2005

geoviden

GEOLOGI OG GEOGRAFI NR. 4

Jordens indre

- Dybe processer i jordens indre
- Jordens øvre kappe
- Carlsbergforkastningen
- Jordskælv som måleredskab
- Jordskælv ved Qeqertarsuaq i Vestgrønland
- En tsunami i Danmark?

Dybe processer i jordens indre

Hans Thybo

Professor, Geologisk Institut
(thybo@geol.ku.dk)

Jorden er dynamisk og udvikler sig konstant – men på helt andre tidsskalaer end vi er vant til at forholde os til. Der er faktisk tale om store hastigheder når Nordamerika og Europa driver væk fra hinanden med en hastighed på ca. 4 cm per år. Jordens overflade kan opdeles i en række tektoniske plader, som bevæger sig i forhold til hinanden. Eksempler på kontinentale plader er Afrika, Nordamerika og Europa-Asien. Eksempler på oceaniske plader er de vestlige og østlige Stillehavsplader. Nogle steder sprækker pladerne, det sker fx i dag i den Østafrikanske Riftzone. Andre steder kolliderer pladerne, og fx skyldes Himalaya bjergkæden at Indien rammer ind i Asien.

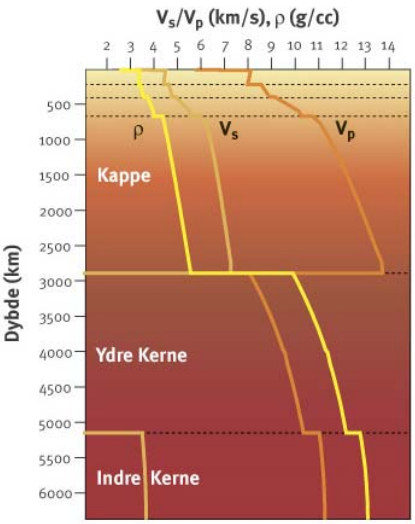
I dag kan vi måle, hvor hurtigt pladerne flytter sig i forhold til hinanden, men der findes stadig store problemer omkring årsagerne til bevægelserne og ikke mindst omkring hvad disse gigantiske tektoniske plader bevæger sig på. Det er dog givet, at de bagvedliggende processer foregår i jordens indre. Der er formentlig tale om et komplekst samspil mellem fysiske og kemiske processer i jordens indre.

KERNE-KAPPE GRÆNSEN

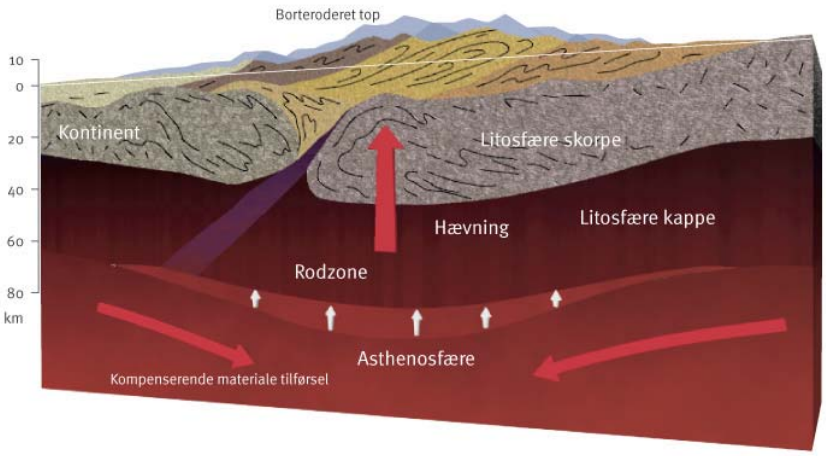
Den mest markante laggrænse i jordens indre er overgangen mellem kappen og kernen, som findes i en dybde af 2960 km. Jordens kerne består primært af metallerne jern og nikkel, som findes i smeltet form i den ydre kerne og i fast form i den indre kerne. Overgangen mellem den indre og ydre kerne kaldes også Lehmann Diskontinuiteten, efter den danske seismolog Inge Lehmann. Da kernen består af to tunge metaller under stort tryk, er dens massefylde omkring 9,5–11 g/cm^3, hvilket svarer til ca. 10 gange vands massefylde. Kappen udgør ca. 80% af jordens volumen, og dækker dybdeintervallet fra 10–60 km og ned til kernen. Kappen består af bjergarter, der indholder silicium samt magnesium og jern.

Tryk og temperatur ændres kraftigt fra jordens overflade til dybder af 2960 km. Disse ændringer afspejles også i en enorm variation i bjergarter. I kappens yderste del findes der relativt lette bjergarter med massefylder på ca. 3,35 g/cm^3, hvilket er ca. 30% højere end granit ved jordens overflade. Bjergartstyperne ændres ned gennem kappen. Der sker nogle markante omdannelser i 410 km og 660 km dybde, og gradvise ændringer til større dybde. Naturen af de dybeste bjergartstyper kan vi kun vurdere ud fra teoretiske beregninger og ved eksperimenter i laboratorier, hvor man frembringer kunstige bjergarter under betingelser, der ligner betingelserne dybt i jordens indre. Vi kan således ikke vide, om bjergarterne faktisk ser ud, som de stoffer man kan frembringe i laboratorier. Man finder dog, at de syntetiske bjergarters massefylde er ca. 6 g/cm^3 (det dobbelte af granits massefylde ved jordoverfladen), hvilket er i overensstemmelse med den teoretiske massefylde.

Overgangen mellem kappe og kerne svarer altså til de største ændringer i sammensætning og massefylde, som man finder i jorden. Massefylden ændres fra 6 g/cm^3 til 9,5 g/cm^3, eller fra 'lette' bjergarter til tunge smeltede metaller. Modsat gælder det, at den seismiske lydbølgehastighed har en negativ ændring fra ca. 14,5 km/s til kun 8,0 km/s, idet de seismiske P-bølger kun udbredes langsomt igennem smeltede bjergarter. Grunden til at vi ved, at den ydre ker-

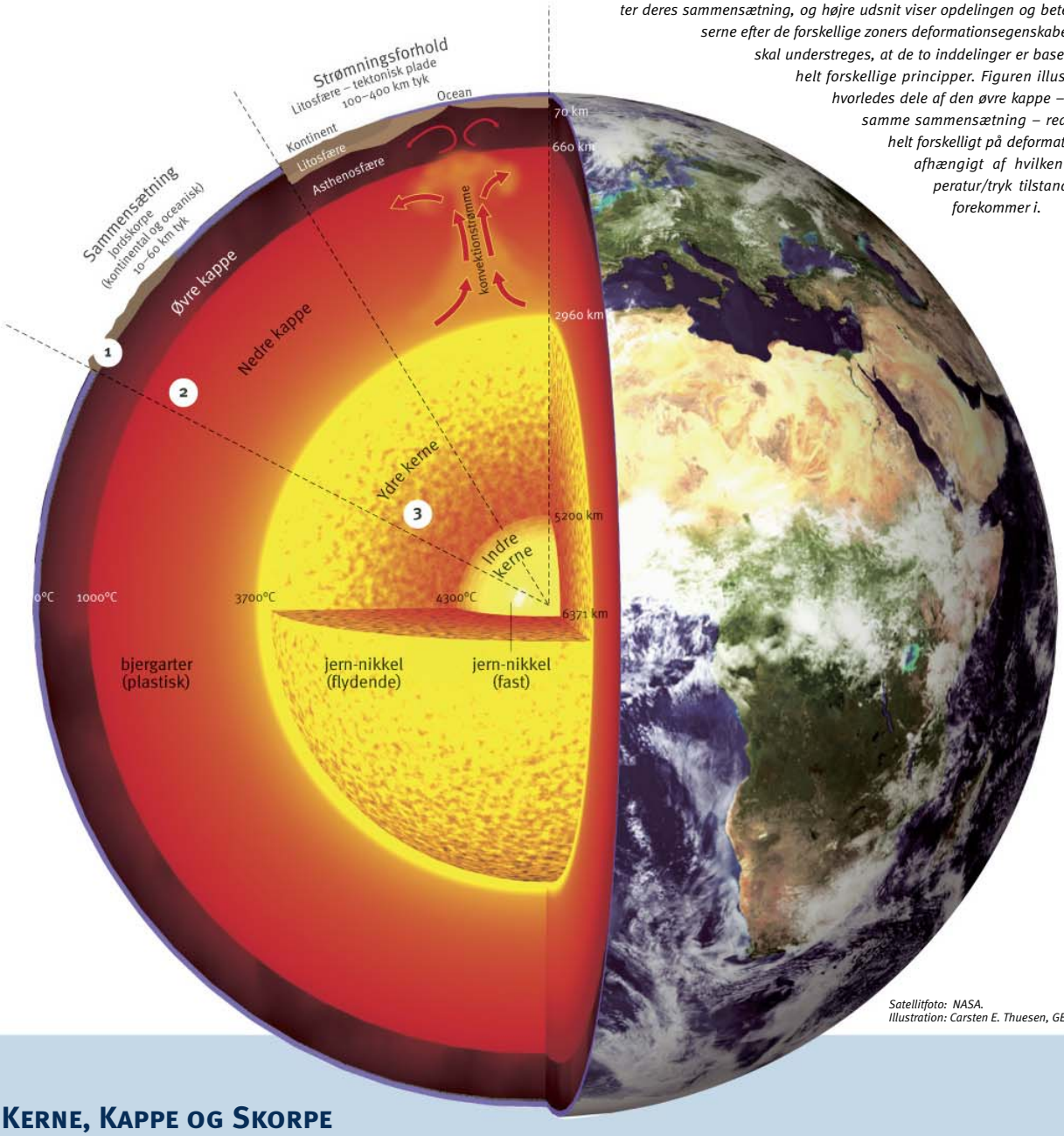


Jordens overordnede lagdeling i indre og ydre kerne, kappe og skorpe. Variation med dybden under jordoverfladen af seismiske hastigheder Vp og Vs samt massefylde.
Kilde: J. Ritsema og H. J. van Heijst, 2000.



Skitse der viser, at litosfæren nedbøjes i underlaget ved bjergkædefoldning, og at den derefter hæves langsomt i takt med at toppen af bjergene borteroderes. Herved aftager belastningen på underlaget og asthenosfæreunderlaget 'flyder' tilbage i nedbøjningsfeltet og udfylder det opståede restvolumen.
Illustration: Carsten E. Thuesen, GEUS.

Udsnit af Jorden, der viser dens opbygning efter sammensætning og efter dens dynamiske forhold. Venstre udsnit viser betegnelserne for de forskellige dele efter deres sammensætning, og højre udsnit viser opdelingen og betegnelserne efter de forskellige zoners deformationsegenskaber. Det skal understreges, at de to inddelinger er baseret på helt forskellige principper. Figuren illustrerer hvorledes dele af den øvre kappe – trods samme sammensætning – reagerer helt forskelligt på deformationer, afhængigt af hvilken temperatur/tryk tilstand den forekommer i.



Satellitfoto: NASA.
Illustration: Carsten E. Thuesen, GEUS.

Kerne, Kappe og Skorpe

Jorden er opbygget af tre dele:

1) Yderst findes jordskorpen, som vi lever på. Herfra henter vi råstoffer såsom metaller, olie og grus. Den yderste del af jorden er velkendt, og vi kender de forskellige bjergarter. Jordens skorpe er opbygget af bjergarter med et højt indhold af silicium, hvilket gør den relativt let. Jordskorpen når til 10–60 km dybde, og udgør en forsvindende lille del af Jorden.

2) Den underliggende kappe udgør 75–80% af jordens volumen og masse. Den består af bjergarter med mindre indhold af silicium og der med højere massefylde end jordskorpen. Det er processer i jordens kappe, som styrer de fleste geologiske processer på stor skala, fx dannelse af bjergkæder og oceaner og forekomster af vulkaner.

3) Kernen består fortrinsvis af metallerne jern og nikkel, i den ydre kerne på flydende form og i den indre kerne på fast form.

Litosfæren er den yderste, mekanisk stabile del af jorden, som består af en række tektoniske plader, der forskydes i forhold til hinanden. Litosfærepladerne består af jordskorpen og den yderste del af kappen ned til dybder af ca. 100 km under oceanerne og 50–400 km under kontinenterne. Den underliggende asthenosfære deformeres plastisk over geologisk tid, selv om materialet er ganske hårdt og stift. Over millioner af år deformeres materialet som en stiv sirup. Det er processerne i denne del af jordens indre, som menes at styre den geologiske udvikling. Der forskes derfor intenst i sammensætning, struktur og bevægelsesegenskaber for denne del af jordens indre.

Inge Lehmann

Inge Lehmann var den første leder af dansk seismologisk registrering og hun var en flittig forsker, som gennem en livslang karriere blev verdenskendt for to opdagelser:

1) Opdagelsen af jordens indre kerne i 1936. Tidligere mente man, at jordens kerne var flydende. Man byggede denne antagelse på, at der findes en skyggezone for registrering af jordskælv, groft sagt på den modsatte side af jorden i forhold til skælvet. Skyggezonen kan forklares ved, at der kun kan udbredes seismiske P-bølger, men ikke S-bølger i den flydende kerne. Ved detaljerede studier af seismogrammer optaget i bl.a. Danmark for jordskælv i New Zealand, påviste Inge Lehmann tilstedeværelsen af seismiske bølger i skyggezonen. Hun forklarede dette med, at S-bølger kan udbredes i den inderste del af kernen, som altså må være på fast form. Efterfølgende studier har til fulde bekræftet Inge Lehmanns opdagelse. Laggrænsen ind til jordens indre kerne kaldes også Lehmann Diskontinuiteten.

2) Studier af jordens øvre kappe. Fra 1950 til 60'erne samlede den seismologiske interesse sig om jordens kappe. Man fandt bl.a., at der overalt på jorden findes laggrænser i ca. 410 km og 660 km dybde, som begge reflekterer seismiske bølger. Påvisningen af sådanne laggrænser er væsentlige for at forstå jordens sammensætning. Ansporet af disse opdagelser satte seismologerne store kræfter ind på at udforske den utilgængelige øvre kappe mellem ca. 50 og 400 km dybde. Det lykkedes for Inge Lehmann at påvise tilstedeværelsen af en laggrænse i 220 km dybde i både Nordamerika og Europa. Hun postulerede, at der sandsynligvis var tale om endnu en global laggrænse, hvilket dog siden er blevet modbevist. Også denne laggrænse kaldes for Lehmann Diskontinuiteten med tilføjelsen "i den øvre kappe" for at skelne den fra kerne laggrænsen af samme navn. Inge Lehmann er således en af de få forskere, der har fået hele to fundamentale fænomener opkaldt efter sig. Der foregår stadig intens forskning med henblik på at forstå denne laggrænse, bl.a. ved Geocenter København.

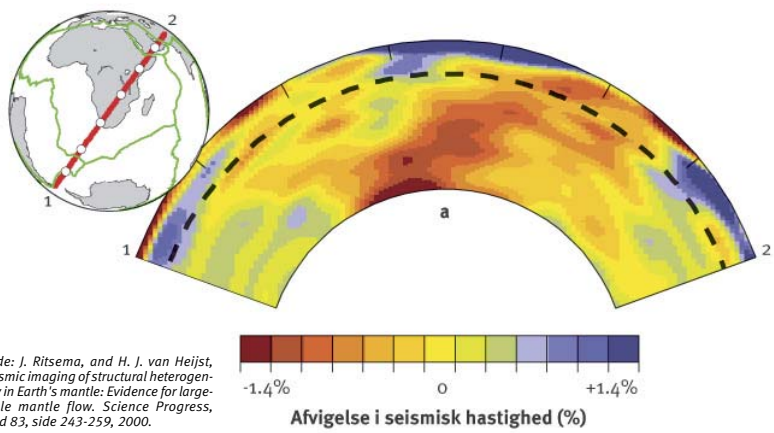
ne er smeltet, er at en anden type seismiske bølger (transversal-bølger) slet ikke kan udbredes gennem smeltede metaller.

Varmetransport og variation i temperatur er vigtige parametre for udviklingen af jorden, både i det lange perspektiv og på kort sigt. Der er næppe tvivl om, at temperaturforskelle er den egentlige årsag til bevægelsen af de tektoniske plader ved jordens overflade. Der findes forskellige opfattelser af, hvad der er den egentlige drivkraft for pladetektonikken. En model antager, at opstrømmende varme, bløde og smeltede bjergarter i såkaldte 'plumes' driver den tektoniske udvikling. Hvor de når de stive tektoniske plader, vil de løfte overfladen og drive ud mod siderne. Begge disse effekter vil påvirke pladerne med sideværts kræfter. Seismiske modeller, der afspejler forskelle i temperatur og bjergartssammensætning viser en del strukturer, der kan tolkes som 'plume' strukturer, hvor varme tilsyneladende stiger op fra jordens kerne, fx fra under Sydafrika op til under Etiopien. Man har argumenteret for, at denne varmekoncentration under det nordlige Østafrika forårsager, at jordskorpen revner i de såkaldte riftdale. Seismologer finder ofte, at der findes en anomal overgang mellem kappe og kerne ved bunden af sådanne 'plumes'.

Der findes dog også andre opfattelser af drivkræfterne bag pladetektonikken. I dag ved man fx, at mineralfaseomdannelser i subduktionszoner gør bjergarterne tungere, således at de trækker pladerne nedad, hvilket har afgørende betydning for spændinger i litosfæreplader-ne. Subduktionszoner er de områder, hvor oceanbundsplader dykker ind under kontinenterne, fx ved randen af Stillehavet. Det er i sådanne zoner, at man finder nogle af de kraftigste jordskælv, som opstår ved at der opsamles spændinger mellem kontinent og oceansbundsplade. Jordskælvene sker, når disse spændinger udløses i gigantiske udladninger af energi.

Den eneste mulighed vi har for at studere kerne-kappe grænsen, er brug af seismiske bølger til at bestemme fordelingen af bjergarter. Traditionel seismologi baseret på jordskælvskilder har været i stand til at påvise en yderst kompleks struktur omkring denne vigtige laggrænse. Man finder, at der sker væsentlige omdannelser af bjergarterne fra ca. 300 km (kaldet D'') over den egentlige laggrænse. Der hersker en del uklarhed omkring årsagerne til eksistensen af denne 300 km tykke zone, som i øvrigt har en ujævn overflade. Det har været foreslået, at zonen er en slags 'kirkegård' for litosfæreplader, som har rejst hele vejen gennem kappen. De må i så fald undervejs have undergået en række omdannelser for fortsat at kunne være tungere end de omgivende bjergarter. I modsat fald ville deres bevægelse nedad jo være standset undervejs i kappen. Variationen i seismisk hastighed i kappen tyder på, at pladerne kan trænge hele vejen fra overfladen ned til kernen. Det er sandsynligt, at sådanne bjergarter vil smelte under de tryk og temperaturforhold, som findes så dybt i jorden. Det er også muligt, at zonen repræsenterer ukendte typer af bjergarter.

Den egentlige overgang til den smeltede



Kilde: J. Ritsema, and H. J. van Heijst, Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow. Science Progress, bind 83, side 243-259, 2000.

Afvigelser i seismisk hastighed fra normale hastigheder langs et profil gennem Afrika og Atlanterhavet. Røde farver viser lave hastigheder og blå farver viser høje hastigheder, svarende til høje hhv. lave temperaturer. Bemærk båndet med små hastigheder fra kernen under Sydafrika til Nordøstafrika nær overfladen. Dette kan svare til høje temperaturer under den østafrikanske riftzone, som måske kan være forårsaget af processer i jordens dybe indre.

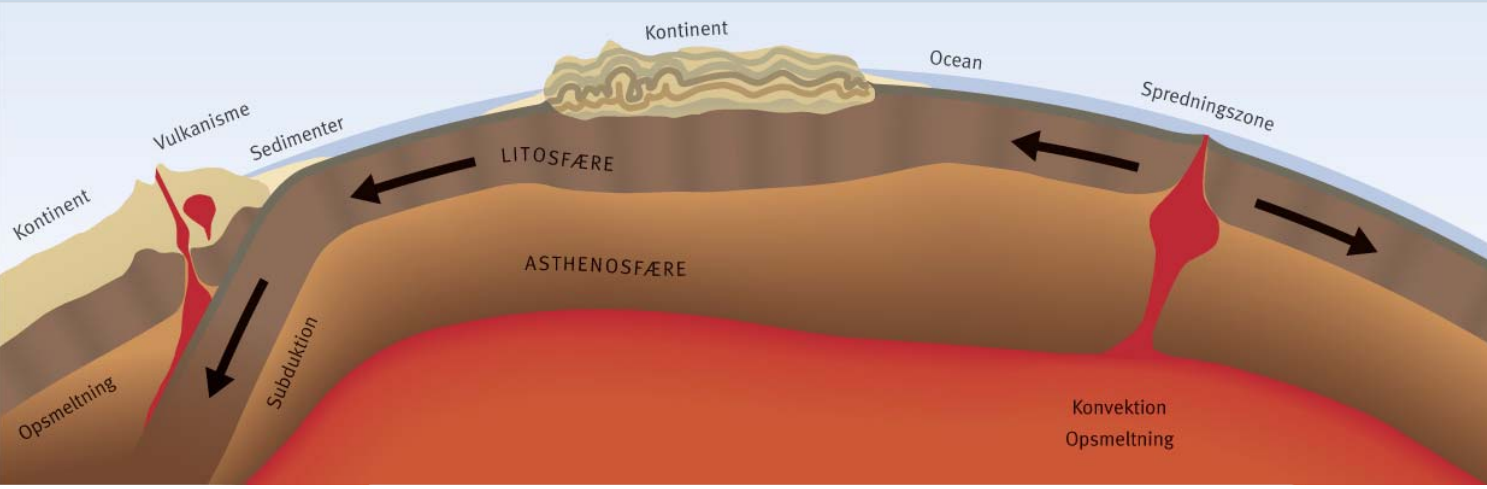


Illustration: Carsten E. Thuesen, GEUS.

Pladetektonisk principskitse. I spredningszonen nydannes oceanbund over en opadgående konvektionsstrøm fra jordens kappe. Litosfærepladen med oceanbunden synker ned i jordens kappe ved subduktion under kontinentet til venstre. Herved sker der en delvis opsmeltning af den nedsynkende litosfære, som fører til dannelse af vulkanisme på overfladen og af granitintrusioner i dybet. Kontinentet i midten af skitsen er en del af den litosfæreplade, der forskydes langsomt mod venstre. Til sidst kolliderer de to kontinenter, hvorved der opfoldes en bjergkæde i kollisionszonen.

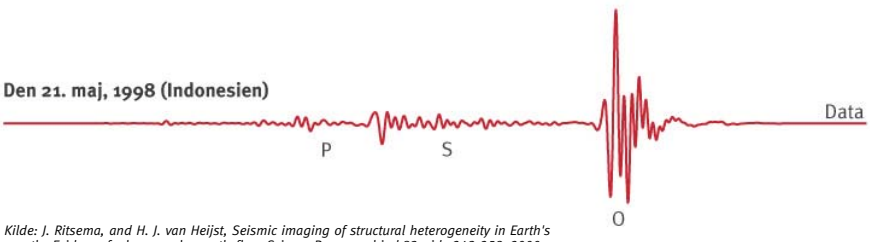
kerne rummer også overraskelser. Man har med jordskælvsseismologi fundet, at ca. 12% af kernens overflade er dækket af et tyndt lag på 10–40 km tykkelse. Seismiske bølger udbredes langsomt gennem dette lag, hvilket gør det sandsynligt, at laget repræsenterer delvist smeltede kappebjergarter i direkte kontakt med de smeltede metaller i kernen. Dette lavhastighedslag er tykkest under det centrale Stillehav og andre steder, hvor man mener at have påvist opadstigende 'plumes'. Det er således muligt, at instabilitet i dette lag kan forårsage dannelse af plumes. Seismologer har hidtil kunnet afsøge ca. halvdelen af kernens overflade med jordskælvsbølger, hvorved man kan identificere laget, hvis det er mindst 10 km tykt.

Forskere fra Geocenter København har anvendt seismiske optagelser af kernevåbensprængninger fra den kolde krig til at opnå endnu højere opløsningsevne. Formålet med projektet var at studere den øvre kappe i stor detalje, men vi fandt, at de russiske forskere havde været forudseende nok til at optage de seismiske signaler længe nok til, at man teoretisk set ville være i stand til at modtage refleksioner fra jordens centrale del. Vi testede og fandt klare signaler fra kernens overflade i optagelserne fra tre ud af de ca. 20 kernevåbensprængninger, som vi havde adgang til. Desværre har vi ikke været i stand til at finde tilsvarende signaler fra Lehmann Diskontinuiteten.

Udfra tolkning af de seismiske data, kunne vi opstille en model for den seismiske struktur omkring kappe-kerne grænsen med en opløsning, der er bedre en 1–2 km. Dette skyldes, at vi kender signalerne fra sprængningerne med stor nøjagtighed, samt at de nyttige frekvenser i de seismiske bølger er væsentligt højere end for jordskælv. Vi kunne således påvise, at der findes en lavhastighedszone under Sibirien i et område, hvor de hidtidige tolkninger, baseret på jordskælvsdata, viser, at der ikke skulle eksistere en sådan zone. Faktisk viste det sig, at vi med forbedrede metoder var i stand til at opnå en endnu højere opløselighed. De reflekterede signaler viser, at toppen af lavhastighedszonen må bestå af mere end en laggrænse.

Påvisningen af eksistensen af en lavhastighedszone på toppen af kernen under Sibirien, hvor en sådan zone ikke skulle findes, har naturligvis rejst spørgsmålet, om zonen findes overalt på jorden. Vi ved det ikke, men gruppen har fortsat tolkningerne ved at undersøge optagelser af prøvevåbensprængninger på det globale seismologiske netværk. Vi finder herved, at tykkelsen af zonen er meget variabel, at den ændres markant over korte afstande, og at der findes områder, hvor zonen må være tyndere end ca. 1 km.

Fundet af zonen, og påvisningen af dens kraftige variation i tykkelse rejser naturligt spørgsmålet, om 'plumes' opstår på steder, hvor der findes instabilitet i varmestrømmen fra jordens kerne. Alt tyder på, at zonen eksisterer overalt, og at plumes kun opstår hvor zonen har stor tykkelse. Løsningen på dette problem kræver integration af flere metoder, herunder undersøgelser af hvorledes jordens magnetfelt dannes og hvorfor det varierer med tiden. Man kan forestille sig, at væske-strømninger i den flydende kerne påvirker de elektriske strømme, og at deres gensidige påvirkning kan koncentrere strømningen til bestemte steder ved dens overflade. Dette er en mulighed for at forklare den fortykkede zone under Stillehavet, og dermed også for at forklare de mystiske 'plumes'.



Et seismogram, som er en optagelse af jordoverfladens svingninger pga. seismiske bølger i en afstand af ca. 11.000 km fra et jordskælv i Indonesien. P viser den første (P, primær) ankomst, S de senere (sekundære, shear) bølger, og O markerer de meget kraftige overfladebølger.

Kilde: J. Ritsema, and H. J. van Heijst, Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow. Science Progress, bind 83, side 243-259, 2000.

Jordens øvre kappe

Hans Thybo
Professor, Geologisk Institut
(thybo@geol.ku.dk)

Lars Nielsen
Lektor, Geologisk Institut
(ln@geol.ku.dk)

I de senere år er der frembragt detaljerede modeller for kappens opbygning. Modellerne rejser bl.a. spørgsmålet om, hvorvidt litosfæren er sammenhængende over lange tidsrum, fx om bunden af litosfæren vil 'følge med' den øverste del, når pladerne bevæger sig i det tektoniske spændingsfelt. Dette spændende forskningsområde ved Geologisk Institut rejser nye spørgsmål om årsagerne til de pladetektoniske bevægelser.

Detaljerede geofysiske undersøgelser har hidtil kun kunnet gennemføres af strukturer i jordens skorpe. Under brug af mobile seismografer og kraftige sprængninger er det nu lykkedes at tolke små-skala strukturer i jordens øvre kappe i en skala på ned til 500 m. Forskere fra Geocenter København har været ledende i udviklingen af seismiske metoder.

Seismiske data viser oftest en kvalitativ ændring ved overgangen mellem jordens skorpe og kappe. Den nederste del af skorpen reflekterer de seismiske signaler ganske kraftigt, hvorimod kappen virker næsten transparent. Dette har ledt til modeller, hvor kappen fremtræder med næsten homogene områder. Data fra sovjetrussiske kernevåbensprængninger viser dog et noget andet billede.

Tolkninger af sådanne data har vist, at der findes en såkaldt lavhastighedszone under 100 km dybde under alle kontinenter. Selv om påvisningen af en sådan zone kræver meget detaljerede data, har forskerne fra Geologisk Institut kunnet påvise zonens eksistens på mere end 20 lokaliteter på jordkloden, især indenfor de store kontinenter, idet der findes flest data fra sådanne områder. Tegnene på zonens eksistens viser sig altid i næsten samme afstand (850 km) fra de seismiske kilder, hvilket viser, at dybden til zonen må være den samme overalt på jorden. Overgangen til denne zone er derfor blevet kaldt 8º diskontinuiteten, idet 850 km groft set svarer til en afstand på 8 geografiske grader ved jordoverfladen.

Selv om dybden til zonen er næsten konstant, viser det sig dog, at dybden til dens bund

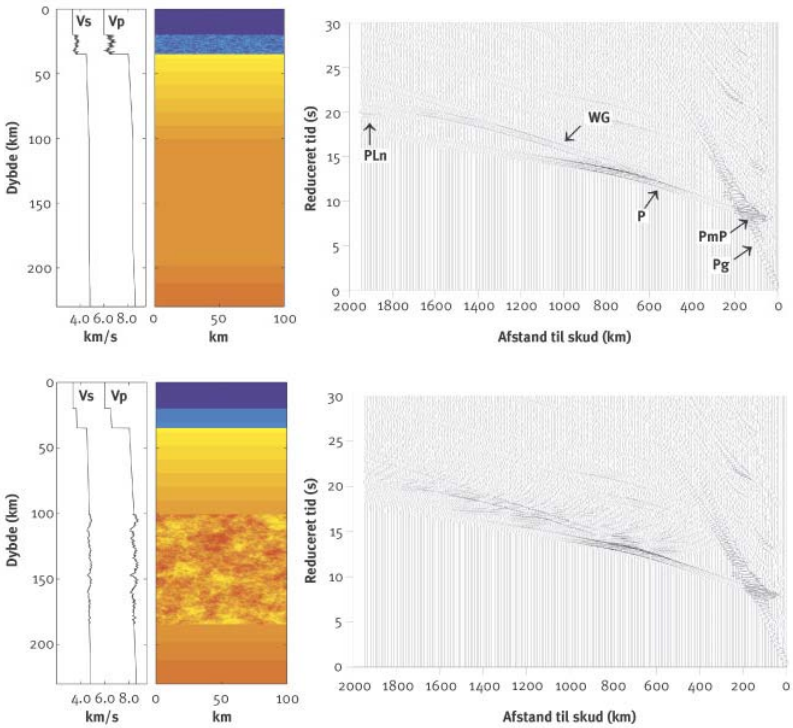
Fredelige Kernesprængninger

Det er begrænset, hvor detaljerede informationer man kan opnå om jordens indre ved brug af seismiske data fra jordskælv. Seismologer forsøger derfor ofte at anvende eksplosioner, hvor man jo både kan kontrollere tidspunkt, energiudladning og dybde. For at kigge dybt må man anvende store ladninger. De kraftigste eksplosioner kommer fra kernevåbensprængninger, som giver anledning til seismiske bølger med samme styrke som små jordskælv.

Seismologer har altid været interesserede i at kunne måle seismiske bølger fra sådanne eksplosioner. Inge Lehmann forsøgte som en af de første vestlige seismologer, at anvende optagelser på seismografer af seismiske bølger fra prøvesprængninger af atombomber. Hendes arbejde førte til opdagelsen af Lehmann Diskontinuiteten i den øvre kappe. Det var et vanskeligt arbejde, for tidspunkt og placering af sprængningerne var hemmeligholdt. Det lykkedes dog efterhånden for de amerikanske seismologer at opsnuse, når der var noget i gære, hvorefter de satte alle deres seismografer ud.

I Sovjetunionen lykkedes det for seismologer, at få stillet ca. 120 kernevåbensprængninger til rådighed for forsøg. Denne mulighed opstod, da geofysikeren Fedynsky blev minister. Han indså mulighederne i at benytte disse kraftige sprængninger til fredelige formål. Fedynsky sørgede for, at optagelserne varede i mindst 40 minutter efter hver sprængning, således at man kunne registrere reflekterede signaler fra jordens centrum. Med helikopter fløj man borerigge ud til sprængningspunkterne, hvor man borede huller til 500–1000 m dybde til ladningerne. Man opstillede mobile seismografer langs 3000–4000 km lange profiler hen over Sibirien. Resultatet er blevet et uvurderligt datamateriale. Efter murens fald igangsatte europæiske og amerikanske seismologer en redningsaktion for materialet, som i dag findes på digital form. Forskere ved Geocenter København har fået adgang til at anvende dele af materialet til samarbejdsprojekter med russiske forskere. Arbejdet har ført til nye opdagelser omkring den øvre kappe samt de fundamentale laggrænser i 410 km dybde og kerne-kappe grænsen i 2960 km dybde.

Atomprøvesprængning i atmosfæren.
Kilde: POLFOTO (Mururoa, Frankrig 1971).



To fundamentalt forskellige modeller for skorpe-kappesystemet og seismiske data beregnet for disse modeller. De beregnede seismiske data er vist som spor af bølger ved forskellig afstand fra et tænkt skudpunkt. Den vertikale akse viser bølgens løbetid gennem jorden fra den blev udsendt fra skudpunktet. Løbetiden er reduceret for at den vertikale akse ikke skal blive ekstremt lang (reduceret løbetid = sand løbetid minus afstand fra skud delt med 8,7 km/s). Modellen, som inkluderer et heterogent interval i skorpen fra 20 til 30 km dybde (øverst) resulterer i et seismogram, hvor forskellige bølgetyper kan skelnes. Med betegnelser fra faglitteraturen benævnes bølgerne: Pg: Første bølge fra skorpen; P: Første bølge fra kappen; PmP: Reflekteret bølge fra skorpe-kappe-grænsen; PLn: Bølge fra under Lehmann Diskontinuiteten; WG: Bølge som udbreder sig langs undersiden af skorpe-kappe-grænsen. Når man sammenligner de beregnede data med optagede PNE data fra Rusland, viser det sig, at kun modellen med heterogenitet i intervallet fra ~100 km dybde til Lehmann Diskontinuiteten (nederst) giver ophav til de rette bølgemønstre i afstanden 800–1400 km fra skuddet.

Illustration: Hans Thybo og Lars Nielsen, Geologisk Institut.

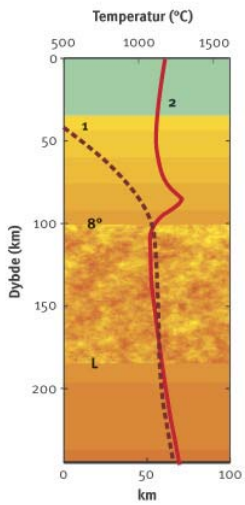
varierer. Zonen er således kun omkring 40 km tyk i de ældste, tektonisk rolige områder, mens den er meget tykkere i de yngste, tektonisk aktive områder på jorden. Forklaringen på dette fænomen er sandsynligvis, at bjergarterne i dette dybdeinterval er nær ved smeltepunktet eller måske indeholder små mængder smeltet materiale. Dette kan forklare de lave seismiske hastigheder i intervallet. Det er endvidere velkendt, at hvis bjergarterne i jordens kappe indeholder blot ganske små mængder væske, vil deres smeltepunkt formindskes væsentligt i et dybdeinterval under 80 til 100 km. Temperaturen i kappen er relativ lav i det indre af de gamle kontinenter, hvilket gør, at temperaturkurven kun nærmer sig eller krydser smeltepunktet i et kort dybdeinterval, hvorimod temperaturen ligger over smeltekurven i et langt interval i de aktive områder.

Et væsentligt argument for denne tolkning er, at data også viser, at det relevante dybdeinterval reflekterer seismiske bølger kraftig og tilfældigt. Dette kan bedst forklares ved, at dybdeintervallet indeholder en række inhomogeniteter. Sådanne inhomogeniteter kan sprede de seismiske bølger både sideværts og tilbage. Med moderne supercomputere er det muligt at beregne, hvorledes bølgerne udbredes i hypotetiske modeller.

Vi har vurderet effekterne af forskellige karakteristiske skalalængder af legemerne i lavhastighedszonen ved at beregne udbredelsen af det seismiske bølgefelt i todimensionale modeller. Vi antager en statistisk fordeling af seismiske hastigheder i intervallet fra 100 til 185 km. De betragtede modeller har en størrelse svarende til 2000 km gange 300 km. Beregninger i så store modeller er særdeles regnekrævende, og kræver adgang til supercomputere. En enkelt beregning tog i begyndelsen af projektet op imod to uger, men med moderne computere kan det gøres på to til tre dage.

Det seismiske respons af en lang række forskellige modeller er beregnet på computeranlæg stillet til rådighed af Danish Center for Scientific Computing. Ved at sammenligne de beregnede seismiske sektioner med de observerede data kan vi konkludere, at inhomogeniteterne i 100–185 km dybde bedst beskrives ved hastighedsfluktuationer med en horisontal skala på 5–10 km, en vertikal skala på mindre end 5 km og hastighedsvariationer på omkring 2% af den gennemsnitlige baggrundshastighed.

Modellen med en heterogen lavhastighedszone i 100 km dybde har kunnet anvendes til at forklare 5–10% af de jordskælv i Nordamerika, som sker i det indre af kontinentet. Disse jordskælv har hidtidigt ikke kunnet forklares med kendte spændinger. Det viser sig dog, at de fleste af sådanne jordskælv sker i et ca. 400 km bredt bælte omkring overgangen mellem det tektonisk aktive og passive Nordamerika. Tolkninger af detaljerede data viser endvidere, at denne overgang i kappen sker over et mindre end 200 km bredt bælte. Beregninger af forskerne ved Geocenter København viser, at forskellene i massefylde mellem de to sider vil lede til så store spændinger, at de overstiger den formodede styrke af litosfæren i dybder omkring 120–150 km. Forskerne har foreslået, at det er disse spændinger, der leder til udløsningen af de gådefulde nordamerikanske jordskælv.



Model for skorpen (0–30 km dybde) og kappen (under 30 km dybde). Fra ca. 100 km dybde (8º Diskontinuiteten) til Lehmann Diskontinuiteten (L) er jordlagene stærkt varierende (heterogene). Den stiplede kurve (1) viser det forventede temperaturprofil under kontinenter. Den fuldt optrukne kurve (2) er en såkaldt "solidus-kurve". Ved temperaturer højere en solidus-temperaturen begynder bjergarterne at smelte. Mellem ca. 100 km dybde og Lehmann Diskontinuiteten ligger kurve 1 til højre for kurve 2, og det er derfor muligt, at det heterogene interval repræsenterer delvist smeltede bjergarter.

Illustration: Hans Thybo og Lars Nielsen, Geologisk Institut.

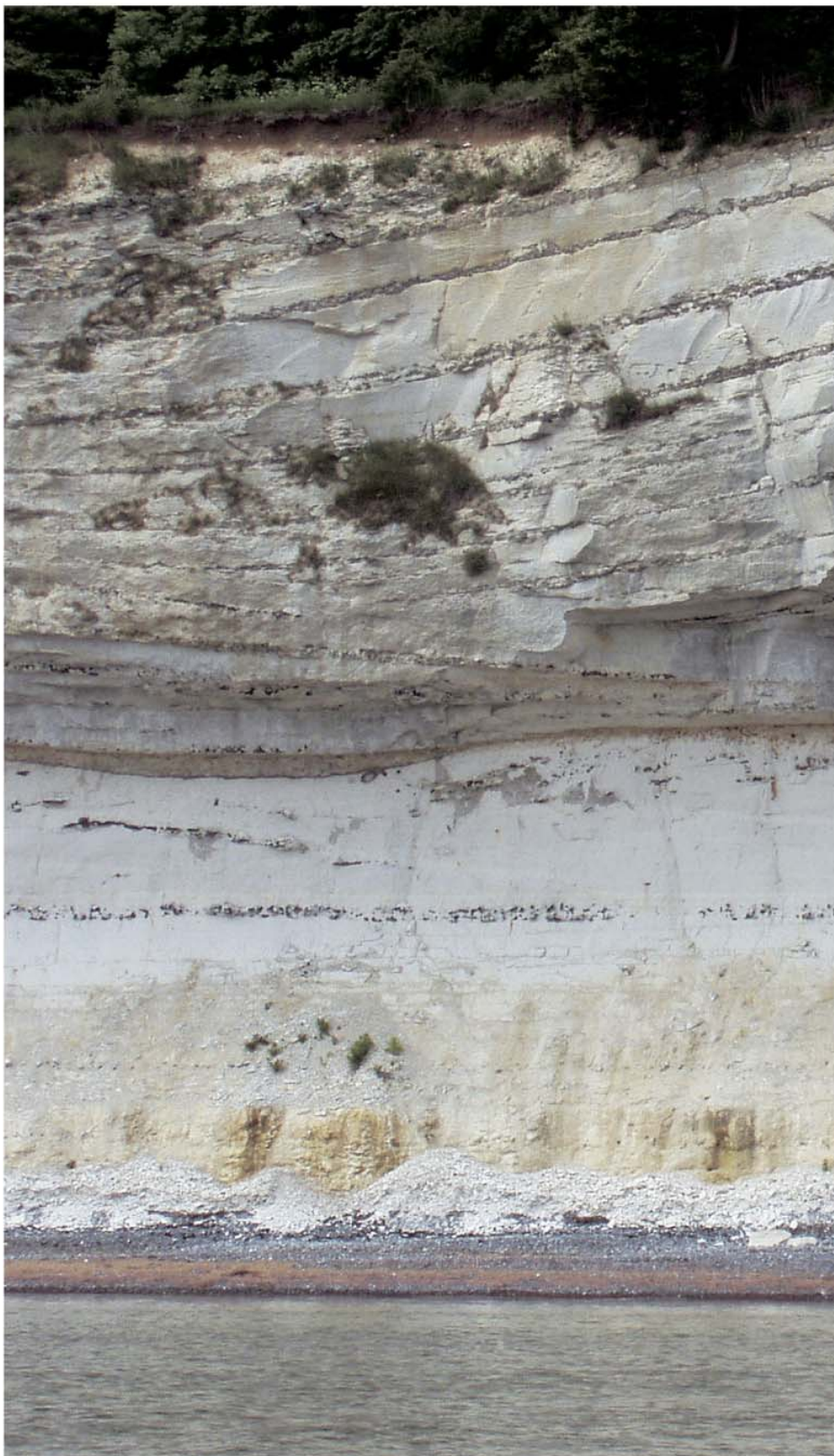
Carlsbergforkastningen

Lars Nielsen
Lektor, Geologisk Institut
(ln@geol.ku.dk)

Alexander Lassen
Ph.d. stipendiat, Geologisk Institut
(al@geol.ku.dk)

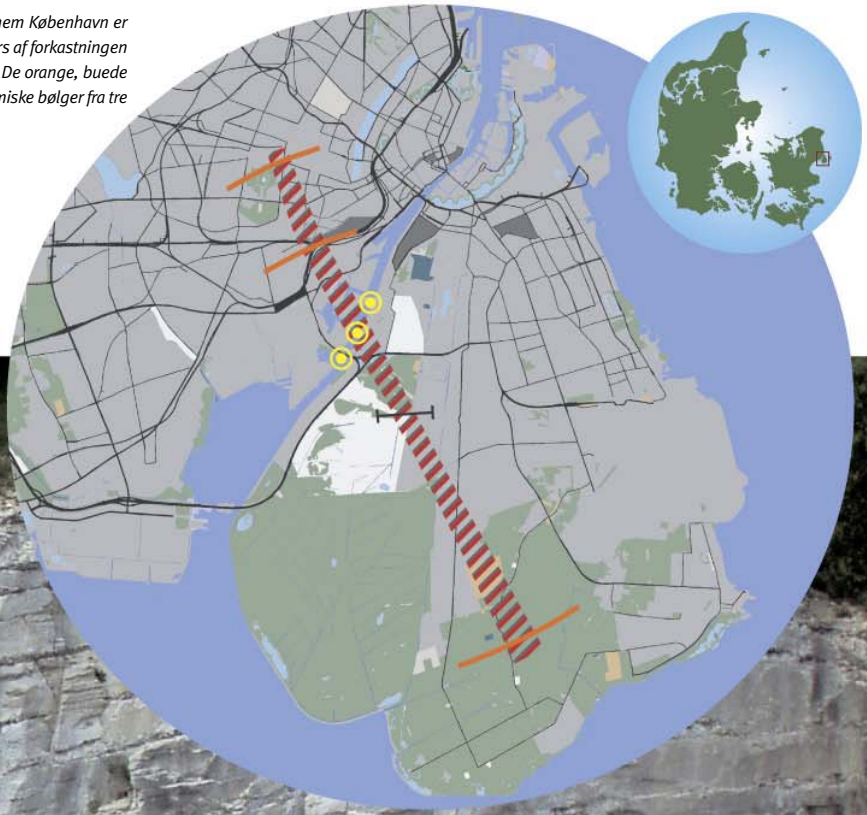
Hans Thybo
Professor, Geologisk Institut
(thybo@geol.ku.dk)

Nye jordskælv minder os jævnligt om, at vores jord er dynamisk. Jordskælvene opstår som følge af bevægelser i jordens yderste, stive skal, der udgøres af en mosaik af litosfæreplader. Jordskælvene sker især langs de midtoceaniske rygge, hvor der dannes ny litosfære af smeltet materiale fra den underliggende kappe, og i områder, hvor litosfæreplader kolliderer. Danmark ligger i dag langt fra sådanne litosfærepladegrænser. Alligevel forekommer der små jordskælv i det danske område i dag. Tidligere i jordens historie, for millioner af år siden, har det område, som nu er Danmark, været udsat for kraftig pladetektonisk aktivitet og måske oplevet endog store jordskælv. I undergrunden finder vi spor af tidligere tiders og nutidig aktivitet. Mange steder er jordlagene blevet brudt af jordskælv langs forkastninger. En af disse forkastninger hedder Carlsbergforkastningen. Den er en flere kilometer lang brudzone, og nye geofysiske målinger viser, hvordan den krydser tværs gennem København.



Baggrund

Carlsbergforkastningen, som er en 400 til 700 m bred brudzone, løber midt gennem København. Forkastningen ses ikke på jordoverfladen, men geofysiske målinger og boringer afslører, at den findes i de forskellige typer af kalkaflejringer, som ligger 5 til 20 m under terræn i det københavnske område. Carlsbergforkastningen har en nord-nordvestlig til syd-sydøstlig orientering og strækker sig muligvis hele vejen fra det sydligste Kattegat til et sted ud i Øresund syd for Amager. De forskydninger af jordlagene, der kan observeres langs med Carlsbergforkastningen, blev måske sat i gang for rundt regnet 60–100 millioner år siden pga. kollisionen mellem den afrikanske plade og Europa. Denne kollision førte senere til dannelsen af Alperne, som vi kender dem i dag. Det er dog muligt, at Carlsbergforkastningen er endnu ældre, og at dens tidligste dannelse derfor relaterer til helt andre pladetektoniske kræfter. Kollision mellem Afrika og Europa er stadig i gang. Kræfterne herfra er muligvis delvist ansvarlige



Carlsbergforkastningszonens udbredelse gennem København er vist med rød skravering. Den sorte linje på tværs af forkastningen viser placeringen af Fallesens seismiske profil. De orange, buede linjestykker viser, hvor der blev registreret seismiske bølger fra tre eksplosioner (gule cirkler).

Kilde: AIS og Geologisk Institut, KU.

Stevns Klint med skrivekridt (nederst) og bryozokalk (øverst). Lagene er 60-70 millioner år gamle. Dele af kalkbjergarterne under København består af lignende kalkaflejringer.

Foto: Lars Nielsen, Geologisk Institut.

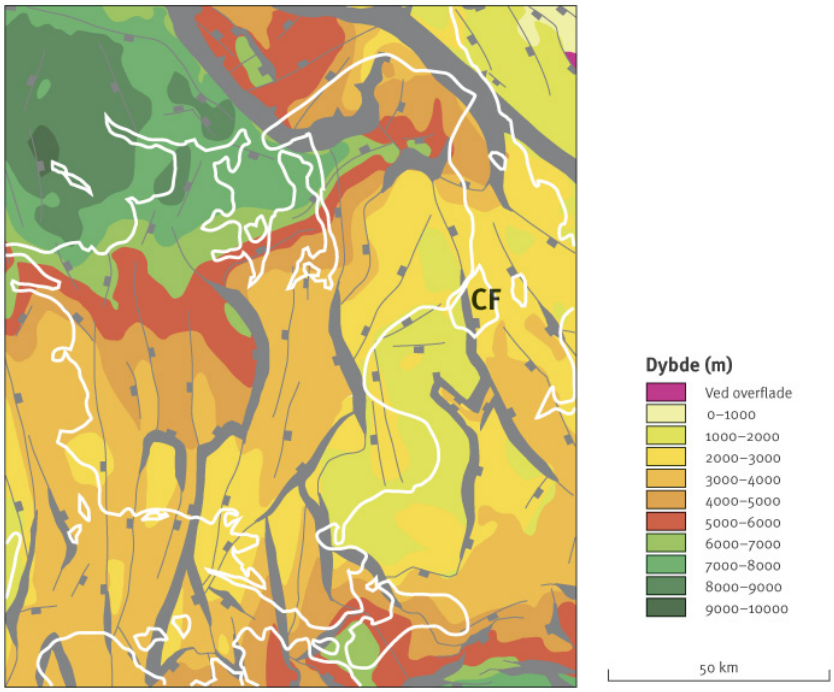


Illustration: Lars Nielsen og Alexander Lassen, Geologisk Institut.

Kort over dybden til det krystalline grundfjeld. Kystlinjer for Sjælland, de omkringliggende øer, den østligste del af Djursland og det sydvestlige Sverige er vist med hvide streger. Dybden til grundfjeldet varierer fra 0 km i det sydvestlige Sverige til omkring 8–9 km i Kattegat. Forkastninger, hvor der er store forsætninger i grundfjeldet, er vist med gråt. Carlsbergforkastningen (CF) løber fra det nordligste Sjælland, under Amager og videre ud i Øresund. Forkastningen har muligvis kontakt med store forkastninger i det sydlige Kattegat.

for nogle af de små jordskælv, som vi af og til observerer i Danmark. Der er dog ikke observeret jordskælv ved selve Carlsbergforkastningen i Københavnsområdet i den tid, man har overvåget området med seismografer. Derimod er der observeret en række jordskælv i det sydligste Kattegat, lige nord for Sjælland, og den 24. februar 2004 registreredes et jordskælv, som målte omkring 3 på Richterskalaen, i nærheden af Stevns. Dette jordskælv fandt med stor sandsynlighed sted på en forkastning, som ligger vest for, men nogenlunde parallelt med Carlsbergforkastningen.

Carlsbergforkastningen har fået sit navn efter Carlsbergbryggeriet. I jagten på vand til brygning af øl borede man ned i kalken på Carlsbergs grund og fandt på et tidspunkt salt grundvand. Dette var tegn på, at man havde ramt forkastningen, hvor salt grundvand trænger op i det normale ferske grundvands niveau. I I.C. Jacobsens samtid var man dog ikke klar over, at man havde med en forkastningszone at gøre. Det var først op igennem 1900-tallet, at man sammenstykkede stadig større mængder af forskellige geologiske data fra bl.a. boringer i Københavnsområdet og opdagede, at der løber en forkastningszone tværs gennem hovedstaden. Forkastningen blev senere opkaldt efter Carlsbergbryggeriet.

Hvordan ser forkastningen ud?

I løbet af de sidste 100 år er antallet af boringer i København vokset støt. Eksempelvis har man lavet boringer til undersøgelse af grundvand og til forundersøgelser i forbindelse med anlægsarbejder. Disse boringer har vist, at kalkbjergarterne i forkastningszonen er sprækkede og meget vandfyldte. Det er derfor vigtigt at kende forkastningens præcise placering, når man kortlægger grundvand og skal foretage anlægsarbejder. Desuden er det af videnskabelig betydning at kende forkastningszonens nøjagtige placering og geometri, når man skal forstå forkastningens dannelse og udvikling. Boringerne alene giver kun en grov fornemmelse af, hvor forkastningszonen befinder sig, da der ofte er flere hundrede meter mellem boringerne.

Jesper Fallesen foretog i 1995 en refleksionsseismisk undersøgelse af Carlsbergforkastningen som en del af sit specialeprojekt. Han udførte en serie små sprængninger og registrerede reflekterede bølger fra undergrunden langs en ca. 1,1 km lang linje. Fallesens målinger viste, at de geologiske lag i forkastningszonen var opbrudte. Nogle steder fandt han tegn på vertikale bevægelser på mere end 50 m. Der er tale om gradvise bevægelser, hvor lagene er blevet forskudt i mindre ryk eller måske glidende, over millioner af år. Med lidt god vilje kan man sammenligne Fallesens optegning af forkastningszonen med formen på en buket blomster. Langs sådanne 'blomsterbuketlignende' forkastninger kan man ofte også se tegn på horisontale bevægelser. Der skal dog indsamles yderligere seismiske data, før man kan afgøre, om der er sket horisontale bevægelser langs med Carlsbergforkastningen.

Hvordan kortlægger man en forkastning, man ikke kan se?

De refleksionsseismiske data viser kun forkastningszonen i et enkelt profilsnit. Man kunne derfor ønske sig at sprænge serier af dynamitladninger og måle jordrystelser langs et større antal linjer i den centrale del af København. Dette kan dog ikke gennemføres, fordi sprængningerne kan forvolde skade på bygninger og veje. Der er derfor udviklet en anden strategi til at indsamle seismiske data, hvor man kun benytter få sprængladninger på udvalgte steder. Metoden går ud på, at man detonerer sprængladninger inden for og uden for forkastningszonen og registrerer de seismiske rystelser langs buede linjestykker, som er placeret således, at de krydser den formodede placering af forkastningszonen. I de opbrudte og vandfyldte kalklag udbreder seismiske bølger sig langsommere end i de omkringliggende, uforstyrrede og mere faste kalklag. Der vil altså være en kontrast i bølgehastighed mellem forkastningszonen og det omkringliggende materiale. Derfor vil de seismiske bølger reflekteres og afbøjes ved kanterne af forkastningszonen ligesom lyset brydes mellem medier med forskellig lyshastighed. For skud detoneret inden for forkastningszonen betyder dette, at en del af energien bliver 'fanget' og bliver ved med at reflekteres frem og tilbage inden i forkastningszonen over store afstande, hvilket resulterer i observation

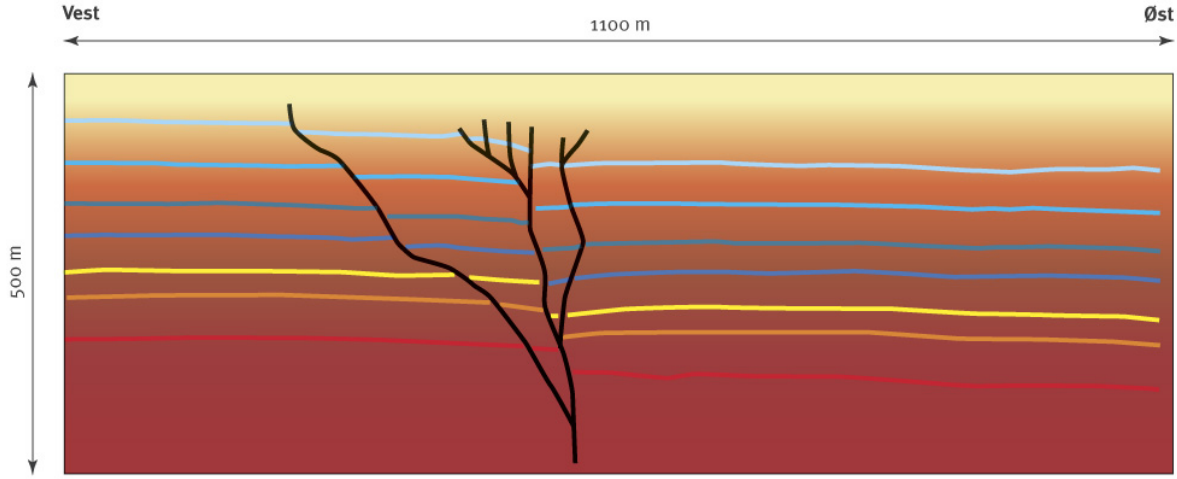


Illustration: Lars Nielsen og Alexander Lassen, Geologisk Institut.

Geologiske lag under København, som Fallesen tolkede dem ud fra sit refleksionsseismiske profil i 1995. De forskellige geologiske lag (markeret med forskellig farve) under København ligger nogenlunde horisontalt. I forkastningszonen er lagene forstyrrede og viser vertikale forsætninger på op til ca. 50 m. De enkelte forkastninger er markeret med sorte streger. Datasættet rummer ikke sikker information om de øverste 10 til 20 m, hvor de yngste sand- og lerrige aflejringer fra istiden og til i dag ligger. Disse data kan derfor ikke benyttes til at undersøge, om de yngste sedimenter også er påvirket af forkastningszonen.

af kraftige, forsinkede seismiske ankomster. Bølgemønstret bliver helt anderledes for skud affyret uden for forkastningszonen. Her afbøjes, forsinkes og dæmpes de bølger, som krydser forkastningszonen i forhold til de bølger, som alene udbreder sig uden for forkastningszonen.

Ved at måle den seismiske energi på tre geofonudlæg har det derfor været muligt at kortlægge forkastningszonens udbredelse. Forkastningszonen er kortlagt til at være mellem ca. 400 m og 680 m bred.

I de overfladenære seismiske data, som er indsamlet i Københavnsområdet, er forkastningszonen målt til dybder af ca. 400 til 500 m. Andre typer seismiske data, hvor der benyttes kraftigere kilder, har været benyttet til at kortlægge strukturer ned til grundfjeldet i flere kilometers dybde. Ud fra sådanne data tolkes Carlsbergforkastningen til at nå dybder på omkring 2 km i det nordsjællandske område og i Øresund.

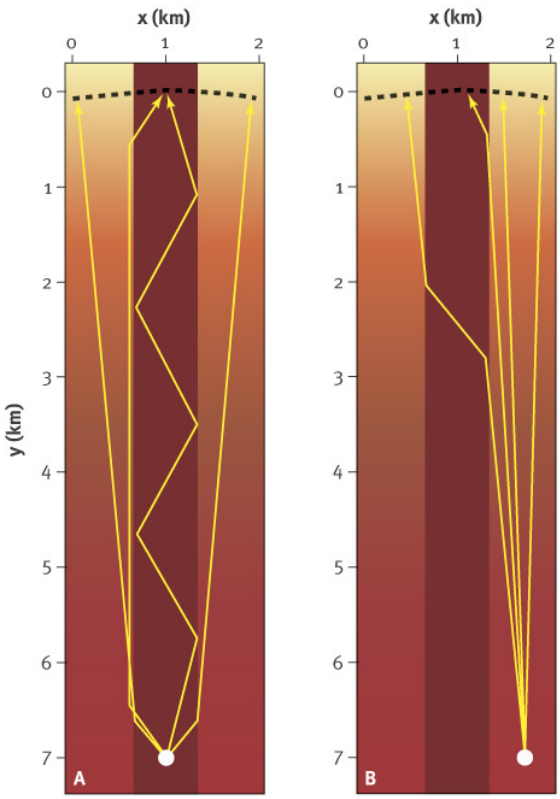


Illustration: Lars Nielsen og Alexander Lassen, Geologisk Institut.

Tænkte modeller for Carlsbergforkastningen set fra oven. Det orange område viser forkastningszonen med lave seismiske hastigheder, mens den blå farve markerer den uforstyrrede bjergart uden om. Små, hvide cirkler markerer skud affyret inden i (a) og uden for (b) forkastningszonen. De seismiske bølger udbreder sig langs forskellige strålebaner (markeret med pile) fra skuddene til geofonerne placeret langs de stiplede cirkelbuer. Udbredelsen af de seismiske bølger er markant forskellig alt efter om skuddet affyres inden for eller uden for forkastningszonen.

Fremtidig forskning

Den seismiske kortlægning af Carlsbergforkastningen fortsætter med det formål at lokalisere forkastningen med stor nøjagtighed nord og syd for København. Specielt bliver det spændende at undersøge, om forkastningen løber ind i det – set med danske øjne – aktive område i det sydlige Kattegat, hvor der af og til forekommer små jordskælv. Desuden foregår der undersøgelser af de ler- og sandrige lag, som blev afsat ovenpå den opbrudte kalk efter sidste istid, for at se om de også viser tegn på brud som følge af forkastningsaktivitet. Det er vigtige parametre at undersøge, hvis man vil afgøre, om forkastningen har været aktiv siden sidste istid.

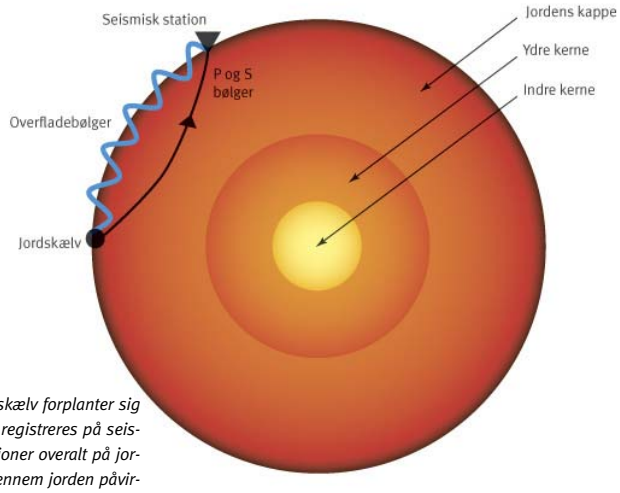
Man har som nævnt ikke registreret jordskælv på Carlsbergforkastningen igennem København, og der registreres kun små jordskælv nord og syd for byen, som ikke er til fare for mennesker. Men det er under alle omstændigheder særdeles nyttigt at kende til forkastningszonens placering. Dens opbrudte kalklag gør den svagere og mere vandfyldt end de omkringliggende kalklag, hvilket har stor betydning fx for planlægning og gennemførelse af anlægsarbejder i Ørestaden på Amager. Desuden er den af stor betydning for kortlægning og udnyttelse af grundvandsressourcer.

Jordskælv

Trine Dahl-Jensen
Seniorforsker, GEUS
(tdj@geus.dk)

Tine B. Larsen
Seniorforsker, GEUS
(tbl@geus.dk)

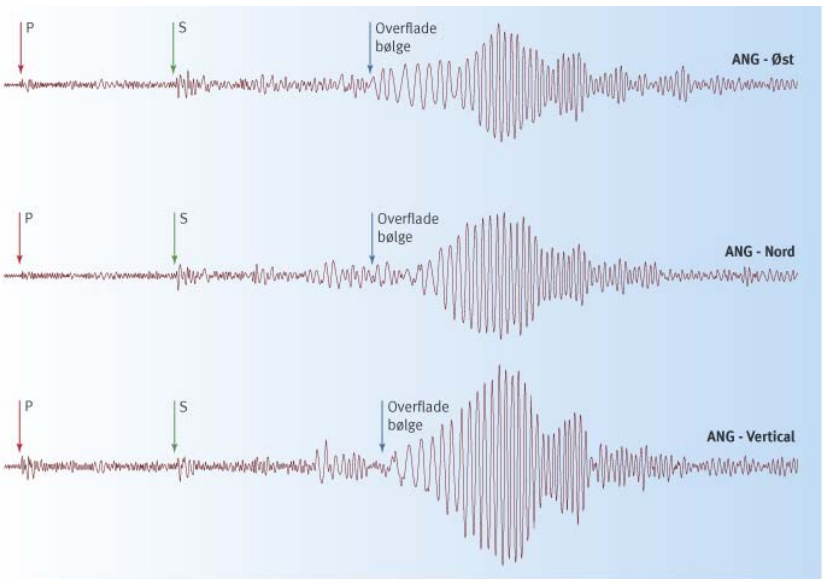
Overalt på jorden – meget ulige fordelt – sker der jordskælv. Pludselig ryster jorden, måske med katastrofale følger for befolkningen i området. Der er derfor en meget stor interesse for at forstå, hvorfor jordskælv opstår, og hvor og hvornår det sker. Men selve jordskælvet kan også bruges til helt andre ting, nemlig som kilde til geovidenskabelige undersøgelser helt andre steder end hvor jordskælvet skete. Når vi arbejder med skorpe og kappe under Grønland, studerer vi derfor rystelser fra jordskælv der sker overalt på kloden – på stationer opsat i Grønland.



Rystelserne fra jordskælv forplanter sig gennem jorden, og registreres på seismologiske målestationer overalt på jorden. På deres vej gennem jorden påvirkes de af lokale forhold.
Illustration: Annabeth Andersen, GEUS.

Hvordan måler vi rystelser fra jordskælv

Moderne mobile instrumenter der kan måle rystelser i et meget stort frekvensområde har været tilgængelige nu i ca. 15 år. Det har gjort det muligt at opsætte midlertidige stationer mange steder, og i de senere år har vi og kollegaer opsat mange stationer i Grønland for kortere og længere perioder. De fleste af stationerne står ved kysten, hvor der bor mennesker. Der er strøm, og der kan vi finde en person som kan holde øje med instrumenterne og sende data hjem til os. Vi har også stationer ved kysten hvor der ikke bor nogen mennesker – i Øst- og Nordgrønland. Her bruger vi solpaneler og vindmøller til at lave strøm. 80% af Grønland er dækket af indlandsisen, og hvis vi gerne vil bruge jordskælv til at lære mere om Grønlands dybe strukturer må vi selvfølgelig også sætte stationer op inde på isen. Det er straks sværere, idet der ikke er ret mange steder hvor der 'er noget' – en lejr for eksempel. Der er heller ikke fast klippe at sætte instrumentet på, så de må stå i sneen. Det har heldigvis vist sig, at vi får meget fine målinger fra stationerne inde på indlandsisen. Sneen er god og fast pakket et par meter under overfladen, der er ingen træer der rusker i jorden når det blæser og ingen menneskeskabte forstyrrelser.

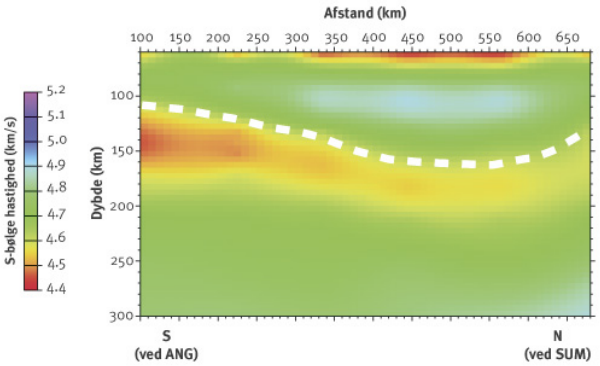


Der er tre komponenter i en måling for at beskrive rystelserne i tre dimensioner: op-ned; øst-vest og nord-syd. Først ankommer P– bølgen, derefter S – bølgen, der udbreder sig lidt langsommere end P bølgen. Til sidst kommer overfladebølgerne, der udbreder sig nogenlunde lige så hurtigt som S – bølgerne, men idet de udbreder sig langs jordens overflade har de længere vej end S – bølgen, der 'skyder genvej' igennem jorden. Seismogrammerne viser rystelserne efter et jordskælv i El Salvador den 13. januar 2001, målt i sydøstgrønland (ANG). Skælvet målte 7,6 på Richterskalaen.
Illustration: Grafisk, GEUS.

To måder at isolere lokal information fra målingen af et jordskælv

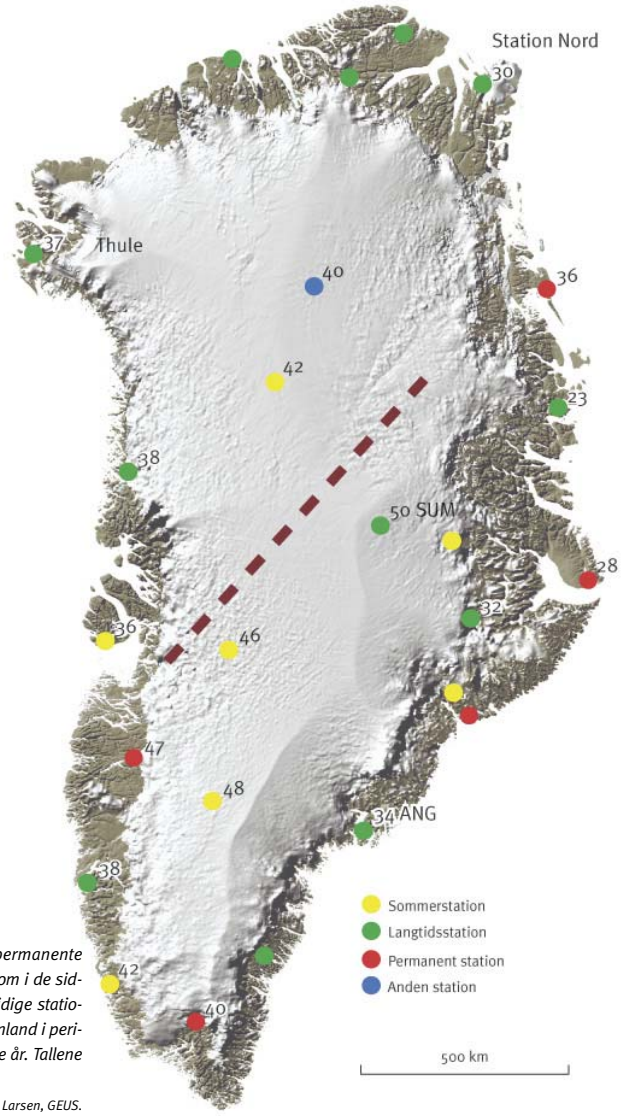
Et jordskælv giver ophav til flere forskellige slags rystelser, der udbreder sig i jorden med forskellige hastigheder. Den første registrering af et jordskælv langt fra epicenteret er P-bølgen, de andre typer bølger udbreder sig langsommere og kommer senere. Men på vej op mod stationen møde P-bølgen grænseflader. Jordens skorpe ligger ovenpå kappen, og grænsen mellem dem kaldes Moho. Når P-bølgen passerer Moho, dannes der sekundære bølger, som når kølvandet fra en båd rammer en mole ved en havn. Det vi måler på jordskælvsstationen er en blanding af P-bølgen dannet af jordskælvet og

SOM MÅLEREDSKAB



Her ser vi et nord-syd tværsnit i det sydøstlige Grønland. Grænsen mellem grønt og gult markerer bunden af litosfæren, der er den stive skal af jorden. Den består af skorpen same den øverste, stive del af kappen. Under litosfæren er kappen varmere, næsten flydende i geologiske forstand – hvilket vil sige den flyder meget langsomt med nogle ganske få cm om året. Længst mod syd er litosfæren tyndest (ca. 80 km), hvilket stemmer fint med at den sydlige del af tværsnittet er tæt på Atlanterhavet, og oceaner typisk har meget tyndere litosfære end kontinenterne.

Illustration: Trine Dahl-Jensen og Tine B. Larsen, GEUS.



I Grønland findes der fire permanente jordskælvsseismiske stationer, som i de sidste år er suppleret med midlertidige stationer, der står rundt omkring i Grønland i perioder fra nogle få måneder til flere år. Tallene angiver dybden til Moho.

Illustration: Trine Dahl-Jensen og Tine B. Larsen, GEUS.

de sekundære bølger dannet lokalt ved stationen. Vi kan skille disse typer af bølger fra hinanden og bagefter fjerne signalformen for netop den specielle P- bølge som jordskælvet har genereret. Det vi har tilbage er information der stammer fra området under den station vi måler på. Da vi har fjernet signalet fra jordskælvet kan vi bruge denne type 'rensede' data fra mange forskellige jordskælv målt på stationen. Den lokale information i de rensede data er blevet isoleret, og vi kan måle for eksempel dybden til Moho – eller med andre ord tykkelsen af jordens skorpe. Tykkelsen af jordens skorpe er en vigtig brik i puslespillet om hvordan Grønland er dannet gennem geologisk tid da områder med forskellig geologisk historie ofte vil have forskellig skorpetykkelse.

Vi kan bruge overfladebøgerne til at kigge lidt dybere end til Moho. Overfladebølgerne løber langs overfladen af jorden, og påvirkes af variationer i strukturer langs hele den lange vej frem til målestationen. Men ved at lede efter jordskælv og målestationer der ligger på storcirkelbuer (på 'linje' på en kugle) som jordskælv i Mellemamerika målt i Thule i Nordvestgrønland og ca. 1 min senere ved Station Nord på den anden side af Grønland, kan man se på forskelle mellem de to sæt målinger. Forskellen skyldes så undergrunden mellem de to stationer. Vi kan også finde ud af hvordan udbredelseshastigheden varier med dybden. Hvis man ser nøje på overfladebølgen (fx på den vertikale komponent) kan man se at overfladebølgen består af rystelser af flere forskellige frekvenser – og at de første rystelser der kommer har en lavere frekvens (dvs. længere bølgeperiode) end de sidste. Dette fænomen kaldes dispersion, og skyldes at lange bølger udbreder sig hurtigere end de lidt kortere. Nu dannes overfladebølgerne med alle de forskellige frekvenser samtidig når jordskælvet sker, men overfladebølger med lavest frekvens (længst periode) når længere ned i jorden end dem med højere frekvens (kortere periode). Idet hastigheden stiger med dybden når de langperiodiske frem først. Så ved at bruge forskellige perioder kan vi sammen sætte et billede af hastighedsvariation både på tværs af Grønland, men også i dybden. Den seismiske hastighed er interessant fordi den fortæller os noget om temperatur og den kemiske sammensætning af bjergarterne i en dybde vi slet ikke kan tage prøver fra – op til 250 km dybde.

Jordskælv

Tine B. Larsen
Seniorforsker, GEUS
(tbl@geus.dk)

Lotte Melchior Larsen
Seniorforsker, GEUS
(lml@geus.dk)

Peter Voss
Forsker, GEUS
(pv@geus.dk)

James A. Chalmers
Seniorforsker, GEUS
(jac@geus.dk)

Foto: Lotte Melchior Larsen, GEUS.

Lyngmarksfjeldet over Qeqertarsuaq, på sydkysten af Disko. Fjeldet er opbygget af en serie tykke brune lavastrømme. Under lavaerne ligger grundfjeldet i Disko grundfjeldsryggen. I forgrunden Arktisk Station. Det lille grønne skur til venstre i billedets midte står over en varm kilde, der leverer vand til både byen og Arktisk Station. Bemærk kildeisen der dannes om vinteren, hvor kilden løber ud i søen.

Den 30. marts 2005 klokken 13:43 lokal tid rystede husene i Qeqertarsuaq på Disko øen i Vestgrønland pludselig. Nogle folk stoppede op midt i arbejdet og undrede sig. Nogle kikkede ud af vinduerne efter en forklaring, men der var intet at se. Qeqertarsuaq var blevet ramt af et lille jordskælv.

Jordskælvet, som ikke forårsagede nogen skader, blev udløst på en lille brudlinje i undergrunden (en forkastning) i Disko Bugt. Faktisk var der to jordskælv samme sted med knap fire minutters mellemrum, men det første af jordskælvene var så svagt, at kun måleinstrumenter, seismografer, kunne opfange det. Efterfølgeren, som målte 4,4 på Richterskalaen, kunne derimod tydeligt mærkes i Qeqertarsuaq. En enkelt person beskrev rystelsen, som når en fodbold sparkes hårdt mod huset. Det hele var overstået på nogle få sekunder. Opfattelsen hos flere var, at 'sparket' kom fra øst.

Rystelserne fra begge jordskælv blev registreret på seismografer i Grønland og Canada. GEUS driver et permanent netværk på fire seismografer i Grønland, som døgnet rundt året rundt overvåger jordskælv, både i Grønland og i resten af verden. Ud over de permanente seismografer er der 12 midlertidige seismografer i Grønland. I Canada er der ligeledes et stort netværk af seismografer, og de to små grønlandske jordskælv gav udslag ikke blot på mange af de grønlandske seismografer, men også på mange seismografer i Canada.

Når et jordskælvs epicenter skal lokaliseres, bliver resultatet mest nøjagtigt, hvis epicenteret er omringet af seismografer, der registrerer rystelserne. Det kan sjældent lade sig gøre inden

Seismiske Bølgetyper

Seismologer udnytter, at mange forskellige typer af seismiske bølger kan udbredes gennem jorden.

P-bølger er de hurtigste og ankommer derfor altid først; deraf navnet Primær-bølger.

P-bølger udbredes i jordens indre på samme måde som lydbølger udbredes ved trykændringer i luft.

P-bølger fra jordskælv er normalt ganske svage.

S-bølger udbredes ved at 'vride' materialet, deres navn kommer af, at de er 'sekundære'.

S-bølger kan kun udbredes i faste stoffer.

Overfladebølger udbredes langs jordens overflade, selv om deres effekter når ganske dybt. Overfladebølgerne er de kraftigste bølger, når man er langt fra jordskælvene og de forårsager sammen med **S-bølgerne** de største ødelæggelser.

Egensvingninger af jorden kan sammenlignes med den ringning, der opstår i en klokke efter et slag. Kraftige jordskælv kan give ophav til svingninger af hele jorden, som kan måles flere uger eller måneder efter et skælv.

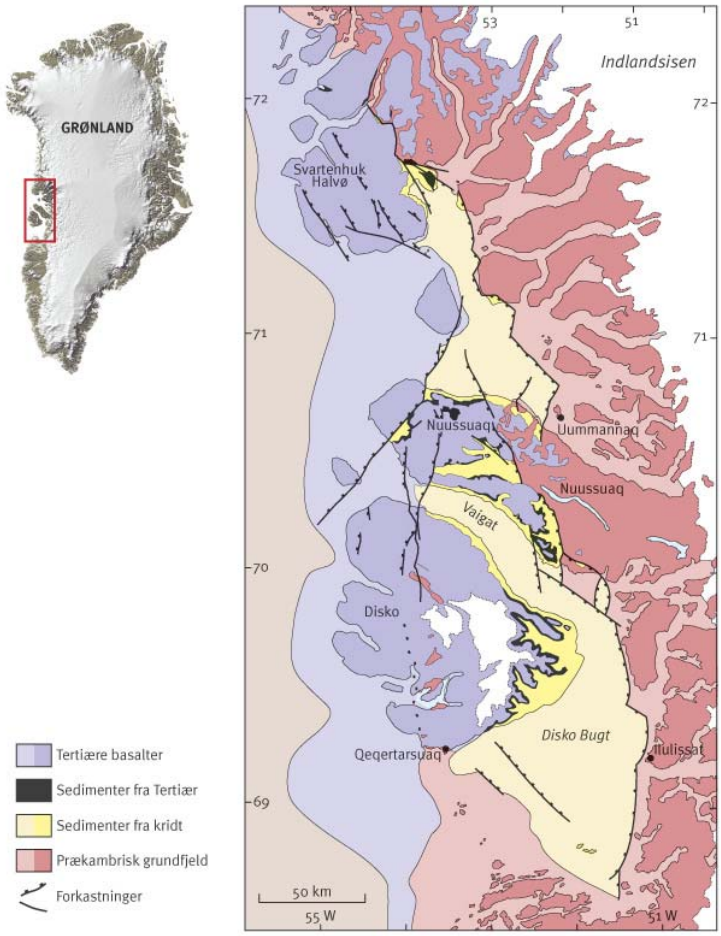
ved Qeqertarsuaq i Vestgrønland

for egne landegrænser, men seismologi har en lang tradition for internationalt samarbejde, så i praksis er det ikke noget problem. Til lokaliseringen af de to jordskælv i Disko Bugt har vi både brugt GEUS' egne data fra permanente og midlertidige seismografer, canadiske data, samt data fra et tysk forskningsprojekt i Grønland. Beregningerne har for hvert af de to jordskælv resulteret i et epicenter, som er nøjagtigt inden for ca. 10 km, og som ligger midt ude i Disko Bugt, ca. 30 km sydøst for Qeqertarsuaq. At 'sparket', dvs. den seismiske bølge fra jordskælvet, kom østfra var altså rigtigt opfattet.

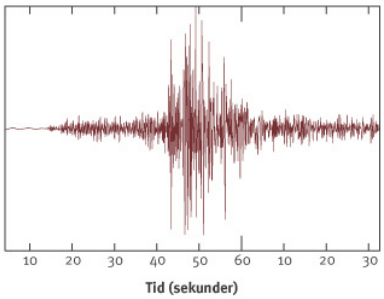
Disko ligger i den sydlige udkant af Nuussuaq-bassinet. Dette bassin er en stor, nord-syd gående indsynkning, som blev udfyldt med sandsten og skifre i Kridt og Palæogen tiderne startende for ca. 120 millioner år siden, og derefter dækket af vulkanske bjergarter i tidsrummet fra ca. 60 til 55 millioner år siden. Indsynkningen af bassinet er sket langs en række forkastninger, hvoraf flere har været aktive i meget lang tid. Qeqertarsuaq by ligger på en grundfjeldsryg afgrænset af forkastninger, som fra syd skyder sig nordpå ud i Nuussuaq-bassinet.

Med en så nøjagtig lokalisering af jordskælvene, som vi har opnået, er det muligt at afgøre langs hvilken forkastning, bevægelsen foregik. Forventningen var, at epicentret lå på vestsiden af Disko grundfjeldsryggen. Den vestlige afgrænsning af ryggen er nemlig en stor og dyb forkastning, som er kendt for at producere mærkbare jordskælv. Jordskælvene på denne forkastning har også kunnet påvirke de varme kilder, som Disko er kendt for. De varme kilder opstår i områder, hvor sprækker i fjeldet når så dybt ned, at det vand, der cirkulerer i sprækkerne, bliver opvarmet af jordens naturlige varme. Selv små forskydninger i undergrunden fra et jordskælv kan lukke vandfyldte sprækker eller åbne nye sprækker til vandet. Det var fx tilfældet i 1970'erne, hvor der blev observeret øget aktivitet i de varme kilder og endda en ny kilde, som begyndte at springe efter et jordskælv. Østsiden af Disko grundfjeldsryggen er i modsætning til vestsiden udformet som en hældende blok, der kun er gennemsat af enkelte små forkastninger. Beregningerne af epicentret for det nye jordskælv gav dog et overraskende resultat. Det viste sig nemlig, at epicenteret lå på en af de små forkastninger på østsiden af Disko grundfjeldsryggen ude i Disko Bugt.

Hele Nuussuaq-bassinet er gennemskåret af små og store forkastninger, og flere af dem er stadig aktive. I gennemsnit er der jordskælv i området af størrelsen over Richtertal 3 hvert andet år, men de kommer langt fra regelmæssigt, og kun de færreste af jordskælvene bliver registreret af mennesker. Den 22. januar 1980 var der jordskælv næsten samme sted som den 30. marts 2005, men rystelsen dengang målte kun 3,9 på Richterskalaen og blev ikke bemærket af beboerne i Qeqertarsuaq.



Geologisk kort over Disko Bugt regionen.
Illustration: Grafisk, GEUS.



Registrering af jordskælv i Disko Bugt den 30. marts 2005.
Illustration: Tine B. Larsen, GEUS.

En tsunami i Danmark?

Nanna Noe-Nygaard
Docent, Geologisk Institut
(nannan@geol.ku.dk)

Lars Nielsen
Lektor, Geologisk Institut
(ln@geol.ku.dk)

Signe Ulfeldt Hede
Stipendiat, Geologisk Institut
(signeuh@geol.ku.dk)

Pladetektoniske bevægelser kan resultere i undersøiske jordskælv. Hvis jordskælvet er kraftigt nok, kan det hæve eller sænke havbunden. På den måde kan vandmasserne over havbunden sættes i bevægelse, hvorved der kan dannes tsunamibølger.

Jordskælvet som fandt sted i det Indiske Ocean den 26. december 2004, er et af de kraftigste jordskælv, der nogensinde er registreret. Det målte ca. 9 på Richter-skalaen. Jordskælvet førte til forskydninger af havbunden langs en 1200 km lang brudlinje. Bevægelserne forplantede sig til vandet over brudlinjen, og startede på denne måde en tsunami. Langt fra kysterne, hvor havdybden er stor, var bølgelængden langt over 100 km, og bølgen bevægede sig med en hastighed af 700 til 800 km/t. Til gengæld var bølgens højde mindre end 1 m. Men da tsunamien bevægede sig ind på lavt vand voksede bølgehøjden til flere meter med omfattende ødelæggelser til følge.

En tsunami i Nordsøen

I Danmark oplever vi af og til små jordskælv, især i Skagerrak og Kattegat. De danske jordskælv måler typisk under 3 på Richter-skalaen. Det er helt usandsynligt, at de jordskælv vi oplever i Danmark, kan udløse tsunamier. Men udfor Norge skete der noget, som måske kan have ført til, at de danske kyster blev ramt af en tsunami.

Under sidste istid blev der aflejret tykke sand- og leraflejringer ud for Norges vestkyst. Det førte til ustabile forhold, og der skete en række undersøiske jordskred. Det største jordskred, Storegga skredet, fandt sted for ca. 8150 år siden, og det dækker et areal på 95.600 km^2. Skredet førte til dannelsen af en tsunami, som forplantede sig over store dele af Nordatlanten og Nordsøen. Det er derfor meget sandsynligt, at en del af bølgen er nået de danske kyster, og har været skyld i kraftig erosion og ødelæggelse.

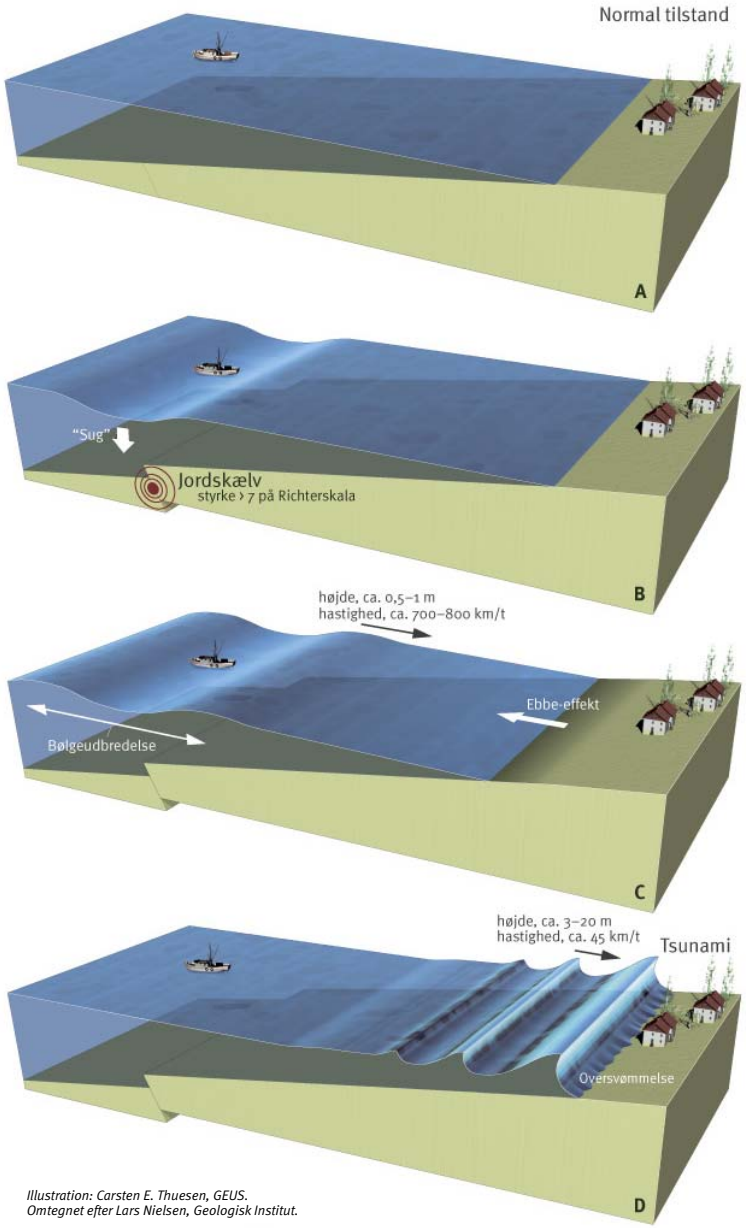
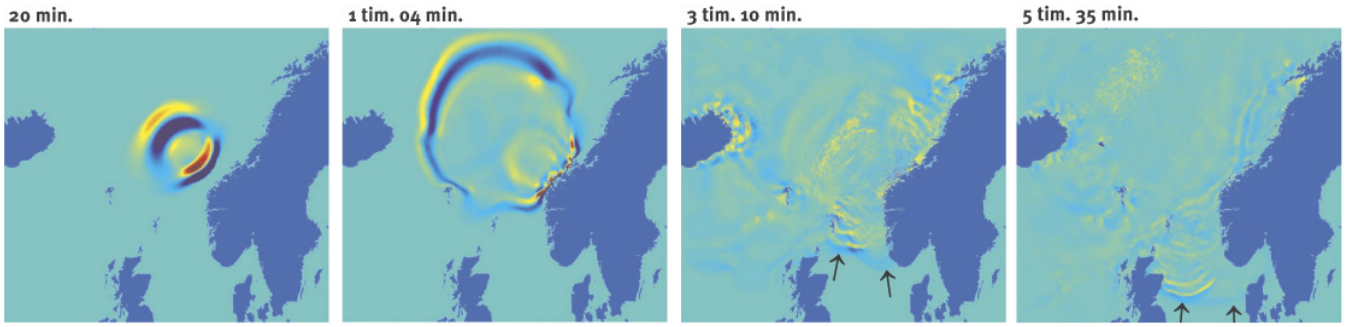


Illustration: Carsten E. Thuesen, GEUS.
Omtegnet efter Lars Nielsen, Geologisk Institut.

Tsunamier kan dannes ved undersøiske jordskælv (venstre). I normal tilstand (A) er der ingen forskydning langs forkastningen under havbunden. Havbunden til venstre for forkastningen sænkes og der udløses et jordskælv (B). Herved suges vandet nedad, og tsunamien er sat i gang. Ved kysten trækker vandet sig tilbage. Bølgebevægelserne fortsætter med skiftende bølgetoppe og -dale (C). Når bølgen når ind på lavt vand stiger bølgehøjden voldsomt (D).

*Tsunamier kan også dannes ved undersøiske jordskred **(højre)**: I normal tilstand (A) ligger en sedimentpakke roligt på havbunden. Denne kan blive ustabil og skride ud (B). Sedimentpakken skubber en bølgetop frem foran sig og trækker en bølgedal efter sig, hvorved tsunamien sættes i gang. Bølgetoppe og -dale kan fortsætte med at blive dannet flere minutter efter jordskredet startede (C).* →



Fire tidsbilleder af hvordan tsunamien formodes at have udbredt sig efter Storegga skredet. Fordelingen af bølgetoppe og -dale er bestemt af sedimentpakkens skredmønster. Efter godt en time rammes Norges kyst af tsunamien. Læg mærke til, hvordan der efter selve bølgens front følger flere bølgetoppe og - dale. Bølgerne menes i nogle tilfælde at have været mere end 13 m høje. Efter 3 timer og 10 minutter passerer tsunamibølgen forbi Norges sydkyst og efter 5 timer og 35 minutter rammes Storbritanniens og Danmarks kyster. Selvom bølgen nu er en del svagere, er det ikke umuligt at danske kyststrækninger er blevet ramt af bølger af betydelig størrelse. Kilde: Sitanggang og Lynett.

Blev Danmark ramt af tsunamien?

Hvis den tsunami, som Storegga skredet satte i gang, skulle kunne spores i Danmark, vil det være nærliggende at lede langs nordvest-vendte kyster, som fx ved Skagen og i Nordsjælland. Det er meget svært at forudsige, hvilke kyststrækninger der vil være mest udsatte i tilfælde af en tsunami, da bølgerne kan dreje om hjørner. Der er fundet formodede tsunamiaflejringer på land langs Norges vestkyst i 3–13 meters højde, på Færøerne, i Skotland i 3–6 meters højde og på Shetlandsøerne i op til 20 m.

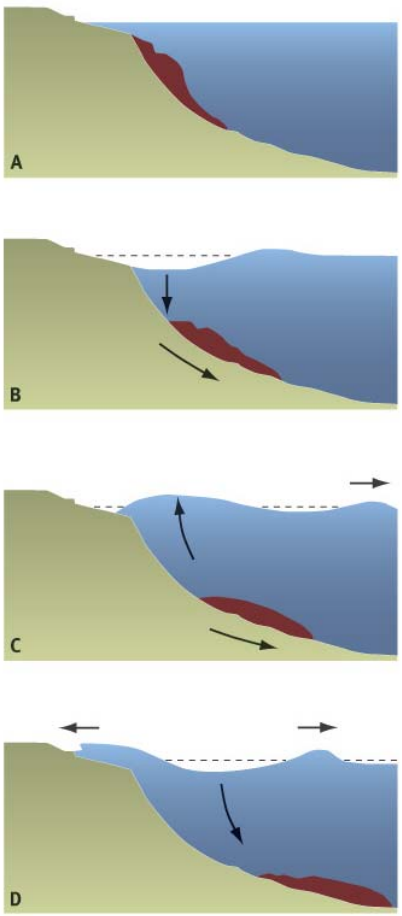


Illustration: Annabeth Andersen, GEUS.
Omtegnet efter Lars Nielsen, Geologisk Institut.

Lad os først vende blikket mod Norge, hvor der er registreret sikre tsunamiaflejringer i en række kystnære søer. Her ses de som grovkornede sandlag med bl.a. knuste skaller af marine muslinger. Lagene består af homogent sand eller af serier af tynde lag, der hver for sig bliver mere finkornede opefter. Under og over tsunamilaget findes der almindelige søsedimenter. Tsunamilaget kan indeholde yderst velbevarede planterester, som er skyllet ud i bassinet fra landjorden. Planteresterne kan anvendes til kulstof-14 dateringer, og man kan dermed få klarlagt alderen på tsunamiaflejringen.

Søborg Sø

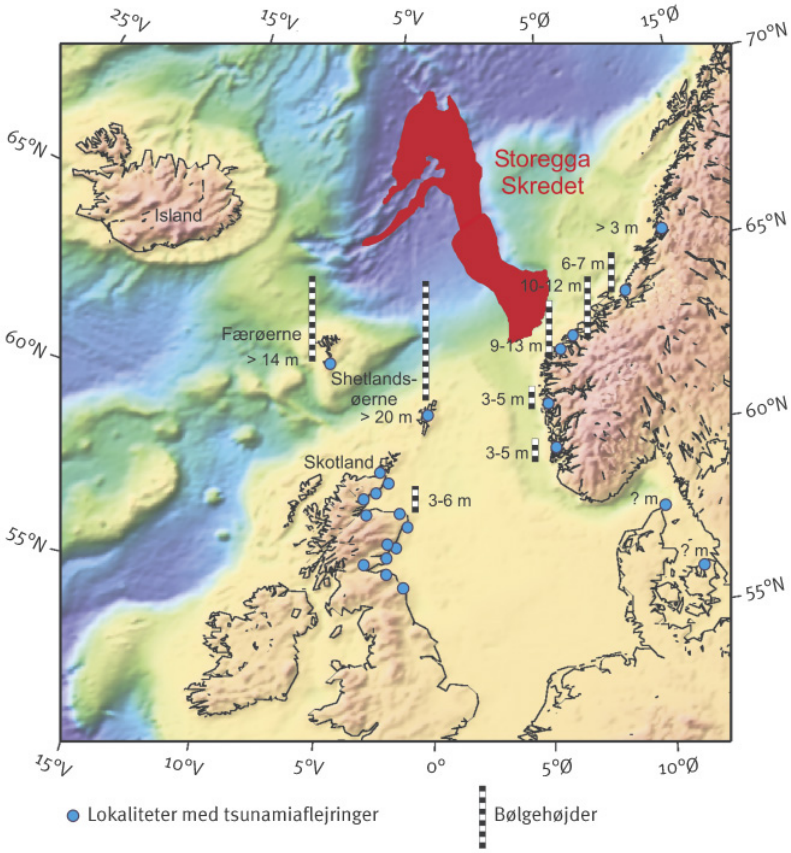
Et muligt sted at lede efter eventuelle aflejringer fra Storegga skredet er søbassiner, der ligger tæt ved kysten, men som har været afskåret fra havet af en tærskel. Søborg Sø i Nordsjælland opfylder disse krav. I Søborg Sø påviste pollenanalytikeren Johs. Iversen i 1930'erne vekslende lag fra perioder, hvor havet trængte ind over tærsklen (transgressioner) afbrudt af perioder, hvor havet trak sig tilbage (regressioner). Iversen registrerede i alt fire perioder med højt havspejl. Under et kaldes disse ændringer af kystlinjen for Littorina transgressioner. Iversen påviste, at Littorina transgressionerne startede for ca. 8000 år siden og fortsatte til 6000–4000 år før nu. I Søborg Sø ligger tærsklen, som adskiller søen fra havet, omtrent 5 m over nuværende havniveau.

Et tsunamilag kan forventes at ses som en kortvarig indtrængen af saltvand, erosion af tærsklen og transport af groft materiale fra strandsiden ind i søen. Indtrængende havvand vil i søaflejringerne afspejles som en markant kortvarig stigning af det totale svovlindhold (TS), og en kortvarig stigning i sand-, silt- og lerindholdet. Stigninger i havniveauet ses derimod normalt som en gradvis stigning af svovlindholdet efterfulgt af en gradvis aftagen under den efterfølgende udbygning af kystlinjen.

Samtidig med at havniveauet i Danmark steg, fordi store kontinentale isdækker smeltede, hævede landjorden sig, fordi isen ikke længere pressede jordskorpen ned. Fald i havniveauet skete under perioder, hvor landhævningen foregik hurtigere end havniveaustigningen. I Søborg Sø markeres regressionerne af, at tærsklen ind til bassinet blev hævet over havniveau og Søborg Sø blev isoleret som en sø. Under transgressionerne var Søborg Sø derimod en fjord med salt- og brakvandsaflejringer. Under transgressionerne ses udover en gradvis stigning i svovl også en stigning i den organiske produktion i søen, som et resultat af tilførsel af næringsstoffer. Dette registreres som en stigning i den totale mængde organiske kulstof (TOC) efterfulgt af et gradvist fald. Ved en kortvarig enkelt begivenhed tilføres kun tilstrækkeligt med næringsstoffer til en mindre, kortvarig forøget organisk produktion. Dette afspejles af en hurtig stigning af TOC efterfulgt af et brat fald.

Iversen påviste netop en markant, men kortvarig stigning i mængden af saltvandsalger fra den første formodede Littorina transgression, der fandt sted omtrent samtidig med Storegga tsunamien.

I en boring fra Søborg Sø kan man se eksempler på begge typer begivenheder. TS1 og TS2 repræsenterer to almindelige transgressioner, mens den markante, men kortvarige ændring i søaflejringernes geokemi, der ses ved den røde linie, er anderledes og synes at falde på et tidspunkt mellem 8200 og 7600 år før nu og dermed indenfor det tidsrum, hvor Storegga tsunamien kunne have ramt Danmark. Den kortvarige ændring i de geokemiske parametre ses nær bredden og tærsklen, men ikke i de dybere del af søbassinet. Dette er netop forventeligt, hvis det kun var en enkelt begivenhed og ikke en egentlig havniveaustigning. Således tyder



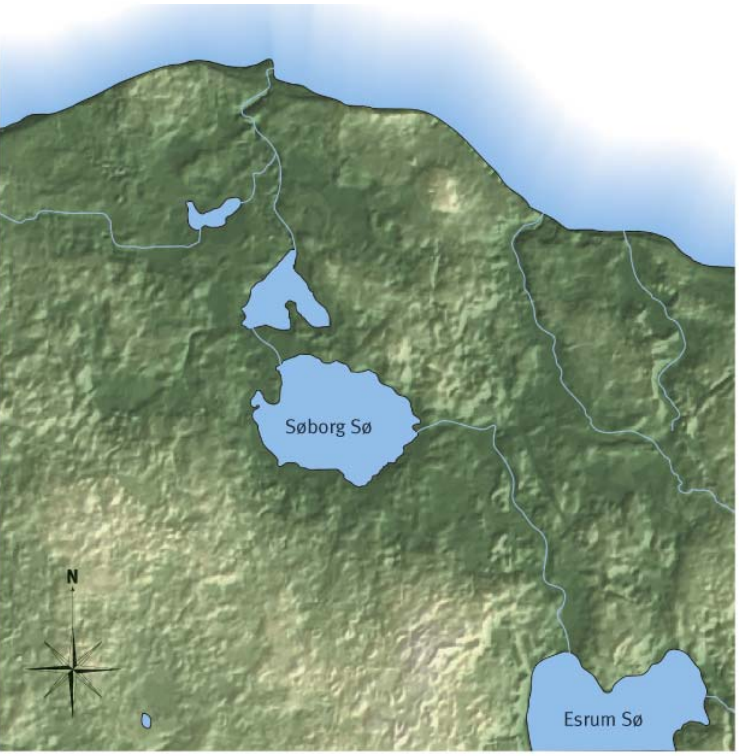
Storegga skredet (vist med rød farve) har en enorm udbredelse. De blå prikker angiver, hvor der er rapporteret tsunamiaflejringer fra skredet. Tallene angiver minimumshøjden af tsunamibølgen, som ramte kysten. Disse tal er fundet ud fra, hvor højt oppe i terrænet, man har fundet tsunamiaflejringer. De to blå cirkler i Danmark markerer Søborg Sø og Skagen Odde.

Kilde: Stein Bondevik m.fl. 2003 EOS, bind 84,side 289-291.

både Iversens og vores data på, at det kortvarige og markante udsving i algeflora og geokemi kunne skyldes en enkelt begivenhed, og at denne fandt sted på det tidspunkt, hvor man kunne forvente, at tsunamien fra Storegga kunne have ramt Sjællands nordkyst.

Skagen Odde

Det mest oplagte sted at lede efter tsunami aflejringer er i det nordligste Jylland, hvorfra Nielsen og Johannessen har beskrevet aflejringer, der måske kan henføres til Storegga tsunamien. De to geologer har undersøgt dannelsesforløbet af Skagen Odde, hvor de har fundet et markant stenlag, der kan være op til 50 cm tykt mod sydvest, hvor det ligger 12 meter over nuværende havniveau, mens det falder til 2 m over havniveau mod nordøst. Laget kan følges som et sammenhængende lag over 1500 m. Stenene er op til 7 cm i diameter mod sydvest men aftager i størrelse mod nordøst. Stenene er væsentlig større end de sten, der ellers findes i områdets strandaflejringer. Basis af stenlaget vidner om kraftig erosion af det underliggende lag. Dybe, stenfyldte erosionshuller nedskåret i løst sand vidner om, at erosion og opfyldning er fo-



0 2,5 5 km
(KMS G15-03)

Kort over Søborg Sø-området. Ved nuværende havniveau (øverst) og ved et havniveau, der er 4,5 m over det nuværende – svarende til den højeste Littorina Transgression (nederst).

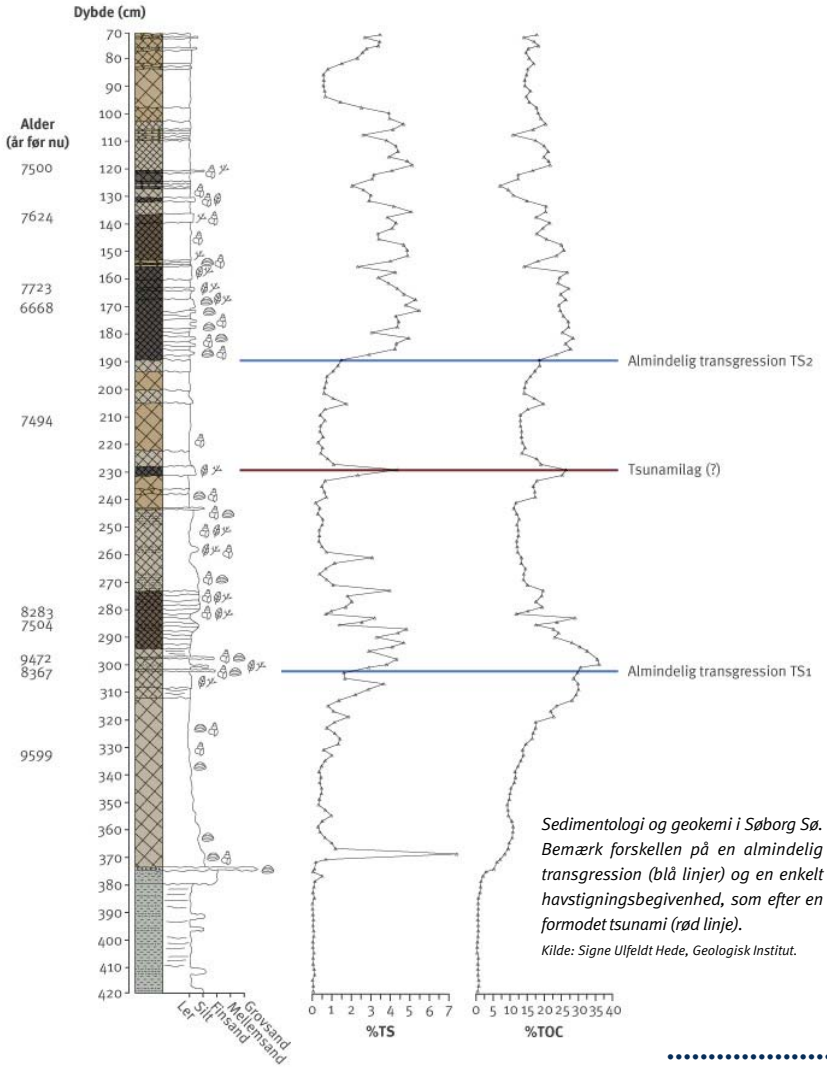
Kilde: KMS G18–97, behandlet af Mikkel Ulfeldt Hede.

Foto: Ole J. Bjerrum.

Stenlag (markeret med pile) med erosiv undergrænse på Skagen Odde. Laget er antageligt afsat af Storegga tsunamien.

regået meget hurtigt efter hinanden, sandsynligvis under den samme begivenhed. Sedimentstrukturene i stenlaget viser dog, at flere forskellige processer har været aktive under aflejringen, formodentlig i form af en række på hinanden følgende store bølger, dannet som en følge af Storegga skredet og den efterfølgende række af tsunamibølger. Dateringer af muslingeskaller, der ligger i og lige under stenlaget giver en alder på mellem 8600 og 8190 år, altså lidt ældre og samtidig med de norske dateringer. Andre tolkningsforslag for stenlaget fremsættes af forfatterne – fx kunne det være resultatet af en havniveaustigning. Men hvis det var aflejringer fra en transgression, er det ikke sandsynligt, at erosionsstrukturene ville fremstå så klart. Havet ville have fjernet dem ved erosion under transgressionen. Hvis det var resultatet af en orkan, kunne man spørge sig selv, om der virkelig kun har været en enkelt meget kraftig orkan gennem 9000 år og hvis der har været flere, hvorfor er det så kun den ene, der har efterladt sig de specielle spor.

De omtalte lag i Søborg Sø og ved Skagen Odde er indtil videre de eneste lokaliteter i Danmark, hvor data viser stærke indikationer for, at Storegga tsunamien overskyllede danske kyster for ca. 8150 år siden.



Sedimentologi og geokemi i Søborg Sø. Bemærk forskellen på en almindelig transgression (blå linjer) og en enkelt havstigningsbegivenhed, som efter en formodet tsunami (rød linje).

Kilde: Signe Ulfeldt Hede, Geologisk Institut.

Afsender:
Schultz Portoservice
Postboks 9490
9490 Pandrup

Ændring vedr. Abonnement
ring venligst

Returneres ved varig adresseændring
Magasinpost

POST B
PP DANMARK

ID-nr.

GEOCENTER KØBENHAVN

Geocenter København

Er et formaliseret samarbejde mellem de fire selvstændige institutioner Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS) samt Geologisk Institut, Geografisk Institut og Geologisk Museum – alle tre en del af Københavns Universitet. Geocenter København har til formål at skabe et center for geovidenskabelig forskning, undervisning og rådgivning på højt internationalt niveau.

udgiver

Geocenter København

Redaktion

Geoviden - Geologi og Geografi er redigeret af geolog Ole Bennike (ansvarshavende) fra GEUS i samarbejde med redaktionsgrupper på institutionerne.
Geoviden - Geologi og Geografi udkommer fire gange om året og abonnement er gratis. Det kan bestilles ved henvendelse til Finn Preben Johansen, tlf.: 38 14 29 31, e-mail: fpj@geus.dk og på www.geocenter.dk hvor man også kan læse den elektroniske udgave af bladet, eller hos Geografforlaget, tlf.: 63 44 16 83, e-mail: go@geografforlaget.dk

ISSN 1604-6935 (papir)
ISSN 1604-8172 (elektronisk)

Produktion: Annabeth Andersen, GEUS.
Tryk: Schultz Grafisk A/S.
Forsidebillede: Voldsomt jordskælv i Tyrkiet.
Foto: POLFOTO / Sabit Cekin, AFP.
Reprografisk arbejde: Benny Schark, GEUS.
Illustrationer: Forfattere og Grafisk, GEUS.
Eftertryk er tilladt med kildeangivelse.

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS)
Øster Voldgade 10
1350 København K
Tlf: 38 14 20 00
E-mail: geus@geus.dk

GEUS

Geologisk Institut
Øster Voldgade 10
1350 København K
Tlf: 35 32 24 00
E-mail: info@geol.ku.dk

Geografisk Institut
Øster Voldgade 10
1350 København K
Tlf: 35 32 25 00
E-mail: info@geogr.ku.dk

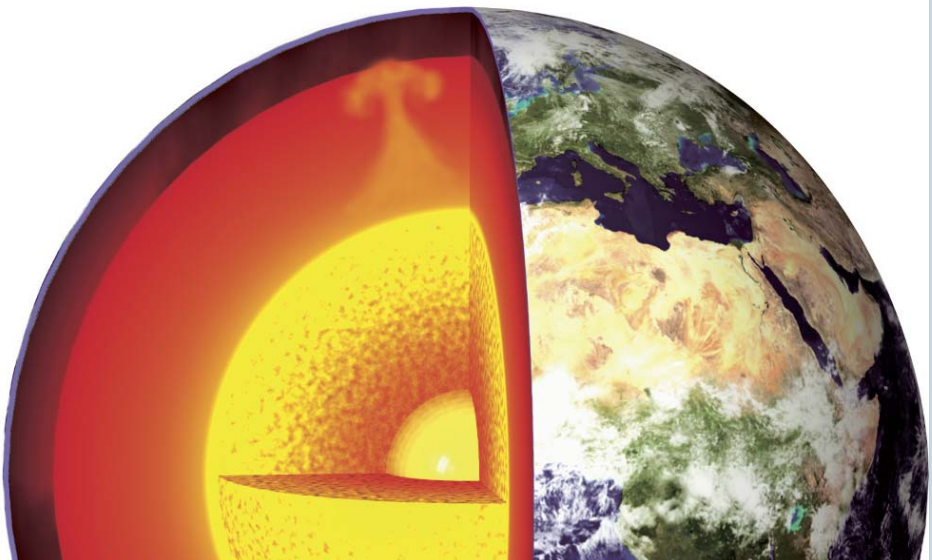
Geologisk Museum
Øster Voldgade 5-7
1350 København K
Tlf: 35 32 23 45
E-mail: rcp@snm.ku.dk

HER KAN MAN LÆSE VIDERE

Andersen, O.B., Larsen, T.B., Voss, P. & Glendrup, M. uden årstal:
Den dynamiske Jord. Hefte udarbejdet af Danmarks Rumcenter, GEUS og Kort- og Matrikelstyrelsen. Kan erhverves ved henvendelse til GEUS.

Frederiksen, J. o.a. 2003:
Ingeniørgeologiske forhold i København. Dansk Geoteknisk Forening bind 19.

Iversen, J. 1937:
Undersøgelser over Littorinatransgressioner i Danmark. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening bind 9, side 223–232.

Nielsen, L.H. & Johannesen, P. 2004:
Skagen Odde, et fuldskala, naturligt laboratorium. GEOLOGI – nyt fra GEUS nr. 1, september.

Stenestad, E. 1976:
Københavnsområdets geologi – især baseret på citybaneundersøgelserne, Danmarks Geologiske Undersøgelse III. Række, bind 45.