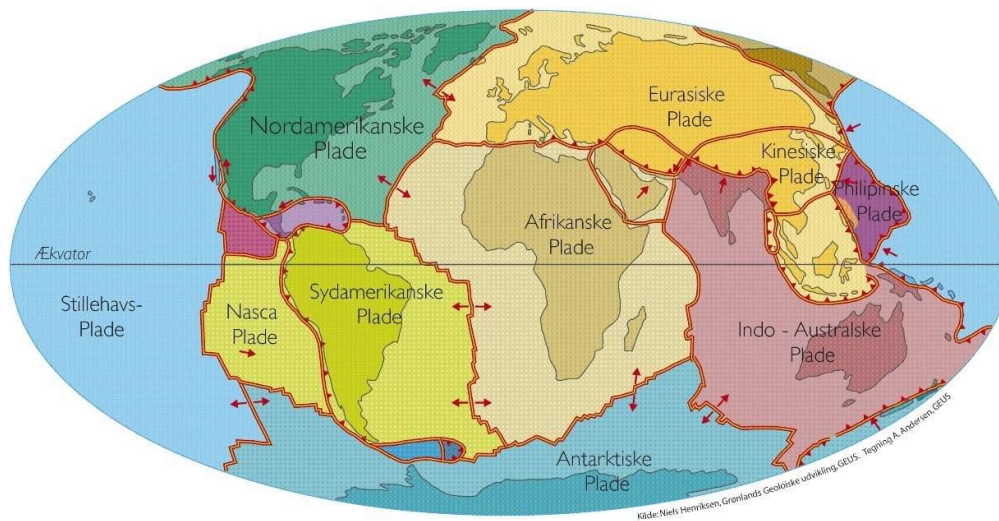
Man mener, at det tog 10–20 mio. år for jordens ydre lag at størkne, men flere hundrede millioner år, før temperaturen på overfladen nærmede sig det, som vi kender i dag. På venstre side af N1.2 ses Jordens sammensætning, som inddeles i kontinent og oceanskorpe, øvre og nedre kappe og ydre og indre kerne. Sammensætningen er en kemisk inddeling, som er baseret på grundstofferne i de forskellige lag. Jordens kerne består hovedsageligt af jern (Fe), mens jordens skorpe består af grundstoffer med en lavere massefylde som f.eks. silicium (Si). På højre side i figur N1.2 ses strømningsforholdene i jorden. Her er Jorden inddelt i sfærer efter om materialet er fast eller flydende, dette er fysiske egenskaber. De tre sfærer er lithosfæren, som er fast, asthenosfæren som er delvist flydende, og mesosfæren, som er mere fast. Desuden er den ydre kerne flydende, mens den indre kerne er fast.



Figur N 1.2 Jordens opbygning

## Pladetektonik og jordskælv

Lithosfæren er den yderste sfære, som er inddelt i lithosfæreplader. Der er 7 store med et areal på mere end 20 millioner km<sup>2</sup>, 10 mindre plader på imellem 1 og 20 millioner km<sup>2</sup> og et stort antal små plader på mindre end 1 million km<sup>2</sup>. De største af pladerne kan ses på figur N2.1. Lithosfærepladerne bevæger sig mod og fra hinanden som følge af konvektionsstrømme i mesosfæren og asthenosfæren. Disse konvektionsstrømme opstår på grund af særligt varm magma, som stiger op fra Jordens nedre kappe. Der hvor pladerne støder imod hinanden, glider fra hinanden eller skurrer imod hinanden, opstår der jordskælv og vulkaner. Denne proces kaldes for pladetektonik. Vi skal i det følgende kun beskæftige os med jordskælv. Men inden vi når dertil, skal vi se på de forskellige typer af pladegrænser.



**Figur N 2.1** Jordens store og nogle af de mindre lithosfæreplader. Pilene viser, hvordan pladerne bevæger sig.

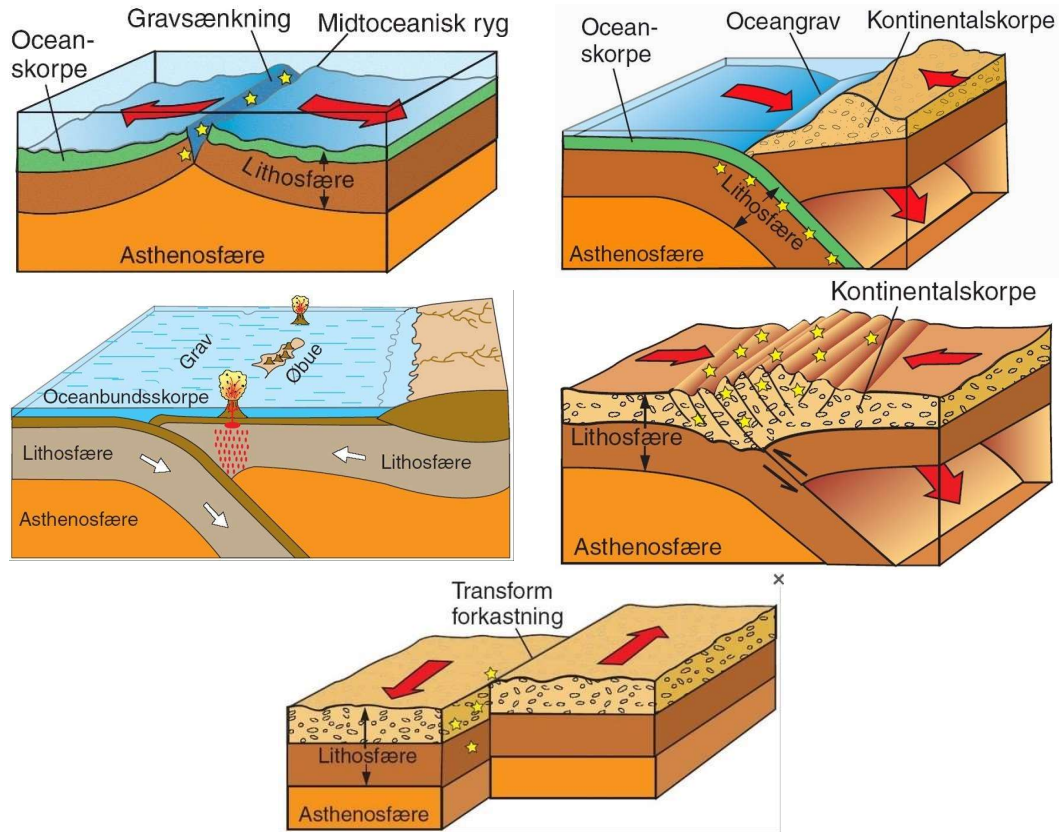
Som det fremgår af figur N2.2, findes der fem forskellige typer af pladegrænser. Ved den konstruktive pladegrænse (figur N2.2 øverst tv) bevæger pladerne sig væk fra hinanden, og der dannes ny oceanbund af lava fra undersøiske vulkaner. Et eksempel på denne type findes i midten af Atlanterhavet ved den Midtatlantiske Ryg.

Der, hvor lithosfærepladerne støder sammen, dannes destruktive pladegrænser. Der findes tre forskellige typer. Ved den første støder en oceanbundsplade imod en kontinentplade (øverst th). Her går oceanbundspladen under kontinentpladen, da den har den højeste massefylde. Et eksempel på denne type af pladegrænse findes ved den vestlige del af Sydamerika, hvor Nazca-pladen støder sammen med den Sydamerikanske plade.

Ved den anden type destruktive pladegrænse støder to oceanbundsplader imod hinanden (i midten tv). Her vil den oceanbundsplade, hvor kontinentet ligger længst væk, have den største massefylde og derfor gå ned under den anden plade. Et eksempel på denne type pladegrænse findes ved Indonesien, hvor den Indo-australske plade går ind under Sunda pladen

Ved den tredje type destruktive pladegrænse støder to kontinentplader sammen (i midten th). Da disse plader har en lavere massefylde end de underliggende lag, vil begge plader bevæge sig opad og danne bjergkæder. Et eksempel på denne type pladegrænse findes i Himalaya, hvor den Indo-australske lithosfæreplade støder sammen med den Eurasiske lithosfæreplade.

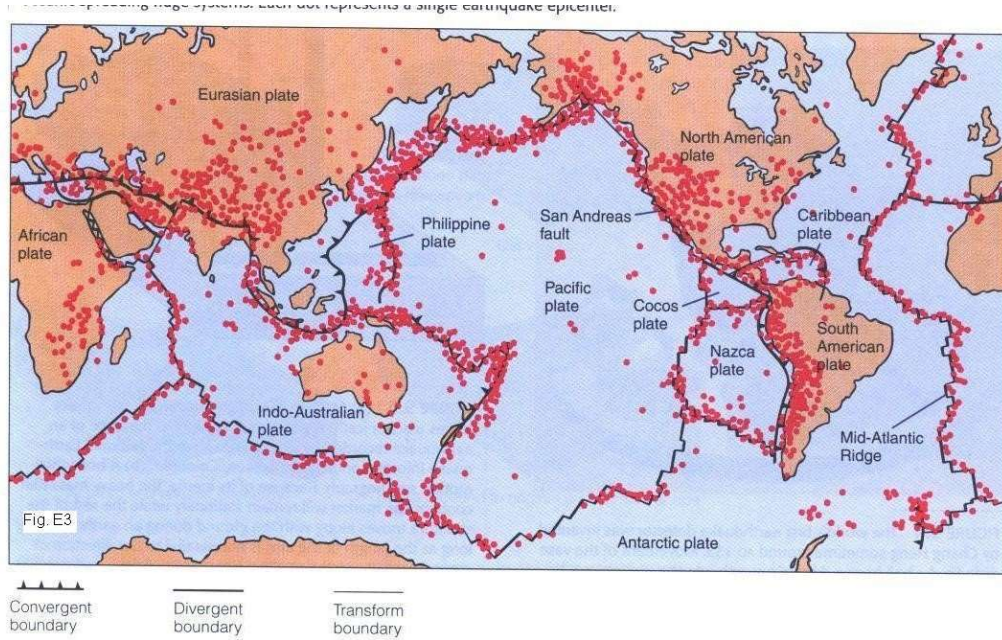
Ved den sidste type af pladegrænse skurrer to plader imod hinanden (nederst tv). Et eksempel på denne type pladegrænse findes i Californien, hvor Stillehavspladen bevæges langs den Nordamerikanske lithosfæreplade.



**Figur N 2.2** De fem forskellige typer af pladerande. Se forklaring i teksten.

Ved alle de fem typer af pladegrænser udvikles der jordskælv. Som det ses af figur N2.3 opstår langt de fleste jordskælv derfor langs pladegrænserne.

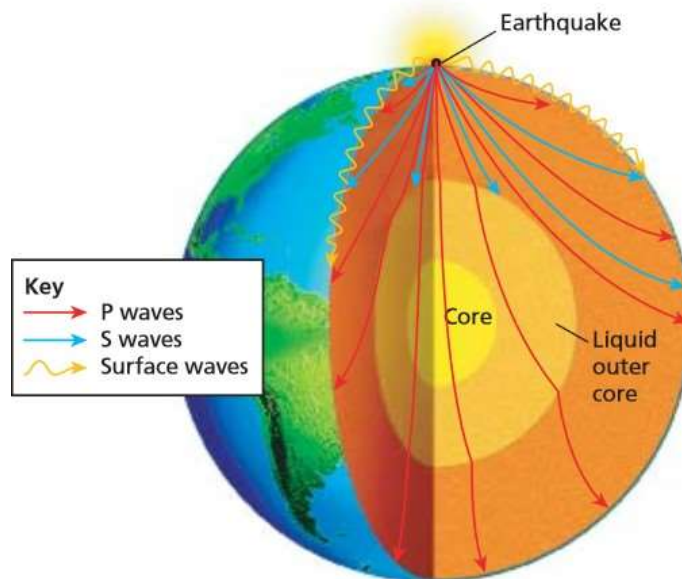
Når pladerne bevæger sig i forhold til hverandre, udsendes der jordskælvsbølger. Det sted, hvor bølgerne udsendes fra, kaldes for jordskælvets hypocenter. Stedet på jordoverfladen, lodret over hypocenteret, kaldes for epicenteret. Jo større bevægelsen af pladerne er, jo kraftigere jordskælvsbølger udsendes der.



**Figur N 2.3**      Jordskælv (de røde prikker) opstår især ved pladegrænserne.

## Jordskælvsbølger

Der udsendes tre forskellige typer af jordskælvsbølger. Som det fremgår af figur N3.1 drejer det sig om primærbølger (P-bølger), sekundærbølger (S-bølger) og overfladebølger (L-bølger).



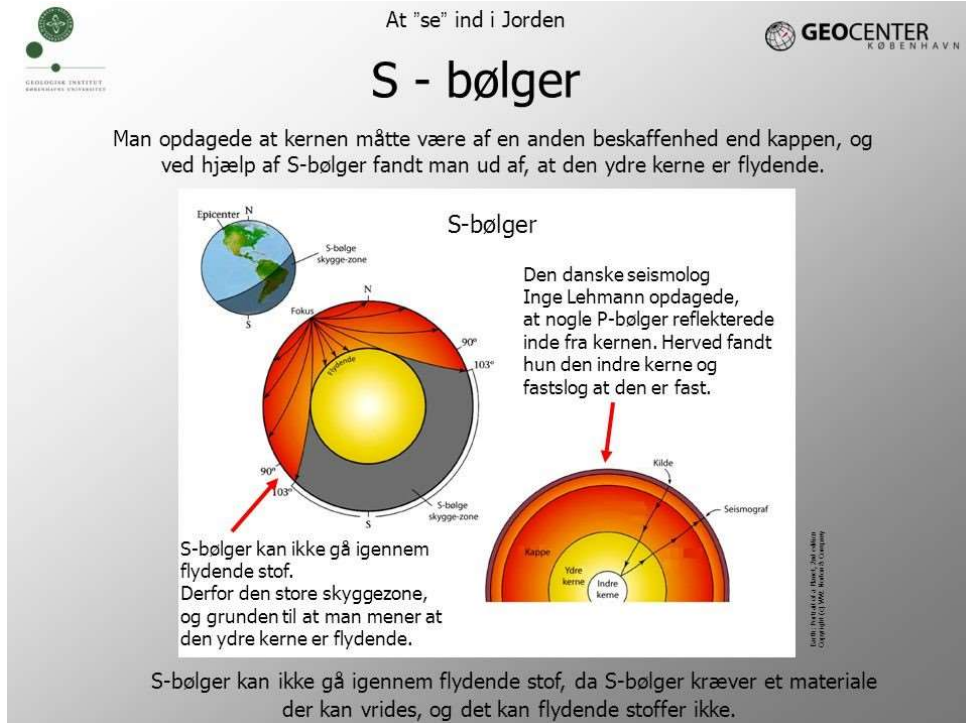
**Figur N3.1** P-, S-, og L-bølgers bevægelse igennem jorden i forbindelse med et jordskælv.

P-bølgerne bevæger sig som trykbølger igennem jorden, som det fremgår af figur N3.2. De kan trænge igennem alle dele af jorden også den flydende ydre kerne. De ændrer dog retning, når de møder og forlader det flydende område. Det medfører at P-bølger ikke kan registreres i alle dele af verden. Som det fremgår af figur N3.2, opstår der en såkaldt skyggezone i et bånd rundt om Jorden. Båndet ligger i en afstand på  $103^\circ$  til  $143^\circ$  fra jordskælvet. En grad er ca. 111 km.

S-bølgerne bevæger sig på tværs af bølgens udbredelsesretning. S-bølgenes hastighed er lavere end P-bølgenes, og de kan ikke trænge igennem flydende områder. Derfor opstår der også for denne type bølger en skyggezone, som det fremgår af figur N3.3. S-bølgenes skyggezone er betydeligt større end for P-bølgenes vedkommende. S-bølger kan derfor ikke registreres længere væk fra jordskælvet end  $103^\circ$ .

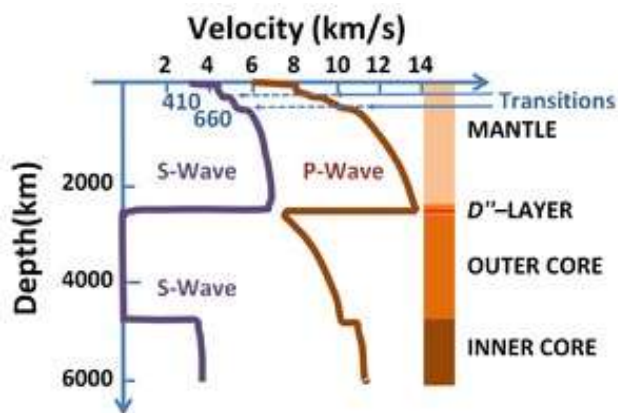
L-bølgerne bevæger sig kun i de øverste jordlag og bevæger sig langsommere end de to andre typer. Det er denne type af bølger, der er årsag til de store ødelæggelser på jordoverfladen, som jordskælv ofte skaber. Der findes to typer af overfladebølger, som bevæger sig i forskellige retninger. De er opkaldt efter de videnskabsmænd, som opdagede dem. De hedder Love-bølger og Rayleigh-bølger.

**Figur N3.2** P-bølgenes forløb igennem Jorden. Læg mærke til, at der er en skyggezone for P-bølger i et bånd rundt omkring Jorden i en afstand på mellem  $103^\circ$  og  $143^\circ$  fra jordskælvet.  $1^\circ$  er lig ca. 111 km.



**Figur N3.3** S-bølgernes forløb igennem Jorden. Læg mærke til, at der er en skyggezone for S-bølger i et bånd rundt omkring Jorden i en afstand, som er længere væk end  $103^\circ$  fra jordskælvet.  $1^\circ$  er lig ca. 111 km.

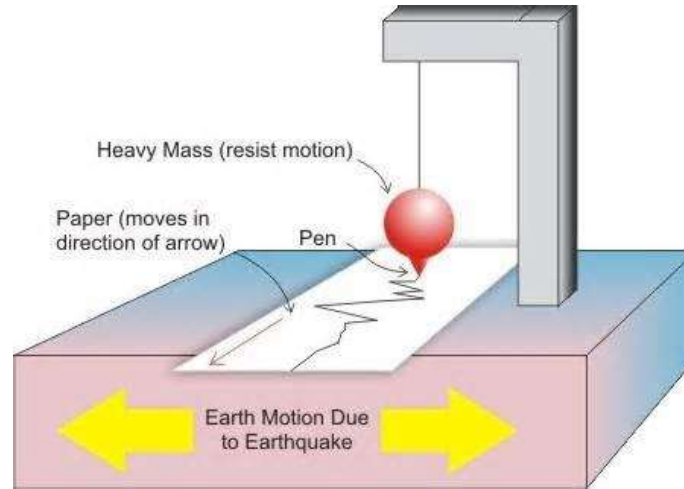
Som det fremgår af figur N3.4, stiger P- og S-bølgernes hastighed ned igennem jorden. Det ændrer sig dog ved overgangen til den ydre kerne, hvor P-bølgernes hastighed nedsættes drastisk, og S-bølgerne stoppes fuldstændigt. Det fremgår også af figuren, at P-bølgernes hastighed er ca. dobbelt så høj som S-bølgernes hastighed.



**Figur N3.4** P- og -bølgers hastighed ned igennem jorden. L-bølger bevæger sig langsommere end P- og s-bølgerne.

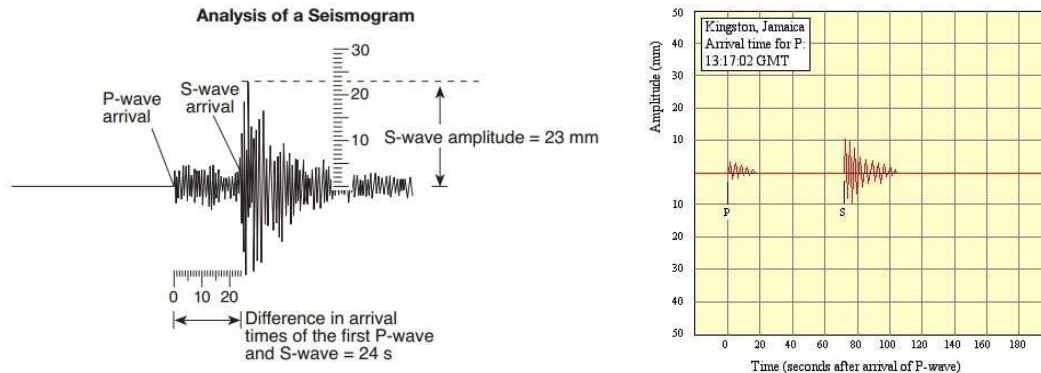
## Bestemmelse af jordskælvs epicenter

Man kan registrere jordskælv vha. en seismograf, som i princippet blot er et lod ophængt i en fjeder (figur N4.1). Når jorden ryster svinger loddet, og rystelserne overføres via en skriveanordning til et stykke papir. Her afbildes P- S, og L-bølgerne i et seismogram, som ses på figur N4.2.



Figur N4.1 Princippet i en seismograf.

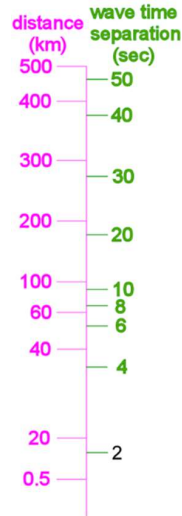
Idet P-bølgerne er de hurtigste, ankommer de først til seismografen. De efterfølges af først s-bølgerne og til sidst L-bølgerne. Et jordskælv kan i princippet registreres et hvilket som helst sted på jorden, blot det er kraftigt nok til, at bølgerne kan nå frem til seismografen.



Figur N4.2 Seismogrammer fra to forskellige jordskælv. L-bølgerne er ikke afbildet.

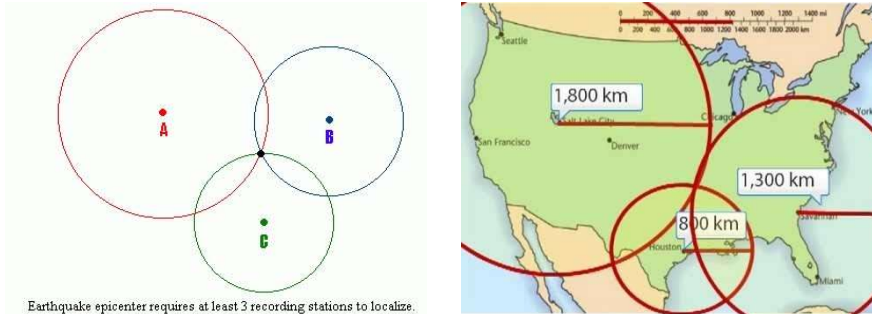
For at kunne bestemme, hvor et jordskælv har fundet sted, skal man bruge seismogrammer fra mindst tre forskellige seismografer. Ud fra seismogrammerne kan Jordskælv

ankomsttiderne for P- og s-bølgerne aflæses. P-bølgens ankomsttid trækkes fra s-bølgens ankomsttid, og ved hjælp af disse kan afstanden til jordskælvet bestemmes ved hjælp af figur N4.3.



**Figur N4.3** Sammenhængen mellem afstanden til jordskælvet og antallet af sekunder imellem ankomsten af P- og S-bølgerne.

Man tager herefter en passer og laver på et kort en cirkel rundt om det sted, hvor den pågældende seismograf er placeret. Radius af cirklen skal være afstanden til jordskælvet. Når alle tre cirkler (eller flere) er tegnet, kan man bestemme jordskælvet's epicenter som det sted, hvor cirklerne krydser hinanden. Der ses et eksempel på dette i figur N4.4.



**Figur N4.4** Der skal bruges mindst tre seismogrammer for at bestemme, hvor et jordskælv har fundet sted. I figuren th vises et konkret eksempel fra USA.

## N5 Bestemmelse af jordskælvs styrke

Man angiver styrken af et jordskælv med et tal på den såkaldte Richterskala, som er logaritmisk opbygget. Det betyder, at når man går fra ét tal på Richterskalaen til det næste, f.eks. fra 5 til 6, bliver styrken af jordskælvet ti gange større. Som det fremgår af figur N5.1, er jordskælv med en styrke på under 5 langt de mest almindelige. Men der opstår ca. 1.000 jordskælv pr. år med en styrke på 5 eller derover. Det er dem, som giver de skader, som vi kun alt for godt kender fra nyhedsudsendelserne. Skadernes størrelse er ikke kun afhængige af, hvor kraftigt jordskælvet er, men også hvor dybt hypocenteret er. Jo tættere på overfladen hypocenteret er, jo større bliver skaderne på jordoverfladen.

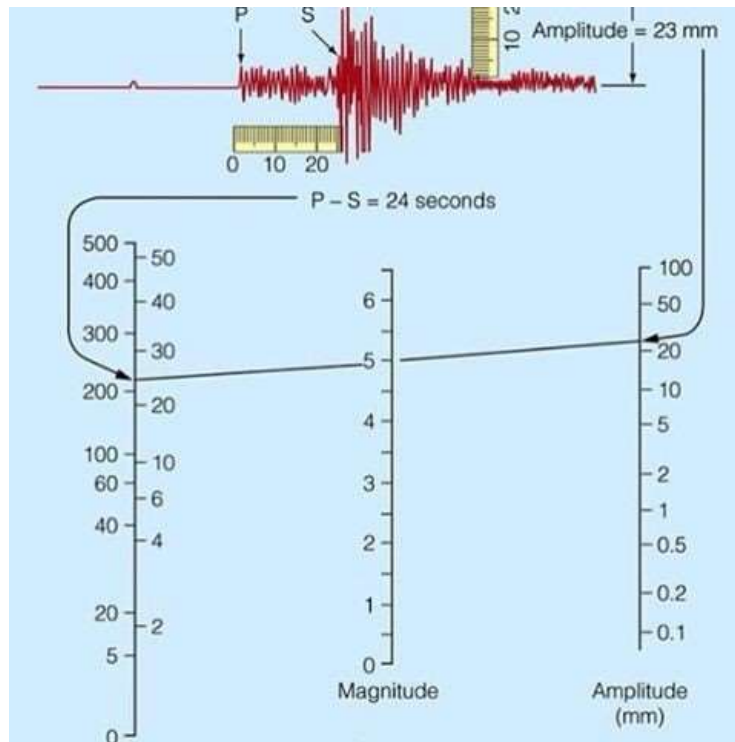
Richter størrelsesorden	Beskrivelse	Effekter	Hypighed (cirkatal)
Mindre end 0, 2	Mikro	Mærkes ikke	8.000 om dagen
2,0 – 2,9	Mindre	Svage, ofte mærkes de ikke, ingen materielle skader	1.000 om dagen
3,0 – 3,9	Mindre	Føles, uden materielle skader	50.000 om året
4,0 – 4,9	Let	Mærkes næsten af alle og fx løst puds falder ned	6.200 om året
5,0 – 5,9	Moderat	Kan mærkes, skorstene og svage bygninger tager skade	800 om året
6,0 – 6,9	Stærkt	Almindelige bygninger tager betydelig skade	120 om året
7,0 – 7,9	Større	Solide bygninger tager betydelig skade	18 om året
8,0 – 8,9	Større	Jordskælvssikrede bygninger tager betydelig skade	1 pr. år
9,0 – 9,9	Større	Voldsomme, omfattende og alteddelæggende rystelser	1 pr. 10 år
10+	Større	Ikke dokumenteret	Meget sjældent

Figur N5.1 Richterskalaen, effekten af jordskælvne og deres hyppighed.

For at bestemme et jordskælvs styrke, skal man kende tidsforskellen i sekunder imellem P- og S-bølgerne ankomst til seismografen (figur N5.2 tv.). Man skal også bestemme den største bølgehøjde (amplituden) af S-bølgerne (figur N5.2 th). Når man har bestemt disse to værdier, sættes de ind på akserne i figur N5.2. Når man forbinder værdierne på de to akser med en lige linje, kan jordskælvs styrke aflæses på akserne i midten. Prøv selv at bestemme styrken af de to jordskælv på baggrund af seismogrammerne vist i figur N4.2 på side 35.

Jordskælv

sider



**Figur N5.2** Diagram til bestemmelse af et jordskælvs styrke på Richterskalaen. På den venstre akse er afstanden til jordskælvet angivet sammen med antallet af sekunder imellem ankomsten af P- og S-bølgerne. På den højre akse angives den største bølgehøjde (amplitude) af S-bølgerne. På den midterste akse kan man aflæse styrken af jordskælvet på Richter-skalaen, når man forbinder værdierne på de to akser med en lige linje.

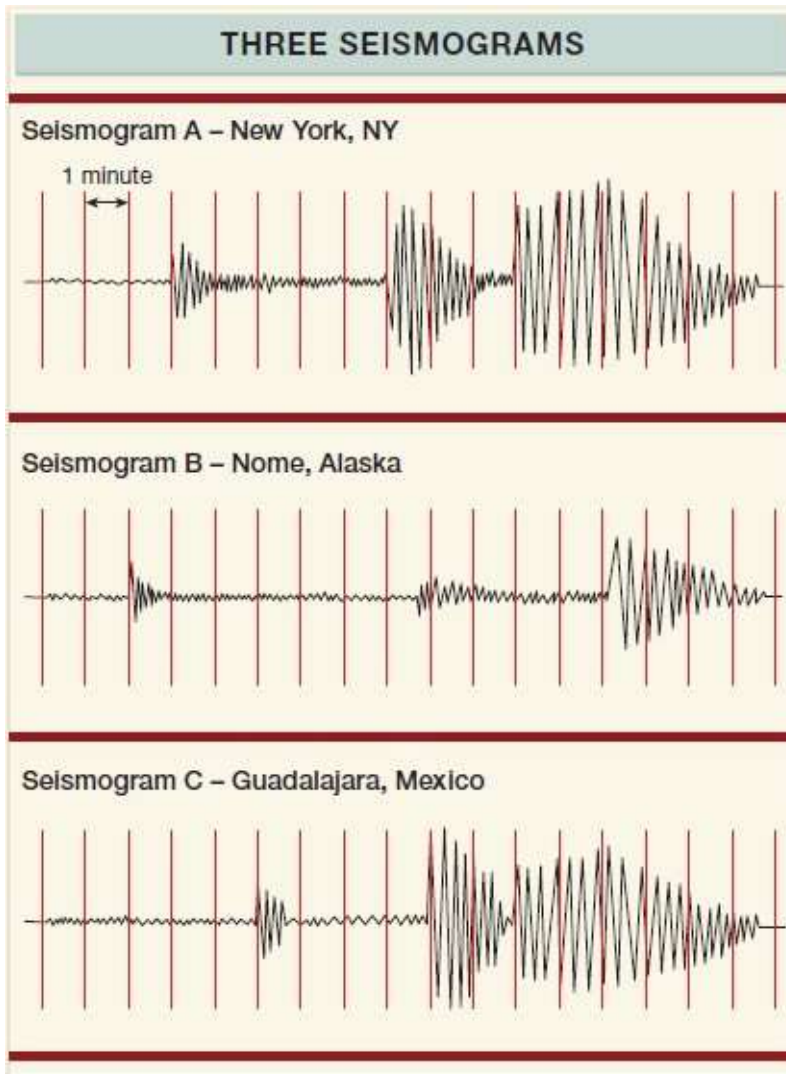
**Tabel N5.1** De 10 væste jordskælv i historien.

1. Shensi, Kina, Jan. 23, 1556 Styrke 8, ca. 830.000 døde.
2. Tangshan, Kina, July 27, 1976  
Styrke 7.5. Officielt dødstal 255.000. Sandsynligt dødstal: 655.000.
3. Aleppo, Syrien, Aug. 9, 1138 Ukendt styrke, ca. 230.000 døde.
4. Sumatra, Indonesien, Dec. 26, 2004  
Styrke 9.1, 227.898 døde.
5. Haiti, Jan 12, 2010 Styrke 7.0. Ca. 222.570 døde.
6. Damghan, Iran, Dec. 22, 856 Ukendt styrke, ca. 200.000 døde.
7. Haiyuan, Ningxia , Kina, Dec. 16, 1920  
Styrke 7.8, ca. 200.000 døde.
8. Ardabil, Iran, March. 23, 893  
MagnStyrke ukendt, ca. 150.000 døde
9. Kanto, Japan, Sept. 1, 1923 Styrke 7.9, ca. 142.800 døde.
10. Ashgabat, Turkmenistan, Oct. 5, 1948  
Styrke 7.3, ca. 110.000 døde.

## N6 Opgaver

### Opgave N1

Bestem, hvor jordskælvet fandt sted, når man i New York, Nome i Alaska og Guadalajara i Mexico registrerede følgende seismogrammer. Du skal bruge en passer og figureerne herunder.





sider

**Opgave N2**

Bestem styrken af nedenstående jordskælv ved at bruge diagrammet.

