



Jordskælv og vulkaner

Den 26. december 2004 kl. 07.58 (lokal tid) indtraf et af de kraftigste jordskælv i nyere tid i havet ud for den indonesiske ø Sumatra. Jordskælvet blev målt til 9.0 på Richterskalaen og resulterede i umiddelbare ødelæggelser på de nærved liggende øer. Men naturkatastrofens voldsomme omfang skyldtes først og fremmest den flodbølge, tsunami, som bredte sig ud fra jordskælvsområdet, og som i timerne efter ramte kyststrækningerne omkring Det Indiske Ocean og efterfølgende nåede både Australien og Afrika. Over 300.000 mennesker omkom, og katastrofen er en af de største menneskehedens har oplevet.

Nøjagtig et år tidligere var den historiske by Bam i det sydøstlige Iran blevet raseret af et jordskælv der på trods af en meget mindre styrke, nemlig 6,3 på Richterskalaen, alligevel ødelagde næsten hele byen. Husene var opført af soltørrede mursten der nærmest blev pulveriseret af jordskælvet. 31.000 mennesker omkom.

Men sådanne katastrofer forekommer ikke kun i fjerne egne langt fra Danmark og Europa. Det kraftigste jordskælv i Europa i nyere tid fandt sted i Tyrkiet den 17. august 1999. Jordskælvet havde centrum i det nordlige Tyrkiet nær byen Izmit og blev målt til 7,8 på Richterskalaen. Jordskælvet kostede ca. 15.000 mennesker livet mens flere hundrede tusinde mistede hus og hjem. Hvis jordskælvets center havde ligget tættere på millionbyen Istanbul, havde konsekvenserne været uoverskuelige.

Til sammenligning kostede et tilsvarende jordskælv i Los Angeles i 1994 kun relativt få mennesker livet, i alt 60. Jordskælvets styrke var ganske vist "kun" 6,8 på Richterskalaen, altså noget mindre end skælvet i Tyrkiet og lidt større end det i Bam. Men den væsentligste årsag til at antallet af døde blev så lavt, skal findes i at man i Los Angeles bygger jordskælvssikret, dvs. man benytter en byggeteknik der tager højde for jordskælv. Efter katastrofen i Tyrkiet blev byggespekulanter og politikere da også beskyldt for bevidst at bygge eller tillade dårlige huse som ikke overholdt de eksisterende forskrifter for byggeri i områder med mange jordskælv – det er jo billigere at bygge uden jordskælvssikring.

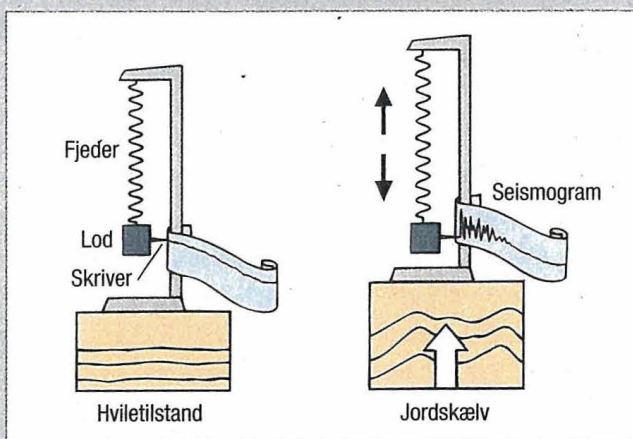
Jordskælv er en daglig begivenhed, og globalt set registreres der i tusindvis af jordskælv døgnet rundt. De fle-

ste er så små at de ikke bemærkes, men i gennemsnit er der hver anden dag et jordskælv som er så kraftigt at det medfører tab af menneskeliv.

Hvad er et jordskælv?

Et jordskælv er en udløsning af spændinger i Jorden. Disse spændinger er opstået ved bevægelser i Jordens øvre lag, og spændingsopbygningen kan foregå lige indtil bjergarternes brudstyrke overskrides. Når det sker, vil bjergarterne i et spring briste, oftest i form af en *forkastning* eller forskydning, og en ny ligevægtsstilling etableres. Det er som med en elastik: trækker man i den, vil den strammes, og bliver man ved med at trække, strammes elastikken til sidst så meget at den ikke kan give sig mere, og – bang! – pludselig brister den. Forkastningerne kan foregå både horisontalt (vandret) og vertikalt (lodret), og de optræder ofte i bestemte områder på kloden, som det vil blive belyst senere.

9.1 Princippet i en seismograf



En pen er forbundet med et tungt lod der er ophængt i en fjeder. Pennen berører en kørende papirstrimmel så evt. rystelser registreres. Når Jorden skælver, vil lod og pen forblive i ro pga. inertien mens papirstrimmelen, der deltager i rystelserne, vil vise jordskælvsaktiviteten, et såkaldt seismogram.

Den afbildede seismograf registrerer de vertikale bevægelser, men to andre seismografer registrerer de horisontale bevægelser henholdsvis nord-syd og øst-vest.

Efter Geografi. Fag og undervisning 1999.



Jordskælv i Østtyrkiet 1. maj 2003. Foto: Sabit Cekin/Polfoto.

Måling af jordskælv

Det område i Jordens indre hvor spændingen udløses og Jorden "skælver", ligger fra 0-700 km nede og kaldes jordskælvets *fokus* eller *hypocenter*. Punktet på jordoverfladen lodret herover hedder jordskælvets *epicenter*.

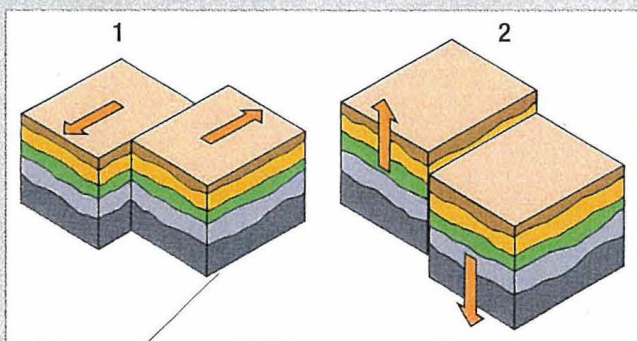
Jordskælv forekommer hyppigst i 20-40 km's dybde. Et jordskælv registreres ved hjælp af en *seismograf*. I seismografen registreres jordskorpens bevægelser samtidig i lodret (vertikal) retning og to vandrette (horisontale) retninger (N-S og Ø-V), og der udtegnes automatisk et *seismogram*. På seismogrammet kan man se hvor meget jordskorpen har bevæget sig, og ud fra forskellen i ankomsttid for de forskellige typer jordskælvsbølger kan man beregne sig frem til afstanden til jordskælvets fokus. Seismografiske målestationer er fordelt over hele Jorden, og ved sammenligning mellem flere stationers seismogrammer kan man nøjagtigt beregne sig frem til hvor jordskælvets hypo- og epicenter har været. Jordskælvene klassificeres

hyppigst efter deres styrke på den såkaldte *Richterskala* der inddeler rystelserne i værdier efter styrke. Skalaen er logaritmisk. Et trin opad på Richterskalaen svarer til en stigning i jordskælvsstyrken på 10 gange. Et jordskælv målt til 5 på Richterskalaen er således 10 gange kraftigere end et jordskælv med Richtertallet 4 og 100 gange kraftigere end et med Richtertallet 3.

Jordskælvssikring

Et jordskælvs styrke og dets ødelæggelser hænger som nævnt ikke altid sammen. Jordskælvet i Bam i Iran kostede ca. 31.000 menneskeliv mens jordskælvet i Los Angeles i 1994 kostede forholdsvis få menneskeliv. Forskellen i ødelæggelsernes omfang ligger dels i den måde huse og bygninger er konstrueret på, dels i fremkomsten af jordskred og klippedenfald. I Iran var hovedparten af bygningerne opført af simple byggematerialer. I Los Angeles har man som sagt i de seneste årtier bygget huse med jordskælvs-

9.2 Forkastninger

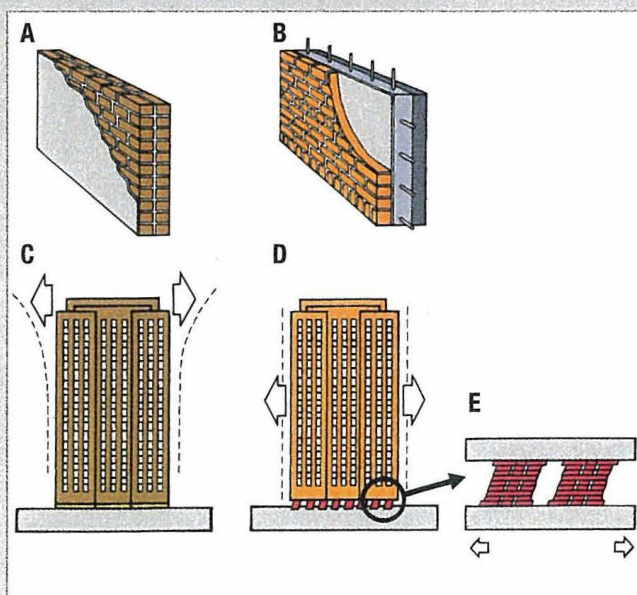


1: Horisontal bevægelse. 2: Vertikal bevægelse.

sikring. Selv højhusene er konstrueret til at kunne modstå kraftige rystelser. Alligevel lurar frygten for det helt store skælv i Californiens storbyer.

Her i Danmark kan vi berolige os med at vi tilsyneladende lever i et land med en lille jordskælvstrussel. Men helt sikre kan vi ikke være. Det kraftigste skælv der hidtil er blevet registreret her fandt sted i 1985 og var på 4,7 på Richterskalaen, svarende til rystelserne fra en tung lastbil der passerer tæt forbi. Der er 5 seismiske stationer i Danmark: Bornholm, Stevns, København, Gilleleje og Mønsted – stationen i Mønsted kalkgruber er den mest avancerede.

9.3 Jordskælvssikring af bygninger



Figuren illustrerer forskellige måder man kan sikre bygninger på både ved ekstra armering (B) og ved at indbygge bevægelige membraner i bygningerne (D og E). Efter: Berlingske Tidende 21/8 1999.

9.4 De største jordskælvskatastrofer i de sidste 100 år

År	Dybde (km)	Styrke	Antal døde	Sted
1976	23	8.0	655.237	Kina, Tangshan
2004	30	9.0	300.000	Indonesien, Sumatra
1927	25	8.3	200.000	Kina, Qinghai
1920	-	8.5	200.000	Kina, Gansu og Shanxi
1923	-	8.2	142.807	Japan, Tokyo og Yokohama
1908	8	7.5	110.000	Italien, Messina
1948	-	7.3	110.000	USSR, Turkmenistan
1932	60	7.6	70.000	Kina, Gansu
1990	19	7.7	50.000	Iran, Rasht og Qazvin
1970	43	7.5	50.000	Peru, Yungay

Dertil kommer et meget kraftigt jordskælv i Kina (8,6) i 1920, men hvor oplysningerne er meget sparsomme.

Kilde: www.ngdc.noaa.gov.

Store jordskælv i verden

På listen over de største jordskælv i de sidste 100 år, målt efter antallet af dræbte, figurerer Kina ikke mindre end fire gange. Det seneste jordskælv i 1976 i Tangshan blev målt til 8,0 på Richterskalaen og krævede ca. 650.000 ofre.

Japan er også repræsenteret med et stort jordskælv i Tokyo og Yokohama i 1923 (målt til 8,2). Hovedparten af byerne bestod af træhuse som blev sat i brand, og det var bl.a. årsagen til at 143.000 døde.

Også i Europa har der været kraftige jordskælv. I Messina på Sicilien var der i 1908 ca. 110.000 ofre, og det skyldtes at jordskælvet blev fulgt af en tsunami. Går man tilbage i tid, ramte et voldsomt jordskælv med en styrke på 8,7 i 1755 Lissabon i Portugal. Mindst 70.000 blev dræbt, og byen blev raseret. Går man endnu længere tilbage, mener man at det jordskælv der har kostet flest menneskeliv var et gigantisk skælv der i 1201 ramte det nordlige Egypten og Syrien. Det vurderes at skælvet krævede mere end en million ofre, men af gode grunde ved man ikke præcis hvor stor styrke jordskælvet havde.

Det er uoverskueligt at forestille sig hvad der vil ske hvis et stort jordskælv rammer midt i en af verdens storbyer i dag. Udviklingen i folketal og urbanisering gør ikke risikoen mindre, og mange steder ser man en uheldig kombination af stor befolkningskoncentration og stor jordskælvshyppighed. San Andreasforkastningen i Californien (figur 9.17) er blot et af stederne, og her frygter man af gode grunde "The Big One".

En tsunami er en flodbølge der bl.a. kan opstå som følge af et jordskælv. Ordet er japansk. Tsu betyder havn, og nami betyder bølge. Pludselige begivenheder som meteornedslag, eksplosioner og jordskred der kan bringe havet i bevægelse, kan også udløse bølger og oversvømmelser. Men de egentlige tsunamier opstår som regel først når jordskælv bringer havbunden i bevægelse, f.eks. ved jordskred på skrånninger under havets overflade, eller hvis havbunden forrykkes pga. pladebevægelser.

I det vestlige Stillehav ud for Japan, Indonesien og Filippinerne er der skabt mange dybgrave hvor en oceanbundsplade glider ned under en anden oceanbundsplade. På de stejle skrænter i dybgravene kan der opstå jordskred som kan udløse meget store masseforskydninger og resultere i enorme bølger. Også en eksplosionsvulkan kan forårsage en tsunami som det f.eks. var tilfældet på Thíra/Santorini (figur 9.24), eller da vulkanen Krakatau (mellem Sumatra og Java) eksploderede i 1883. Eksplosionen vækkede sovende mennesker i Australien (3.000 km derfra) og udløste i et begrænset område bølger på næsten 40 meters højde, en såkaldt megatsunami. De ekstremt høje bølger og den begrænsede udbredelse skyldes

muligvis at eksplosionen skete på niveau med havets overflade. Til gengæld fortsatte bølgebevægelsen rundt om hele Jorden, og 1½ døgn efter kunne en svag vandstandsstigning registreres så langt væk som i Den Engelske Kanal. Krakatakatastrofen kostede 35.000 mennesker livet – et stort tal, men kun en brøkdel af de omkomne efter tsunamikatastrofen i Det Indiske Ocean i december 2004.

Tsunamien i Det Indiske Ocean

Det jordskælv der udløste tsunamien i 2004, blev målt til 9,0 på Richterskalaen og er det femtestørste registrerede jordskælv nogensinde. Epicentret blev angivet til et punkt 150 km vest for det nordlige Sumatra. Men reelt var jordskælvets fokus eller hypocenter en ca. 100 km lang forkastning der igen var en del af en 1.200-1.400 km lang forkastningszone der strakte sig fra Sumatra i syd til og med de indiske Andamanerøer i nord. Jordskælvets dybde var ca. 30 km, og forkastningsområdet omfattede hele vestsiden af den lille Burmaplade.

Det kraftige jordskælv forklares af det tektoniske billede i området: Den Indisk-australske Plade skyder sig med en hastighed på i gennemsnit 6 cm om året ned under den lille Burmaplade. Men bevægelsen foregår i ryk når spændingerne mellem litosfærepladerne pludselig udløses.

I det primære jordskælvsområde var forkastningen 15-20 meter. Det betyder at Den Indisk-australske Plade og Burmapladerne rykkede sig 15-20 meter i forhold til hinanden over en ca. 100 km lang strækning og noget mindre over de resterende 1.100-1.300 km. En forkastning på 20 meter i et ryk svarer til næsten 300 års opbygget spænding, og energimængden der blev udløst svarer til 23.000 Hiroshimaatombomber.

Selve skælvet i det primære jordskælvsområde varede 3-4 minutter og havde i sig selv en ødelæggende effekt på de nærliggende øer og på det nordlige Sumatra. Men katastrofens omfang skyldtes især de tsunamier som jordskælvet udløste, og tsunamierne blev først og fremmest sat i gang af adskillige meters forskydninger af selve havbunden.

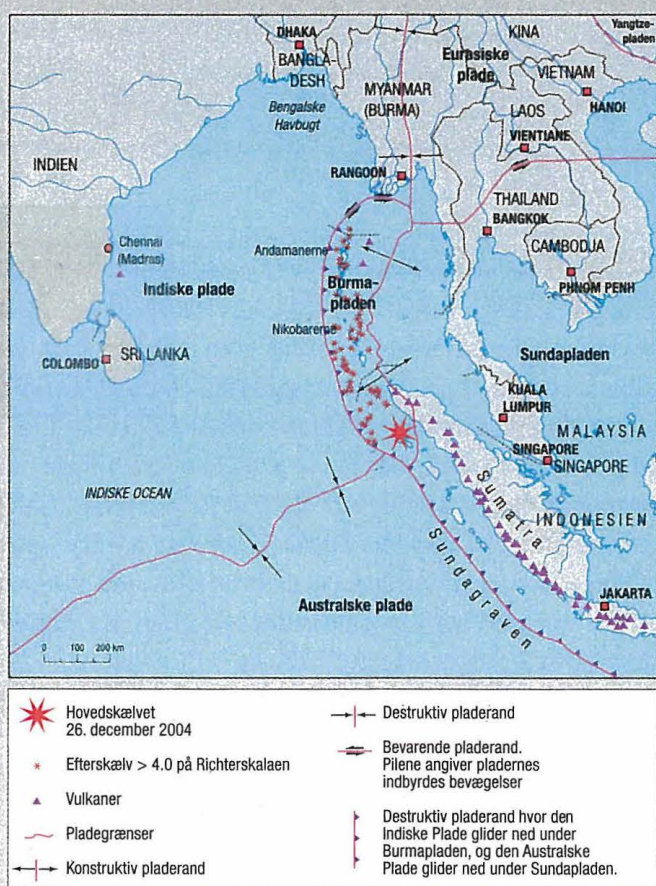
Tsunamiens udvikling

En tsunami bevæger sig med en hastighed på op til 1.000 km/t på dybt vand og har her en bølgelængde på flere hundrede kilometer. På dybt vand bliver den sjældent mere end 1 meter høj og vil derfor næsten ikke blive registreret af skibe langt til søs. Når tsunamien nærmer sig kysten, og vanddybden aftager, betyder friktionen mod havbunden at bølgehastigheden nedsættes. Til gengæld presser den bagfra kommende vandmængde bølgen op, og tsunamien får karakter af en flodbølge der med en enorm kraft og med en anseelig højde vælter ind over kystområdet.

I processen hvor tsunamien opbygges nær land, suges vandet ofte ud og blotlægger havbunden langt ude som var det ebbe, hvorefter tsunamien vælter frem.

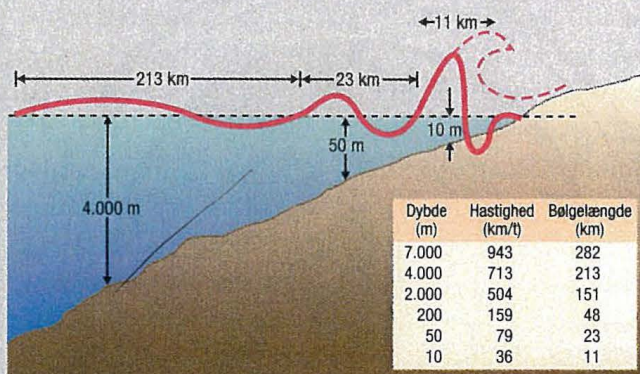
Langs hele den over 1.000 km lange forkastningszone ud for Sumatra forplantede en bølgeryg sig ud til alle sider, men kraftigst

9.5 Pladegrænser i Det indiske Ocean



Kilde: Geografforlaget, Net-Atlas.

9.6 Tsunamibølgefysik



Kilde: www.prh.noaa.gov Tsunami Glossary 1/2005.

i østlig og vestlig retning. De store havdybder i Det Indiske Ocean og dermed bølgehastigheder på op imod 700 km/t gjorde at flodbølgerne stort set ramte Sri Lanka i vest på samme tidspunkt som bølgerne ramte den thailandske kyst i øst, til trods for at der fra forkastningsområdet er næsten dobbelt så langt til Sri Lanka som til Thailand.

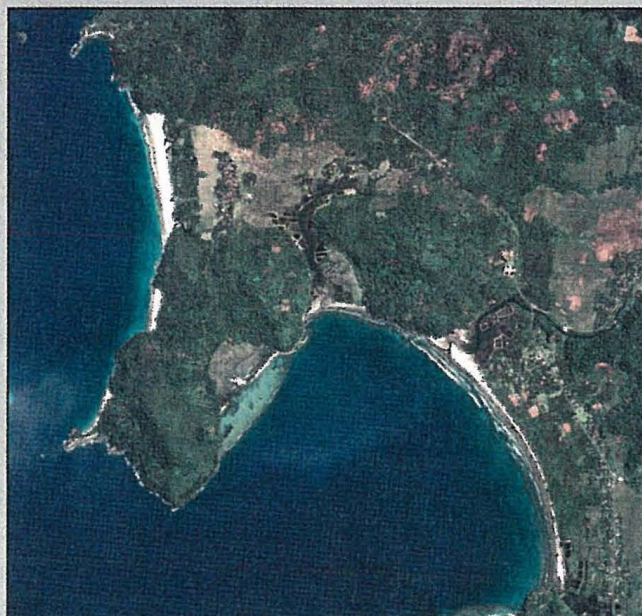
I løbet af 2½ time var flodbølgerne nået ud til alle kysterne i Sri Lanka, Indien, Bangladesh, Myanmar og Thailand. 7½ time efter nåede tsunamien Somalia hvor 300 blev dræbt. Hårdest gik det ud over Sumatra og de nordlige indonesiske øer der lå tættest på epicentret. Ødelæggelserne blev forårsaget af typisk tre flodbølger med efterfølgende tilbageløb, og især den anden flodbølge var

meget ødelæggende. De fleste steder blev der rapporteret om 2-4 meter høje bølger. Men mange steder nåede bølgerne op på over 6 meter og enkelte steder over 10 meter.

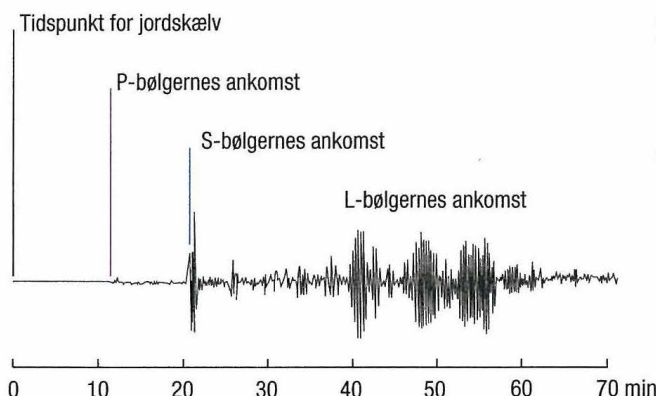
Hvor voldsom tsunamien blev, afhang dels af afstanden fra epicentret, dels af kystprofilen. Nogle kyststrækninger lå i læ for flodbølgerne, andre blev ramt med fuld kraft, og sine steder stoppede vandmasserne først flere kilometer inde over land. I alt omkom ca. 300.000 – heraf 225.000 alene i Indonesien.

Tsunamivarsling

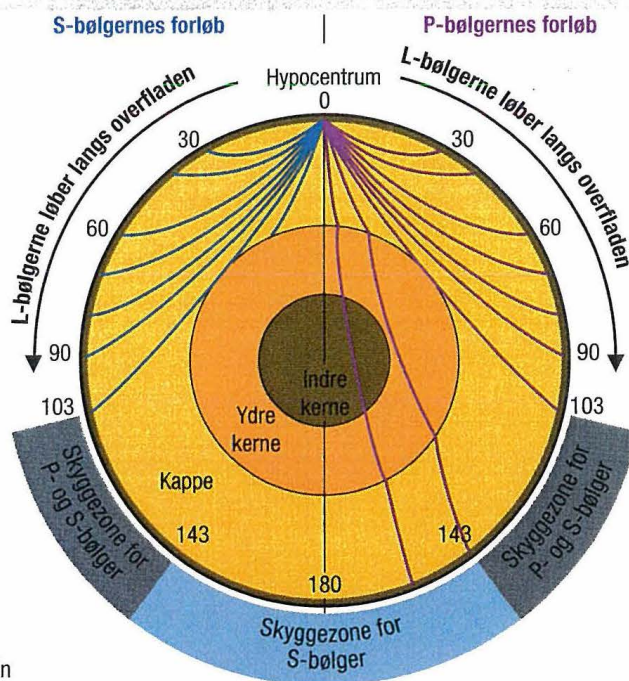
Ved hjælp af måleudstyr på flydebøjer i havet er det muligt at registrere om en tsunami er på vej. På et center nær Honolulu på Hawaii eksisterer der i dag et tsunamivarslingssystem der omfatter Stillehavsområdet. Herfra udgår varslinger til 26 medlemslande. Hvis et sådant system havde været i funktion for Det Indiske Ocean, ville mange menneskeliv være sparet. Den 26.12 2004 blev det voldsomme jordskælv registreret på samtlige seismografer omkring Det indiske Ocean, og alle geologer vidste at et sådant skælv indebar en overhængende fare for store tsunamier. Men der var ikke opbygget et system der kunne varsko turister og indbyggere i området. De mange dræbte og savnede turister i området har skabt et internationalt pres for et varslingsystem ligesom landenes egne tabstal naturligvis har rejst det samme spørgsmål. Men et er selve opbygningen og vedligeholdelsen af et sådant system, noget andet er mulighederne for reelt at komme ud med sådanne varslere i de mange fattige områder omkring det indiske ocean. Det kan derfor vise sig at have lange udsigter før et egentlig varslingsystem er i funktion.



Kystområde syd for Banda Aceh på det nordlige Sumatra før og efter Tsunamien den 26/12 2004 (april 2004 og januar 2005). Målestok 1:60.000. Kilde: www.digitalglobe.com 5/2005.



En seismograf kan registrere Jordens rystelser og indtegne jordskælvsbølgerne på et seismogram. På baggrund af mange observationer på hele Jordens overflade kan man få et billede af hvorledes jordskælvsbølgerne forplanter sig ned igennem Jorden. I figurens venstre side er afbilledet et seismogram der illustrerer ankomsttidspunkt og styrke af jordskælvet. Jo større svingninger, jo større jordskælv. I figurens højre side er illustreret hvorledes jordskælvsbølgerne forplanter sig ind igennem Jordens indre. Bemærk forskellene på udbredelsen af P- og S-bølgerne.



Udbredelsen af jordskælv

Der findes ikke i dag en sikker metode til forudsigelse af jordskælv. Så til trods for en betydelig forskning inden for feltet både i Japan, Kina og USA må befolkningerne i de jordskælvstruede områder i verden nok i mange år fremover indstille sig på at jordskælvene fortsat kan komme uden varsel. Til gengæld kan man, som i Californien og Japan, forsøge at sikre boligerne bedst muligt.

Hvis man plotter de registrerede jordskælv – store som små – ind på et verdenskort, viser der sig et mønster (se figur 9.29). Jordskælvene er koncentreret i særlige områder. Risikoen for jordskælv varierer altså efter hvor man befinder sig. Californien er som sagt et udsat område ligesom der i den nordlige del af Indien nær Himalaya ofte forekommer jordskælv. I Europa er Italien, Grækenland og ikke mindst Tyrkiet ofte udsat for jordskælv, men der forekommer også jordskælv uden for de egentlige risikoområder. De er blot sjældnere og som regel også af mindre styrke.

Jordskælvsbølger

Studiet af jordskælv er en af de vigtigste kilder til vores viden om Jordens indre. Da det dybeste hul der er boret

på Jorden er ca. 12 km, og da Jordens radius er 6.370 km, er det ikke ad den direkte vej vores viden om Jordens indre skal komme. Vi må beregne os frem, f.eks. ved registrering af jordskælvsbølger.

Et jordskælv udsender bølger i alle retninger. En seismograf vil registrere tre bølgetog: *P-bølgerne* (de bølger der kommer først, de primære), *S-bølgerne* (de bølger der ankommer derefter, de sekundære) og *L-bølgerne* (de bølger der kommer sidst, og som har en lang bølgelængde). P- og S-bølgerne kaldes forløberne mens L-bølgerne udgør hovedfasen. Det er L-bølgerne i hovedfasen som anretter de voldsomste skader. L-bølgerne udbreder sig kun langs med jordoverfladen mens P- og S-bølgerne udbreder sig gennem Jorden: P-bølgerne som trykbølger eller længdebølger (når materialet skiftevis presses sammen og strækkes parallelt med bevægelsesretningen) og S-bølgerne som svingninger eller tværbølger (svingningsbevægelse vinkelret på bevægelsesretningen). Man skelner mellem to slags L-bølger: *Love-bølger* der får jordoverfladen til at bevæge sig i det vandrette plan fra side til side, og *Rayleigh-bølger* der er en blanding af længde- og tværbølger. Love-bølgerne er de hurtigste af de to, og når de får un-

dergrunden til at svinge fra side til side, kan husenes øvre partier have svært ved at følge med svingningerne. Derfor vil de hyppigt resultere i sammenstyrtninger; som sagt kan det modvirkes af diverse jordskælvsikringer.

Tiden der går fra et jordskælv finder sted og til bølgerne ankommer til målestationen, kaldes løbetiden. Afstanden fra en målestation til et jordskælvs epicentrum kan beregnes ud fra tiden mellem f.eks. P-bølgernes og S-bølgernes ankomst. Ved at sammenligne seismogrammer fra mange målestationer kan et jordskælvs placering og dybde fastlægges ret nøjagtigt.

Analyseres kurverne over jordskælvsbølgernes udbredelseshastigheder nærmere, viser det sig at hastighederne ikke er konstante, men at der sker en række ændringer undervejs. I nogle lag af Jordens indre øges hastighederne, i andre sænkes de, og i atter andre stoppes nogle af bølgerne helt. Hastighedsændringerne tolkes som forandringer i jordlagenes massefylde, kemiske sammensætning og/eller konsistens. F.eks. eksisterer der en "skyggezone" for S-bølgerne: bølgerne når simpelthen ikke frem til nogle af de seismografer der befinder sig på den anden siden af jordkloden. Tolkningen er at den ydre kerne må være flydende da S-bølger ikke kan gå gennem flydende materiale.

Jordens indre

Sammenfatter man informationerne fra jordskælvsbølgernes udbredelsesmønster, tegner der sig følgende overordnede billede af lagene i Jordens indre:

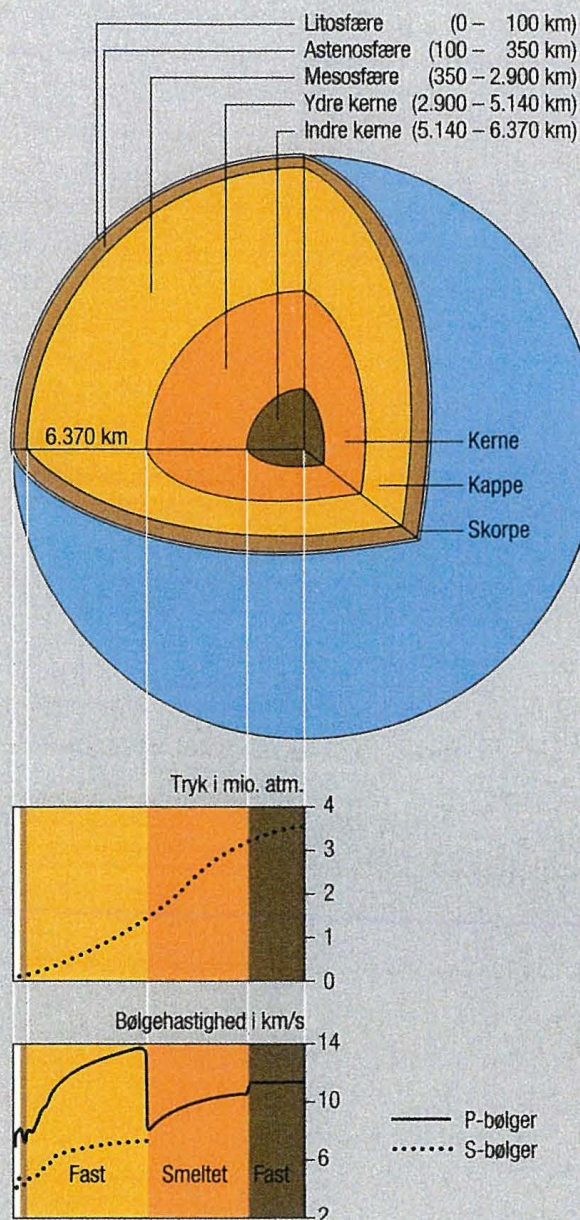
Yderst finder man *skorpen* der er 30-70 km tyk under kontinenterne (bestående af granitisk materiale) og 6-10 km tyk under oceanerne (bestående af basaltisk materiale). Inderst finder man *kernen* der opdeles i en *ydre* og en *indre kerne*, og imellem skorpen og kernen er *kappen*. Både kernen og kappen er ca. 3.000 km tykke.

Litosfæren udgøres af nogle store stenplader der omfatter skorpen *plus* de yderste ca. 50-100 km af kappen. Hvor skorpen udgøres af oceanbund, er litosfæren typisk 60-110 km tyk, og der hvor skorpen er kontinentalskorpe, er litosfæren typisk 80-170 km tyk. Reelt kan pladerne dog både være væsentligt tyndere – helt ned til 5-10 km i tykkelse, og væsentligt tykkere – op til 200-300 km i tykkelse.

Litosfæren ligger oven på et ca. 200 km tykt delvist smeltet lag i kappen som man kalder *astenosfæren*, "den bløde sfære". Under astenosfæren finder man mesosfæren der strækker sig ind til kernen og udgør den resterende del af kappen. Mens astenosfæren er delvist smeltet, antager man at mesosfæren er mere fast.

Temperaturen, trykket og massefylden stiger fra jordoverfladen og ind mod Jordens centrum. Man regner med

9.8 Jordens indre



NB: Km-tallene er ca. tal. Litosfæren der udgør det yderste af kappen plus skorpen kan have meget varierende tykkelse - fra 5-300 km.

Bl.a. vores viden om jordskælvsbølgernes udbredelse igennem Jorden giver os grund til at tro at Jorden i sit indre er opdelt i flere lag. Man formoder at nogle af disse lag er faste og andre er mere eller mindre smeltede pga. variationen i lagenes mineralske sammensætning, tryk og temperatur (op imod 4.000°C i Jordens indre).

at temperaturen i Jordens indre er over 4.000 grader. Temperaturen stiger hurtigt ind mod Jordens indre, og det er sandsynligvis sådan at i astenosfæren er smeltepunktet undertiden nået for de bjergarter der findes her. Temperaturen i dette område er 1.200-1.400 grader.

Jordens gennemsnitlige massefylde er $5,5 \text{ g/cm}^3$. Da en almindelig bjergart i Jordens øverste lag har en massefylde på ca. $2,5 \text{ g/cm}^3$, må massefylden stige med dybden. Jordens kerne har sandsynligvis samme massefylde som de jernmeteoritter der jævnligt falder ned på Jorden – dvs. en massefylde på ca. 12 g/cm^3 . Den stigende massefylde hænger sammen med det stigende tryk og den kemiske sammensætning af bjergarterne. Man regner med at trykket i Jordens indre er mellem 3 og 4 mio. atmosfærer. Det har betydning for et andet geologisk fænomen: vulkanen. Men før vi ser nærmere på dette fænomen, skal teorien om pladetektonikken forklares. Både jordskælv og vulkaner hænger sammen med pladetektonikken: På den ene side kan jordskælv og vulkaner forklares ved hjælp af teorien om pladetektonik. På den anden side kan ny viden om jordskælv og vulkaner og ikke mindst deres geografiske fordeling understøtte teorien om pladetektonik.

Alfred Wegener

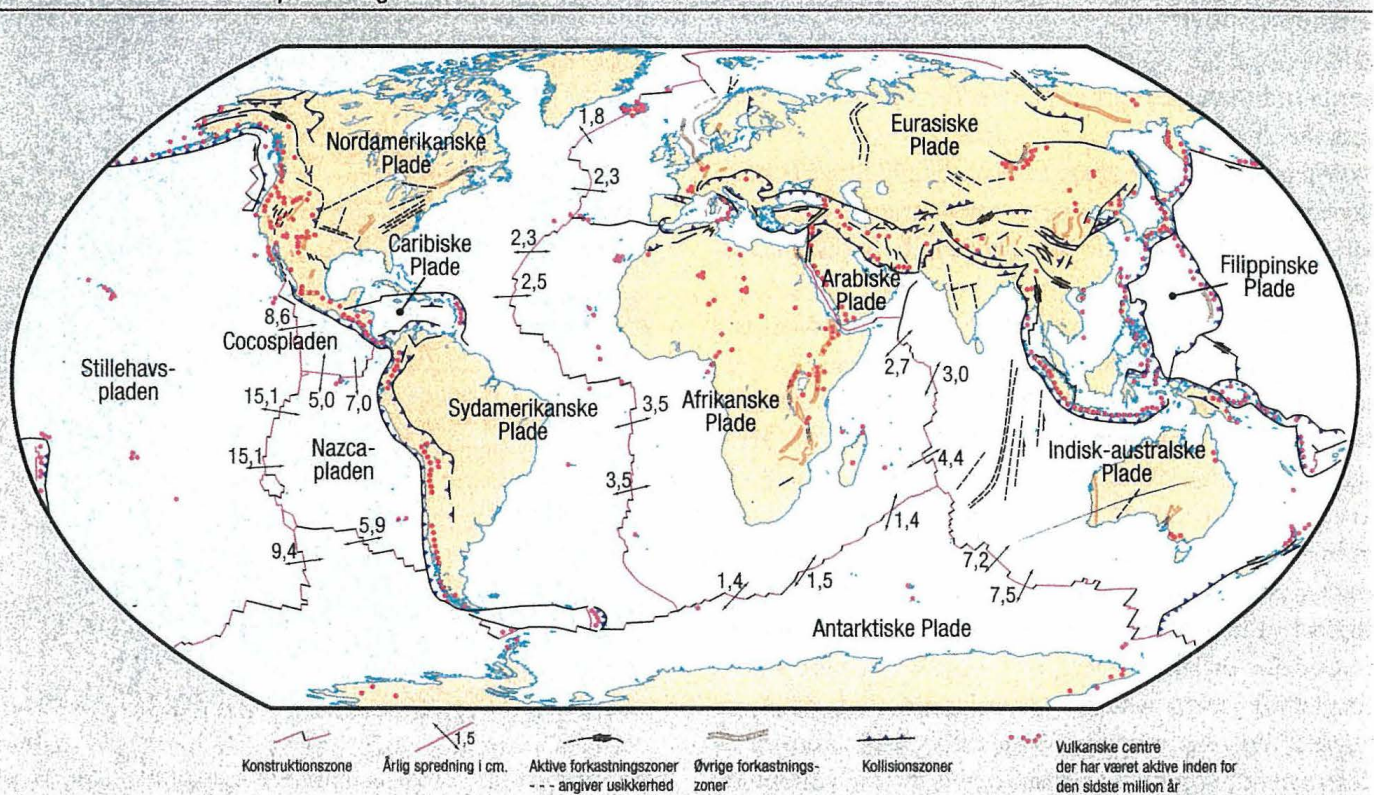
Den tyske naturvidenskabsmand Alfred Wegener fremsatte i 1912 en teori om *kontinentaldrift*. Han mente at de store kontinenter vi kender i dag, tidligere havde hængt

sammen, men var blevet brudt op og begyndt at drive fra hinanden. Wegener havde, som en del videnskabsmænd før ham, gjort den iagttagelse at Sydamerikas og Afrikas kystlinjer passede umådelig godt sammen. Senere skulle det vise sig at kystlinjerne især passer sammen når man bruger 1.000 m dybdekurven som "kystlinje".

Derudover understøttede Wegener sin teori med en række andre iagttagelser: Fund af identiske geologiske aflejringer der var ældre end 100 mio. år på begge sider af Atlanterhavet. Fund af moræneaflejringer og skurestriber i Sydamerika, det sydlige Afrika, Australien og Indien som formodes at være fra et sammenhængende isdække. Desuden fund af forsteninger af samme plante- eller dyreart i Sydamerika og Afrika, bl.a. muslingekrebs hvis æg – i hvert fald i dag – ikke kan tåle saltvand.

Hvis kontinenterne havde samme placering dengang som i dag, måtte isen altså have strakt sig op over ækvator, og datidens æg fra muslingekrebsen måtte være ført tværs over det salte Atlanterhav. Da det forekommer usandsynligt, forestillede Wegener sig derfor at kontinenterne havde været samlet i et superkontinent: Pangæa. Wegeners problem var at han ikke kunne forklare årsagerne til

9.9 Jordens litosfæreplader og tektonisk aktivitet indenfor den sidste million år



NB: Den Indisk-australske Plade bliver af nogle forskere opdelt i to plader jf. figur 9.5 og 9.11. Kilde: NASA, DTAM-1, 2002.

kontinentaldriften. Først med teorien om pladetektonik kunne Wegeners iagttagelser underbygges.

I årene efter 2. verdenskrig intensiveredes forskningen af oceanerne og oceanbunden. Det skete dels af militær-strategiske grunde for at øge navigationssikkerheden for de dybtgående atomdrevne undervandsbåde, dels af råstofstrategiske grunde.

Indtil 1950'erne forestillede man sig oceanbunden som en stor, stabil slette dækket af et tykt lag sedimenter, dvs. aflejringer der i tidens løb var transporteret ud fra kontinenterne. Men udviklingen af ny teknologi og nye undersøgelsesmetoder, bl.a. ekkolodsteknologien og positionsbestemmelsen på det åbne hav, vendte op og ned på denne forestilling. Man opdagede at der på oceanbunden findes et landskab som er mindst lige så varieret som det på landjorden. Der er høje bjerge og bjergrygge der strækker sig over tusinder af kilometer, der er undersøiske vulkaner, og der er dybe grave som er endnu dybere end højden af det højeste bjerg på landjorden.

Teorien om pladetektonik fik sit gennembrud med denne udforskning af oceanerne, og et klarere billede begyndte at tegne sig. I dag kan man ved hjælp af satellitter og avancerede elektroniske målemetoder som f.eks. GPS (Global Positioning System) måle sig frem til pladebevægelserne, og en fascinerende makro-geologisk historie er under udfoldelse.

Teorien om pladetektonik

Jordens litosfære – det stive materiale fra jordoverfladen (skorpen) og den øvre del af kappen – er delt i en række store plader som bevæger sig i forhold til Jordens centrum og i forhold til hinanden. Pladerne afgrænses især af oceanbundens bjergrygge (oceanrygge) og de dybe grave. Pladerandene er præget af stor geologisk aktivitet.

Ved *oceanryggene* bevæger pladerne sig væk fra hinanden, og der tilføres nyt materiale fra Jordens indre. Der dannes – eller konstrueres – således ny oceanbund, og dette sted kaldes derfor en *konstruktiv pladerand*.

Oceanbundsspredningen medfører at kontinenterne bevæger sig. Ved de dybe grave bevæger to plader sig mod hinanden, og den ene plade presses ned under den anden i den såkaldte underskydningszone eller subduktionszone. Herved forsvinder materiale, og det destrueres – derfor benævnelser: en *destruktiv pladerand*.

Desuden findes der områder hvor to plader glider forbi hinanden (f.eks. San Andreasforkastningen i Californien). Da der hverken nydannes eller destrueres materiale, kaldes det en *bevarende pladerand*.

Man kan med rimelig sikkerhed identificere syv (muligvis otte) store plader: Stillehavspladen, Den Nordame-

9.10 Kontinenternes vandring gennem 250 mio. år

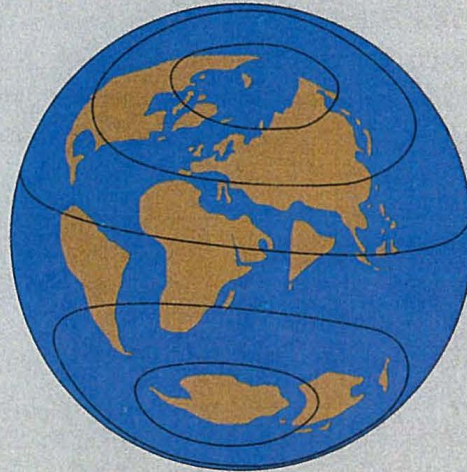
A

For 210 mio. år siden



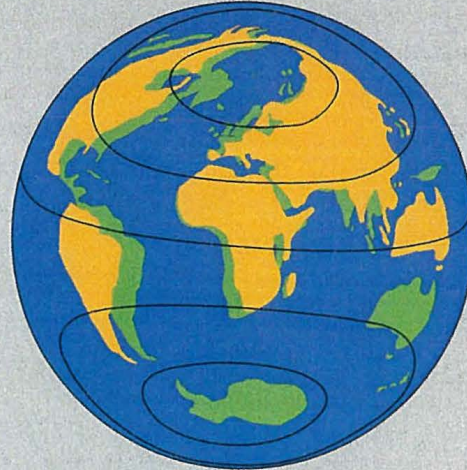
B

For 65 mio. år siden



C

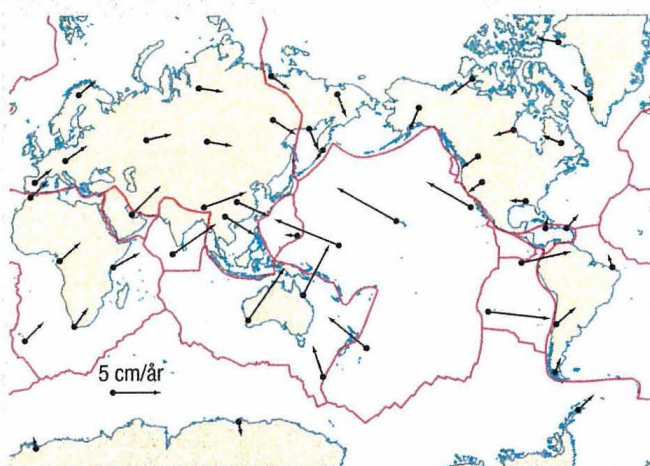
Nu - og om 50 mio. år



Den gule farve i "C" angiver situationen om 50 mio. år. Storkontinentet i "A" kaldes Pangæa.

Efter: Fra kontinentaldrift til pladetektonik, Lademann 1987.

9.11 GPS-målte pladebevægelser



Den nye og meget nøjagtige GPS-teknik gør det muligt præcist at måle hvor meget og i hvilken retning målepunkter flytter sig.
Kilde: Bearbejdet efter www.nasa.gov

rikanske Plade, Den Sydamerikanske Plade, Den Antarktiske Plade, Den Eurasiske Plade, Den Afrikanske Plade og Den Indisk-australske Plade (muligvis to plader: Den Indiske Plade og Den Australske Plade). Hertil kommer et antal mindre plader hvor f.eks. Nazcaploden vest for Sydamerika har stor betydning for dannelsen af Andesbjergene, Den Filippinske Plade for jordskælvene og vulkanerne i Japan, Burmaploden og Sundaploden for jordskælv og vulkaner i Indonesien og Den Arabiske Plade for jordskælvene i Mellemøsten og i det sydøstlige Europa.

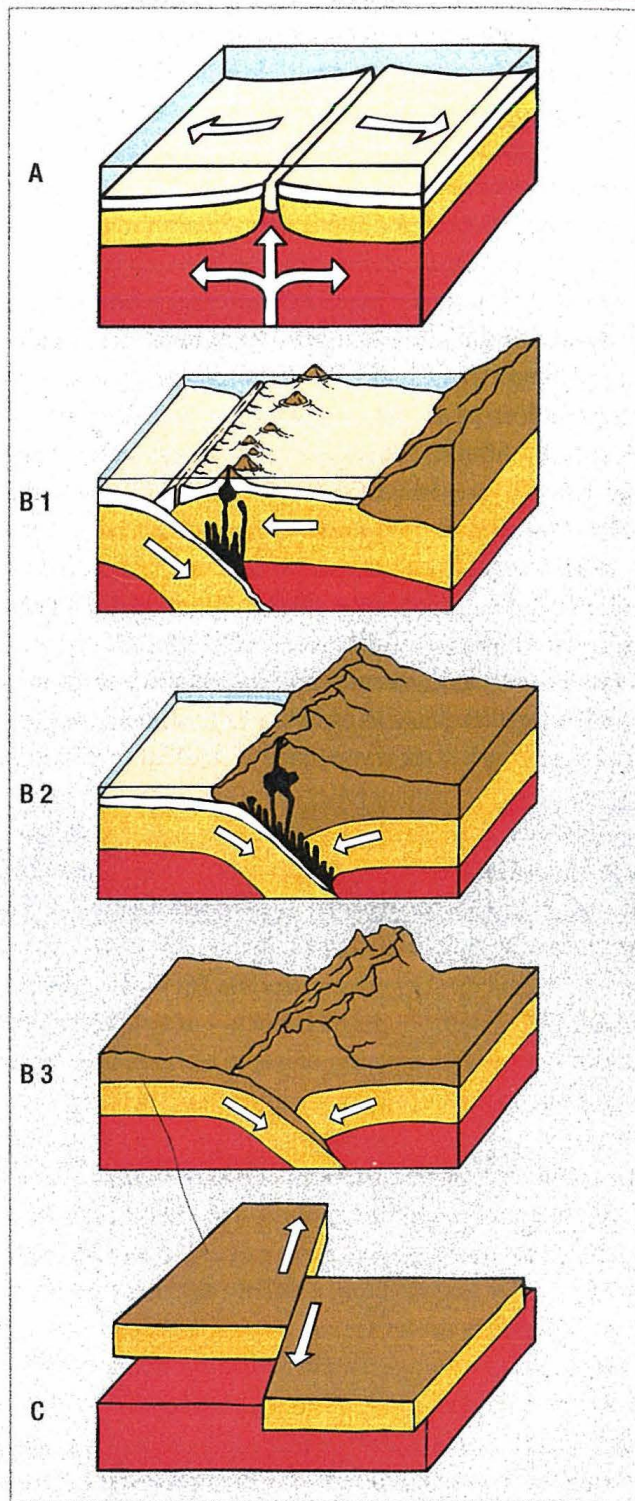
I det nordlige Tyrkiet løber den såkaldte Nordanatolske forkastningszone. Eksistensen af denne zone hænger sammen med at den mindre Arabiske Plade bevæger sig mod nordvest og støder ind i den Anatolske Plade. Samtidig presser den store Afrikanske Plade også mod Europa. Resultatet bliver at den relativt lille Anatolske Plade skubbes mod vest. Jordskælvene i Tyrkiet er således et resultat af de store pladers bevægelser idet de skaber en tværgående forkastningszone med stor jordskælvsaktivitet. Izmit og Istanbul i Tyrkiet ligger langs denne forkastningszone (se figur 9.13).

A: Konstruktionszone – f.eks. Den Midtatlantiske Ryg

B 1: Plade med oceanbundsskorpe subducerer under en plade med oceanbundsskorpe og kontinentsskorpe. Dannelse af vulkansk øbue – f.eks. pladesammenstødene i Stillehavet nord for Australien

B 2: Plade med oceanbundsskorpe subducerer under en plade med kontinentsskorpe – f.eks. Nazcaploden sammenstød med Den Sydamerikanske Plade.

9.12 Forskellige typer af pladerande



Astnosfære

Litofære

Oceanbund

Kontinentsskorpe

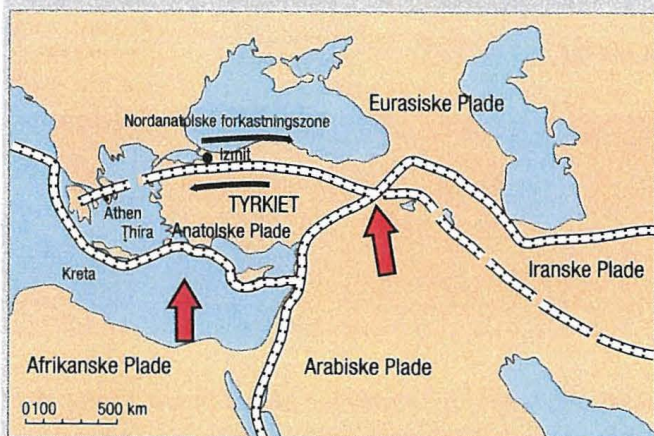
Hav

Magma

B 3: To plader med kontinentsskorpe kolliderer – f.eks. sammenstødet mellem Den Indiske Plade og Den Eurasiske Plade (Himalaya).

C: Bevarende pladegrænse – f.eks. San Andreasforkastningen.
Kilde: Alle tiders Geografi 2003.

9.13 Pladegrænser omkring Tyrkiet



NB: Den Iranske Plades grænser er meget usikre.
Efter illustration på www.usgs.org.

Konstruktive pladerande

Island er beliggende over en konstruktiv pladerand og har både jordskælv, vulkaner og varme kilder. På kortet over Jordens jordskælvszoner (figur 9.29) ses det at jordskælvene i Atlanterhavet hovedsagelig er koncentreret i en s-formet kurve som i grove træk følger midten af oceanet: Den Midtatlantiske Ryg. Denne strækker sig også ind gennem Island. Den vulkanske aktivitet under det nuværende Island har været og er stadig så voldsom at der midt i højderygområdet (ved den konstruktive pladerand) er opstået et sammenhængende landområde. Andre steder i oceanerne, bl.a. i Stillehavet og i Det Indiske Ocean, findes tilsvarende højderygge eller oceanrygge.

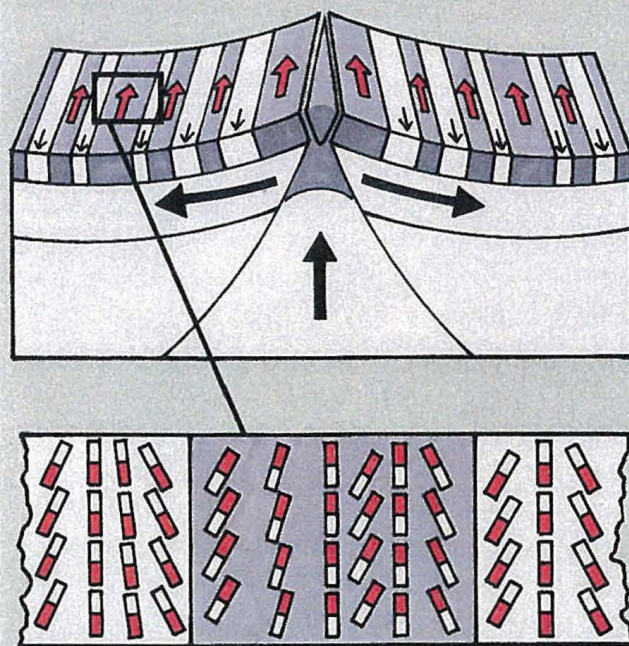
En profiltegning af Atlanterhavets bund, ud fra dybdeangivelserne på et kort, vil vise at oceanryggen hæver sig 2.000-3.000 m op over det øvrige havbundsniveau. Fokuserer man på området omkring oceanryggen, viser det sig at der findes en midterdal som deler oceanryggen i to næsten symmetriske halvdele. Midterdalen er ca. 600 m dyb og 300 m bred.

Oceanbunden på hver side af oceanryggen bevæger sig væk fra denne. Det kaldes *oceanbundsspredning*. Spredningen skyldes at der under oceanryggene kommer materiale – magma – op fra dybere dele af Jorden, og det er med til at "skubbe" til oceanbundsspredningen. Magma er en varm tyktflydende stenmasse der består af smeltede bjergarter og opløste gasser. Oceanbunden "vokser" således ved oceanryggene, og der dannes ny havbund (oceanbundsskorpe).

At det forholder sig sådan, underbygges af en række iagttagelser:

- Målinger af varmeudstrømningen omkring oceanryggen viser at varmeudstrømningen er stor lige ved midterdalen, men falder markant allerede 100-200 m fra denne.
- Under oceanryggen er P-bølgenes udbredelseshastighed lavere end under den øvrige oceanbund. Det hænger sammen med at den bløde astenosfære næsten er trængt op til havbunden.
- Selve midterdalen er ikke slynget. Den består af mindre lige stykker som er brudt af forkastninger.
- Oceanbundsspredningen og fremkomsten af nyt materiale betyder at havbundens alder vil være yngst ved midterdalen og ældre jo længere væk man kommer fra denne. Samtidig vil sedimenternes (aflejringerne) tykkelse på havbunden være meget lille tæt på midterdalen og vokse jo længere væk man kommer.
- En række vulkanøer og udslukte vulkaner i Atlanterhavet antages at være dannet i forbindelse med oceanryggen, men de er i tidens løb blevet "transporteret" længere væk, f.eks. Acorerne, De Kanariske Øer og Tristan da Cunha.

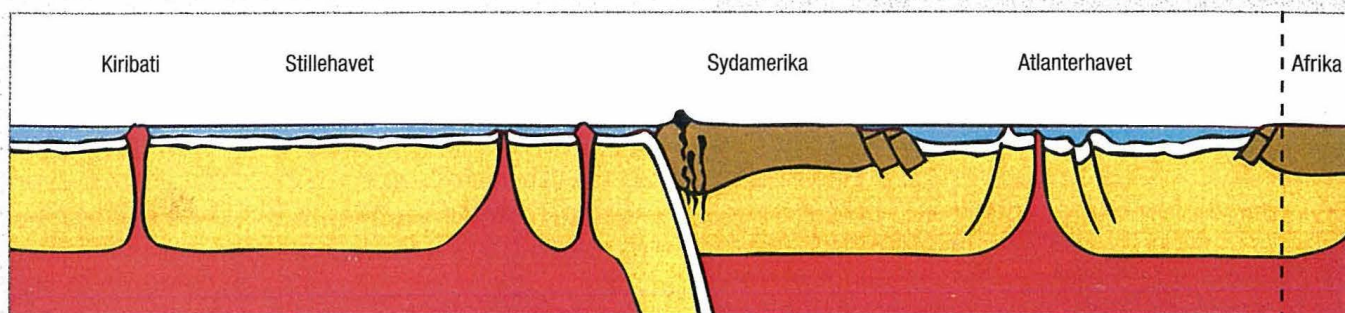
9.14 Magnetiske bånd på havbunden



Undersøgelser af havbunden omkring konstruktionszonerne i Atlanterhavet og i Stillehavet viser at havbundens magnetiske mineraler ikke vender samme vej. Faktisk danner de et mønster hvor lag fra forskellige tidsaldre er forskelligt magnetiserede og med millioner års mellemrum er omvendt magnetiseret i forhold til hinanden. Det betyder at Jordens magnetiske poler ikke bare har flyttet sig, men nogle gange har skiftet plads. Men samtidig er det også et vigtigt bevis for teorien om pladetektonik – for hvordan kan man ellers forklare et sådant mønster?

Kilde: Geografi. Fag og undervisning 1999.

9.15 Pladetektonisk snit ved ækvator

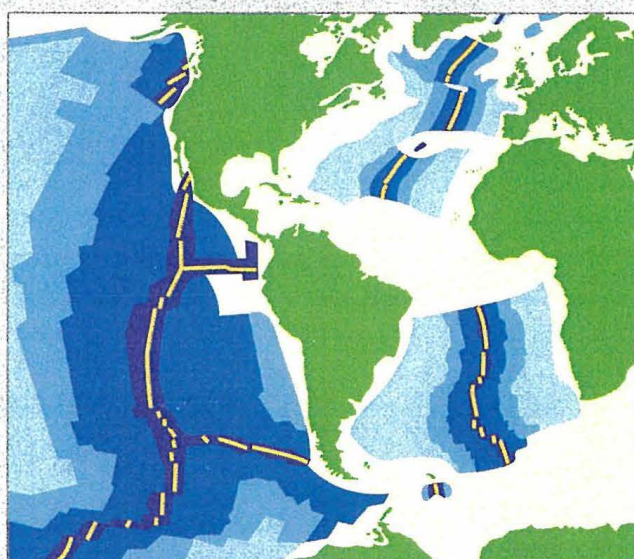


- Målinger af de magnetiske forhold på oceanbunden afslører parallelle "bånd" langs med midterdalen. Disse "bånd" viser dels at der er forskel på bjergarternes magnetiske intensitet, og dels at der er forskel på den magnetiske retning. Meget tyder på at Jordens magnetfelt har haft en vekslende intensitet igennem tiderne, og at den magnetiske nord- og sydpol ikke blot har flyttet sig, men

på visse tidspunkter endog har byttet plads. I forhold til teorien om pladetektonik er de parallelle bånd især interessante fordi de næsten kun kan forklares med at der ved oceanbundsryggen hele tiden kommer nyt materiale op fra Jordens indre. Materialet vil når det afkøles og størkner, magnetiseres i overensstemmelse med Jordens magnetfelt, og som på et transportbånd flyttes det stadig længere væk fra midterdalen. Derved opstår de parallelle bånd på hver side af midterdalen.

- Det tætteste man er kommet på et egentligt bevis for teorien om pladetektonik, er målinger af havbundens alder. I 1969 foretog undersøgelsesskibet Glomar Challenger en række boreriger omkring Den Midtatlantiske Ryg. Målingerne viste at jo længere væk man kom fra "ryggen", jo ældre blev havbunden. Ved at sammenligne havbundens alder med afstanden fra ryggen kunne man anslå hastigheden af den gennemsnitlige årlige spredning. I dag kan man som sagt med anvendelse af moderne teknik, som permanente GPS-stationer og SLR (Satellite Laser Ranging), direkte måle den aktuelle spredningshastighed af f.eks. det nordlige Atlanterhav – den er på ca. 2 cm pr. år. Figur 9.11 illustrerer tilsvarende måleresultater fra forskellige lokaliteter verden rundt.

9.16 Havbundens alder



0-5 mio. år	Kvartær og Pliocæn
5-38 mio. år	Miocæn og Oligocæn
38-66 mio. år	Eocæn og Paleocæn
66-146 mio. år	Kridt
146-208 mio. år	Jura
Oceanryg	

Målinger af sedimenter på bunden af de store oceaner har afsløret at jo længere man bevæger sig væk fra oceanbundenes spredningszoner (højderygge), jo ældre bliver havbunden. Efter: Geografi. Natur - Kultur - Mennesker 1992.

Destruktive pladerande

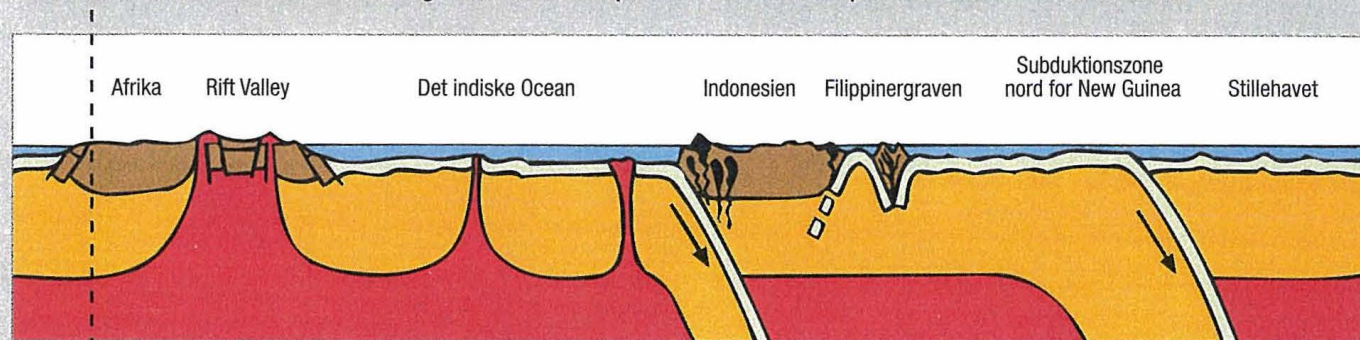
Man skelner mellem tre typer af destruktive zoner:

- 1) hvor to oceanbundsplader glider mod hinanden
- 2) hvor en oceanbundsplade og en kontinentplade glider mod hinanden
- 3) hvor to kontinentplader glider mod hinanden.

De to sidstnævnte giver anledning til bjergkædedannelse.

1) Når to oceanbundsplader glider mod hinanden, vil den ene – den med størst hældning – dykke ned under den anden. I denne neddykning vil der optræde kræfter som trækker pladen ned i de dybere dele af Jorden. Det er i disse *neddykningszoner* (underskydningszoner eller subduktionszoner) at vi finder oceanernes *dybgrave*. Ma-

Rød: Astenosfære. Gul: Litosfære. Grønlig: Oceanbundsskorpe. Brun: Kontinentsskorpe. Efter: Diercke Weltatlas 1996.



rianergraven i det vestlige Stillehav er et godt eksempel på en sådan dybgrav, og graven er med sine mere end 11 km's dybde den dybeste på Jorden.

De store spændinger der opstår ved neddykningen af en oceanbundsplade, kan udløses som jordskælv i forskellige dybder. Mange jordskælv er relativt dybe, men ingen er dybere end 700 km. Dette tages som udtryk for at pladen i denne dybde delvis er smeltet og optaget i astenosfæren. Det smeltede materiale – magma – er lettere end omgivelserne og vil søge opad i sprækker og hulrum. Magmaen samles i magmakamre der igen danner og "vedligeholder" vulkanerne i området.

Et illustrativt eksempel er Japan. Japan består af fem større og en række mindre vulkanske øer der tilsammen danner en såkaldt øbue. Lige øst for øbuen findes den godt 10 km dybe Japanergrav der er dannet ved Stillehavspladens subduktion under den store Eurasiske Plade.

Et andet eksempel er sammenstødet mellem den Indisk-australske Plade og den lille Burmaplade der udløste det store jordskælv og tsunamien i 2004 (se figur 9.5).

2) Det klassiske eksempel på sammenstødet mellem en oceanbundsplade og en kontinentplade er sammenstødet mellem Nazcapladen og Den Sydamerikanske Plade ved Sydamerikas vestkyst. Her glider en oceanbundsplade (Nazcapladen) mod en kontinentplade (Den Sydamerikanske Plade). Oceanbundspladen er pga. sin mineraliske sammensætning tungere og bliver dermed den neddykkende plade. Processen ligner den ovenfor beskrevne, dog med den undtagelse at vulkanerne så at sige er gået på land da der ikke er plads til en vulkansk øbue. Vulkanerne er der – de ligger blot i Andesbjergkæden.

Sammenstødet udløser kraftige jordskælv i vekslende dybder der generelt følger mønsteret: Jo dybere de er, jo længere inde under kontinentet er jordskælvenes hypocenter.

Denne type destruktiv pladerand giver også anledning til bjergkædedannelse (*orogenese*). Andeskæden i Sydamerika er en blanding af foldebjerger og vulkaner: et så-

kaldt Andesorogen. Sedimenterne på kontinentsoklen og på kontinentalskrænten ud for den sydamerikanske kyst presses sammen og foldes op i en bjergkæde.

3) Den tredje type destruktiv pladerand er det såkaldte *kollisionsorogen* hvor to plader med kontinentsskorpe kolliderer. Et illustrativt eksempel er Indien og Himalaya-bjergkæden. Efter løsrivelsen fra Den Afrikanske Plade for ca. 70 mio. år siden drev Indien som en del af Den Indisk-australske Plade mod nordøst og stødte ind i Asien. Først blev altså oceanbundsskorpe og derefter Indiens kontinentsskorpe presset ind under Asien. Senere, dvs. i løbet af de sidste 20 mio. år, er det hele blandet sammen og foldet op som en bjergkæde.

At store dele af Himalayabjergene tidligere har været havbund, ses bl.a. af at man i mange kilometers højde kan finde fossiler, dvs. aftryk af dyr der tidligere har levet i havet. Indiens vandring er foregået over en relativt kort periode i den geologiske historie, nemlig ca. 70 mio. år. Det betyder at Den Indisk-australske Plade i perioder har bevæget sig med ca. 17 cm om året.

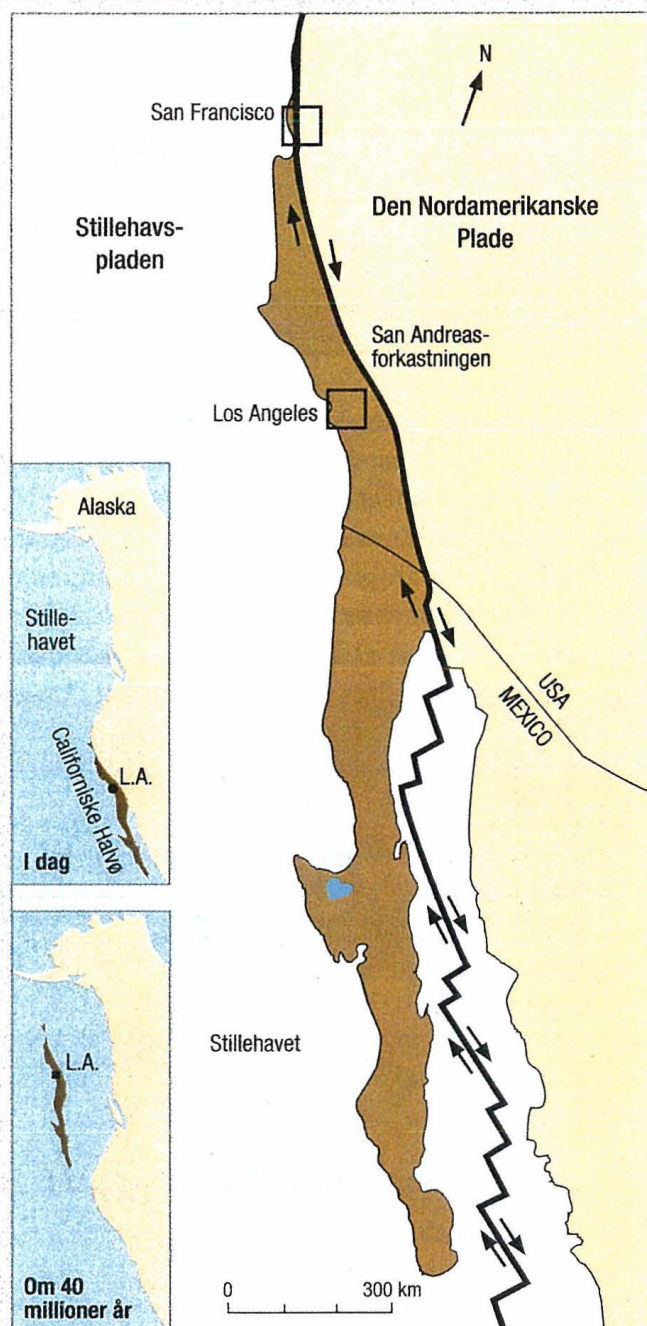
Et andet eksempel på et kollisionsorogen er Alperne der er dannet inden for de sidste ca. 40 mio. år pga. sammenstødet mellem Den Afrikanske Plade og Den Eurasiske Plade.

I de perioder hvor kollisionsprocessen har været særlig voldsom, har områderne både været ramt af jordskælv og haft adskillige aktive vulkaner. I dag hvor foldeprocessen stort set er ophørt, og hvor både Alperne og Himalaya snarere nedbrydes end opbygges, er den vulkanske aktivitet mere begrænset. Men aktive vulkaner som Etna på Sicilien, Stromboli nord for Sicilien og Vesuv ved Napoli vidner om at helt uddød er den vulkanske aktivitet trods alt ikke.

Bevarende pladerande

Den tredje hovedtype af pladerande benævnes den bevarende pladerand. Her glider to plader hver sin vej langs en linje – en forkastning – hvor der hverken dannes eller

9.17 San Andreasforkastningen



Brune farver: Land. Blå farver: Hav. Længs USA's og Mexicos vestkyst findes den berømte og berygtede San Andreasforkastning. Det er en linje langs hvilken jordskorpen bevæger sig i to modsatte retninger: området vest for linjen bevæger sig mod nordvest, og området øst for linjen bevæger sig mod sydøst. Der forekommer hyppigt større og mindre jordskælv langs linjen. Storbyområdet Los Angeles med ca. 14 mio. indbyggere befinder sig umiddelbart vest for linjen mens storbyen San Francisco med ca. 6,5 mio. indbyggere er vokset hen over linjen. I 1906 forekom et jordskælv som forårsagede et brud tværs gennem San Francisco. I kombination med en efterfølgende storbrand blev ødelæggelserne enorme. I et gigantisk spring havde den ene side bevæget sig 7 m i forhold til den anden. Kilde: Geografi. Natur - Kultur - Mennesker 1992 og Geografi. Fag og undervisning 1999.

destrueres skorpe. Til gengæld er jordskælvsaktiviteten stor. Et eksempel er den tidligere omtalte San Andreasforkastning i Californien (se figur 9.17).

Stillehavspladen bevæger sig mod nordvest med en gennemsnitlig hastighed af ca. 11 cm om året mens Den Nordamerikanske Plade bevæger sig mod sydøst med 2,0-2,5 cm om året. I og omkring forkastningszonen ligger flere store byer som San Francisco, Sacramento og Los Angeles. Udløses spændingerne i forkastningszonen ikke ved mange små jordskælv, kan der opbygges meget store spændinger som pludselig kan få pladerne til at bevæge sig i forhold til hinanden i et "tigerspring". Det skete ved jordskælvet i San Francisco i 1906. Stillehavspladen bevægede sig 7 m mod nordvest på få sekunder. I øvrigt mener forskere at den vestlige del af Californien (Den Californiske Halvø) om 50 mio. år vil befinde sig som en ø i Stillehavet hvis pladebevægelserne fortsætter med samme retning og hastighed som nu.

Drivkræfterne bag det hele

En af årsagerne til at det tog relativt lang tid før hele den geologiske verden var overbevist af teorien om plade-tektonik, var at der manglede en ordentlig forklaring på drivkræfterne bag kontinenternes (og havbundens) bevægelser.

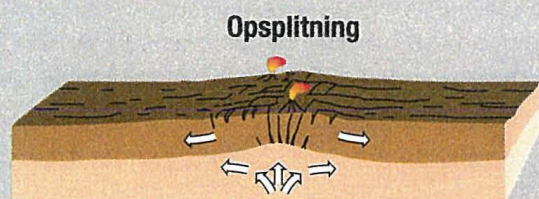
Der er i tidens løb formuleret et utal af teorier lige fra Månens massetiltrækningskraft over kræfter udløst pga. Jordens rotation til en teori om at Jorden udvider sig som en ballon. Ny og bedre viden har klargjort at ingen af disse teorier holder. Hverken Månens tilstedeværelse eller Jordens rotation udløser kræfter der kan matche de kræfter der skal til for at flytte de gigantiske stenplader, og ballonteorien er blevet afvist som følge af beregninger og måleresultater fra bl.a. satellitter og rumskibe.

Det bedste bud på en forklaring lige nu ligger i fænomenet *konvektion*: Hvis man varmer vand op i en gryde, vil der ske en opstigning af vand hvor det er varmest, og en nedsynkning hvor det er koldest. Disse strømninger kaldes konvektionsstrømme – strømme forårsaget af temperaturforskelle.

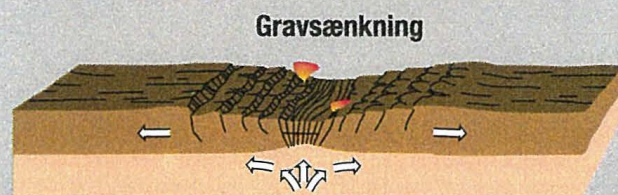
Hvis vi overfører denne betragtning til forholdene i Jordens indre, tegner der sig følgende billede: Vi ved at temperaturen stiger ind mod Jordens indre, og at store dele af Jordens indre er mere eller mindre flydende. Det er derfor nærliggende at antage at der findes konvektionsstrømme i astenosfæren og dybere nede i Jordens kappe.

Man forestiller sig mere præcist, som også varmeudstrømningen på jordoverfladen viser, at der findes en række opadgående varmestrømme. De fleste af de kendte

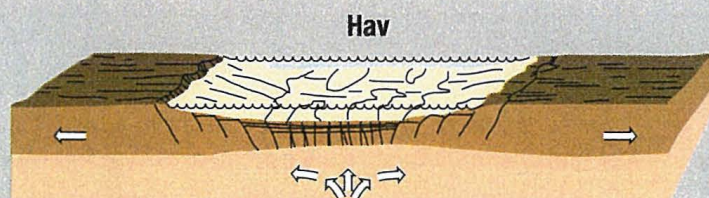
9.18 Princippet i opsplitning af et kontinent



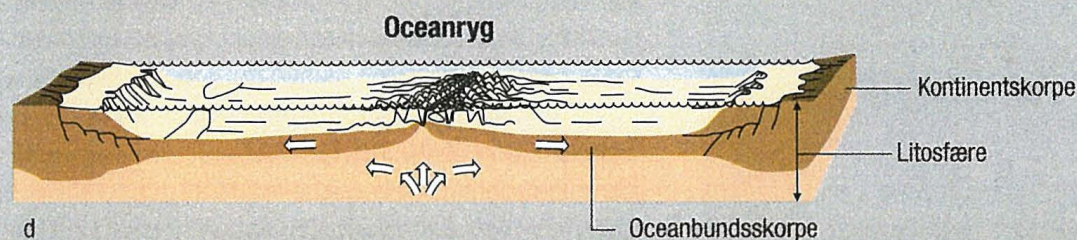
a



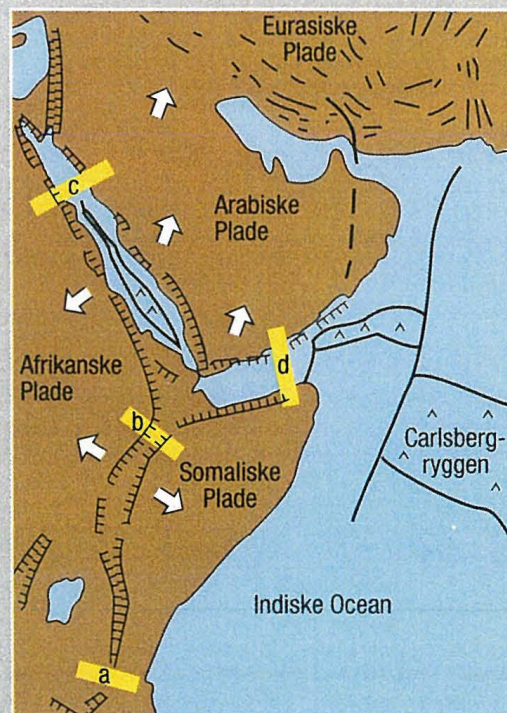
b



c



d



Figursnit

a-d illustrerer forskellige faser i opsplitningen af et kontinent. Kortet viser hvorledes Den Arabiske Halvø løsrives fra Den Afrikanske Plade. De grøngule streger angiver hvor figursnittene a-d ligger.

Da superkontinentet Pangæa for godt 200 mio. år siden begyndte sin opsplitning, skete det ikke over "en nat", men antagelig i løbet af et par millioner år. Årsagen til opsplitningen skal søges i varmestrømningen i kappen og de såkaldte "hot spots". Videnskaben har i dag påvist eksistensen af de første stadier af lignende opsplitninger inde på kontinenterne, f.eks. i Østafrika. Her gennemskæres højlandet af en gravsænkning, Rift Valley, dvs. en stor dal som er skabt ved indsynkning af jordskorpen. I dalen findes en række vulkaner og store søer. Rift Valley gennemskærer det nordlige Tanzania (a), Kenya og Etiopien (b) og deler sig i to mod Det Røde Hav (c) og Adenbugten (d). Om et antal millioner år er det tænkeligt at Afrikas Horn er en ø, og at Suezkanalen er afløst af en permanent forbindelse mellem Middelhavet og Det Røde Hav. Vulkanerne i Rift Valley er af "hot spot"-typen. Det vil bl.a. sige at de flytter sig med pladebevægelsen.

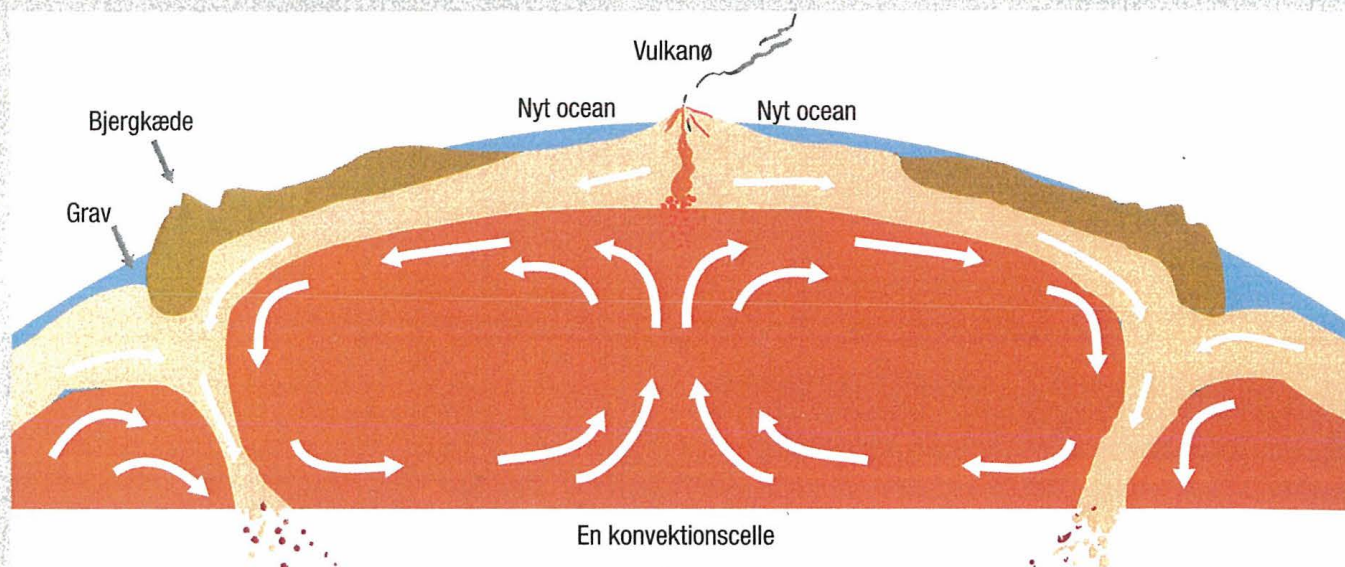
Efter Geografi. Natur – Kultur – Mennesker 1992.

opstrømme er beliggende under oceanryggene. Det opstigende materiale spredes ud under litosfærepladen da denne er for stiv til at kunne gennembrydes, men varmen løfter litosfærepladen.

Nedsynkningen foregår sandsynligvis både i forbindelse med nogle af de store subduktionszoner og mere diffust over hele resten af kappen.

Disse varmestrømme er for tiden den bedste forklaring på at hele kontinenter og oceanbunde kan sprækkes op og

gradvist føres fra hinanden, for andre steder at kollideres og/eller glide ned under hinanden. Men når delingen er sket, spiller tyngdekraften formodentlig også en rolle. Når pladerne pga. presset fra det varme, opstigende materiale bliver tippet, vil der kunne opstå en glideeffekt som når en stor masse langsomt glider ned ad en bakke. Hvis pladerne i den anden ende glider ned under andre plader, vil der kunne opstå en trækkeffekt fordi relativt tungt og stift materiale synker ned i lettere og delvis opsmeltet mate-



Kilde: Geografi. Fag og undervisning 1999.

riale. Denne trækkeffekt har sandsynligvis en væsentlig større betydning end først antaget.

De kræfter der bevæger pladerne, kan opsummeres således:

- Opstrømmende varmt materiale under oceanryggene skubber til pladerne og medvirker til deling af pladerne og til glideeffekten.

- Strømmende materiale under pladerne trækker i dem. Dette træk lettes sandsynligvis fordi varmen løfter pladen, og fordi pladen er beliggende på den blødere astenosfære.

- Nedsynkende plader trækker sig selv ned fordi de er tungere end omgivelserne.

Et andet aspekt er processernes hastighed og omfang. Meget tyder på at de tektoniske processer aftager efterhånden som Jorden afkøles. I tidligere geologiske perioder har vi således haft væsentligt større pladebevægelser og dermed en større vulkanisme og jordskælvsaktivitet end mennesket har oplevet og formodentlig vil komme til at opleve.

I den store sammenhæng kan man se pladebevægelser og vulkaner som en del af Jordens afkøling og størkning. Jordens skorpe – hvad enten det er oceanbund eller kontinent – vil blive tykkere og tykkere, og i takt hermed vil pladebevægelserne og vulkanerne dø ud. Men sammenhængen mellem størkning, varmefordelingen i Jorden, strømningsmønstret i kappen og især i astenosfæren samt en række andre spørgsmål vedrørende Jordens indre venter stadig på en grundigere udforskning.

Det er da heller ikke processer der dør ud "i morgen". De sidste 800 mio. år har været særdeles aktive tektonisk set. Og selvom meget tyder på at aktiviteten var væsentligt større for 100 mio. år siden end den er i dag, vil processerne formodentlig fortsætte i mange millioner år endnu.

Teorien udvikler sig fortsat

Fra Wegeners teori om kontinentaldrift i begyndelsen af 1900-tallet over udforskningen af oceanbunden i 1950'erne og 1960'erne til vore dages formulering af teorien om pladetektonik er der foregået en voldsom udvikling i undersøgelsesmetoder, -teknologi og -teknik. Denne udvikling har haft og vil således fortsat have afgørende indflydelse på den aktuelle formulering af teorien. Nogle forestillinger og antagelser vil blive bekræftet, andre vil blive afvist, og nye vil dukke op. Den seneste forskning har bl.a. fokuseret på fænomenet "hot spot". Man mener at have identificeret over 40 sådanne "hot spots". Et "hot spot" er et relativt højtliggende område i Jordens kappe hvor temperatur og tryk er højere end i de omgivende lag. Materialet består af smeltede mineraler der kan trænge op i store mængder gennem sprækker og revner i litosfærepladerne. Som nævnt er Island placeret midt på en konstruktionszone. Men Islands placering passer ikke særlig godt med den gængse teori om konstruktionszoner hvor to litosfæreplader med oceanbundsskorpe fjerner sig fra hinanden samtidig med at der dannes ny *oceanbundsskorpe*. For i Islands tilfælde er der reelt tale om dannelsen af et nyt kontinent – en ny *kontinentsskorpe*.

Teorien om “hot spots” åbner for en forklaring: Ikke nok med at Island ligger midt på en konstruktionszone, under Island er der også et stort og meget aktivt “hot spot”. I øjeblikket er forskere ikke i tvivl om at det er den bedste forklaring på “fænomenet” Island. I de kommende år vil både denne forklaring og hele teorien om pladetektonik givetvis blive forbedret og muligvis helt ændret. Men lige nu udgør teorien om pladetektonik det bedste bud på en forståelse af vores urolige jord. Og både pladetektonikken og forskningen i “hot spots” har stor betydning for forklaringen af et andet naturfænomen: Vulkanen.

Vulkaner

Vulkaner hører til noget af det mest fascinerende og dramatiske der findes, og ligesom jordskælv kan studiet af vulkaner give informationer om processer og materialer i Jordens indre.

Ved et vulkanudbrud strømmer *magma* fra dybere dele af Jorden igennem revner i litosfæren op til overfladen. Magma er varm, tyk og klæbrig og består af smeltede mineraler og opløste gasser (overvejende vanddamp og kuldioxid). Ved højere temperatur og højere tryk kan magmaen indeholde mere opløst vand og kuldioxid. Det er først og fremmest magmaens højere temperatur – og dermed mindre massefylde – i forhold til omgivelserne som sørger for at magmaen bevæger sig opad.

Den opstrømmende magma samles normalt i et magmakammer 3-10 km under Jordens overflade inden den endelige opstigning til jordoverfladen eventuelt finder sted.

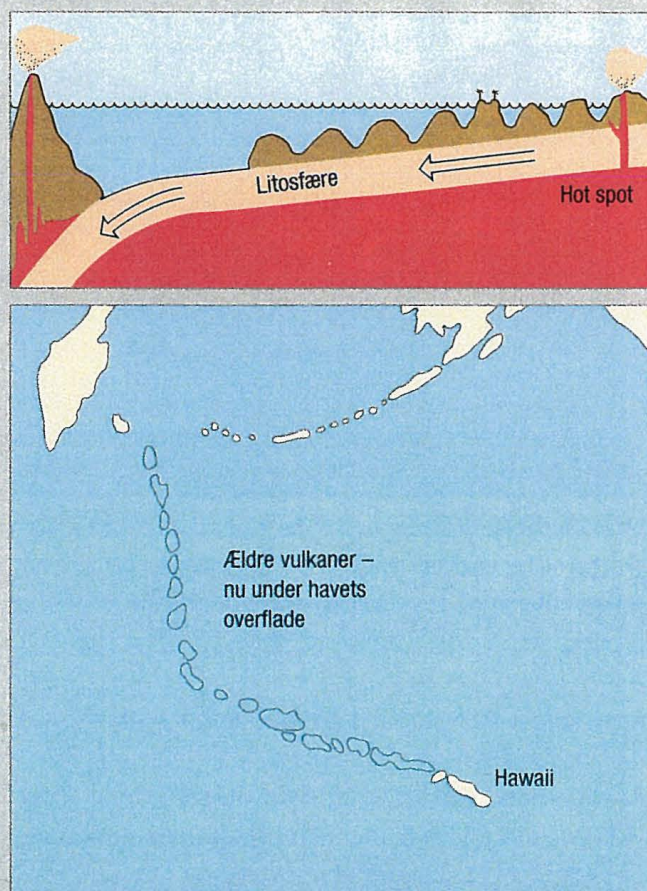
Opstigningen af magma og opholdet i magmakamre er med til at afkøle magmaen. Herved nedsættes evnen til at indeholde opløste gasarter og i stedet dannes luftbobler som yderligere er med til at nedsætte massefylden. Den lettere magma er derved mere tilbøjelig til at søge mod overfladen. Magma der når op til overfladen kaldes *lava*. Ved udbrud størkner lavaen og danner en vulkan. Man skelner mellem tre hovedtyper af vulkaner: *skjoldvulkanen*, *keglevulkanen* og *eksplosionsvulkanen*.

Det der bestemmer vulkantypen, er dels mængden af opløst gas, dels lavaens kemiske sammensætning og dels temperaturen i lavaen. Det er disse faktorer der indvirker på lavaens flydeevne, og netop lavaens flydeevne er meget afgørende for vulkanens form.

Skjoldvulkanen

Skjoldvulkanerne er dannet af relativt tyndtflydende *basaltmagma* der ved udbrud vælter op. Skjoldvulkaner fødes af relativt dybtliggende magmakamre og er “ofte” i udbrud. I og med at lavaen strømmer hurtigt ned ad vulkanens sider

9.20 Hot spot



Den geologiske aktivitet uden for pladerandene er begrænset. Men bl.a. er de vulkanske Hawaiiøer i Stillehavet en undtagelse. Vulkanerne ligger midt på Stillehavets plade, og det udfordrer i sig selv den pladetektoniske model. Dernæst kommer at ikke blot Hawaiiøerne, men flere andre ørækker i Stillehavet nærmest ligger som perler på en snor. Fænomenet forklares ved eksistensen af såkaldte “hot spots”, dvs. centre i Jordens indre med koncentrationer af smeltet materiale.

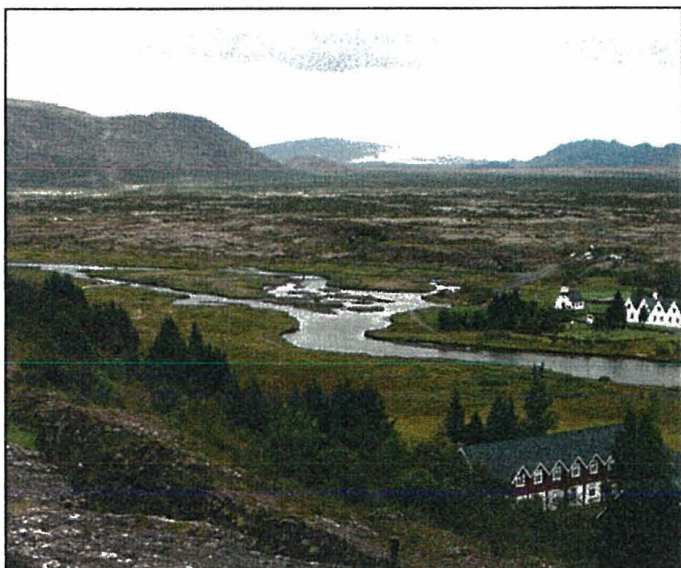
Man forestiller sig at det enkelte “hot spot” er placeret så dybt at det ikke berøres af pladernes bevægelser, og at det via revner og sprækker i litosfæren forsyner vulkanerne på havbunden med magma. Vulkanerne dannes over et “hot spot”, men flytter med litosfærepladens bevægelser.

Hvis denne forklaring holder må det betyde at de yngste øer skal ligge “sidst” i rækken hvilket aldersbestemmelser af vulkanerne og studier af deres udbrudshyppighed faktisk bekræfter. Samtidig er ørækken næsten parallel med den retning man har beregnet at litosfærepladen skal bevæge sig.

Den nordvestlige del af ørækken ligger nu under havets overflade.

Kilde: Alle tiders Geografi 2003.

og måske først størkner flere kilometer borte, bliver skjoldvulkanerne sjældent særligt høje. Derudover er de karakteristiske ved ikke at være særligt eksplosive bl.a. fordi vandindholdet er relativt lavt. Skjoldvulkanerne finder man ofte ude



Skoldvulkanen Skjaldbreidur ses helt i baggrunden. Den flade vulkan er 600 m høj og har en diameter på 10 km. Skjaldbreidur har ikke været i udbrud i historisk tid. I forgrunden Tingvellirsletten der i et årtusinde dannede ramme om det islandske ting. Foto: Karsten Duus.

på oceanerne enten i forbindelse med de konstruktive pladerande, de fleste befinder sig under vandet, eller i forbindelse med "hot spots", f.eks. i Island og på Hawaiiøerne.

De fleste skjoldvulkaner er ret flade, men de kan samtidig blive meget store både i omfang og i højde – et eksempel er Mauna Loa på Hawaii. Den største, yngste og sydligste ø i Hawaiiøgruppen i Stillehavet hedder Hawaii og er opbygget af ikke mindre end fem vulkaner hvoraf de tre har været i udbrud i nyere tid. Den største vulkan er Mauna Loa med 4,5 km over havniveau og 5 km under. Mauna Loa har en grundflade der er på størrelse med Sjælland, og det store grydekrater øverst har en diameter på 4-6 km. Mauna Loa er hovedsagelig opbygget af lava og har sider med en svag hældning.

Keglevulkanen

Keglevulkanen betegnes ofte som den klassiske vulkan. Det er blandt keglevulkanerne man finder de flotteste og smukkeste vulkaner, f.eks. Fuji i Japan, Pinatubo på Filippinerne, Etna på Sicilien og Vesuv ved Napoli i Italien, Kilimanjaro i Tanzania samt Arenal i Costa Rica (se bogens forside).

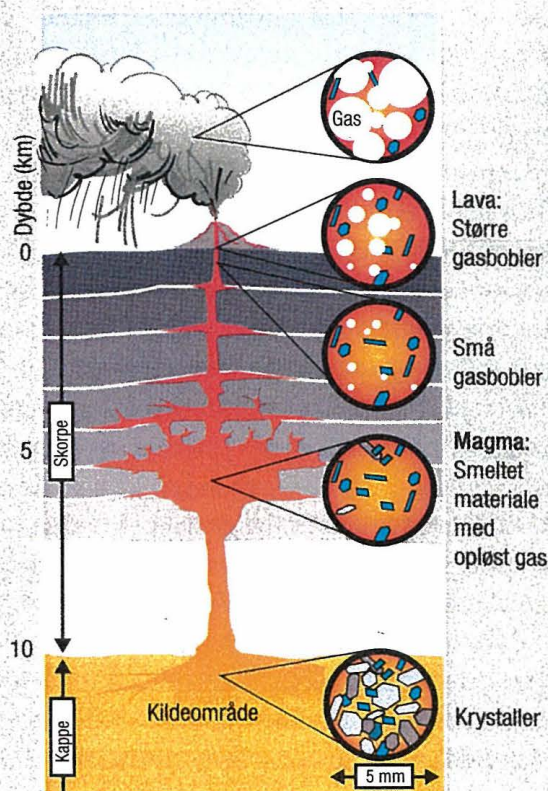
De fleste vulkaner rundt om Stillehavet er keglevulkaner. Det hænger sammen med at den magma – *andesitisk magma* – som dannes ved destruktive pladerande (se figur 9.12 B1 og B2), er relativt sejtflydende pga. af blandingen af oceanbundsskorpens basalt, havvand og de sedimentter som befinder sig på havbunden, og som har et relativt højt indhold af fri kvarts. Kvarts er et hårdt og modstandsdygtigt mineral som sammen med andre for-

vitningsprodukter transporteres ud i havet fra kontinenterne. I modsætning til mange andre mineraler forvitrer kvartsmineralet ikke og indgår derfor som en del af materialet i en magma. Det er bl.a. den større mængde kvarts der gør den andesitiske lava sejtflydende.

Keglevulkanerne er opbygget af vekslende lag af lava og aske, og den andesitiske lava er som nævnt mere sejtflydende end skjoldvulkanens basaltlava. Samtidig er vandindholdet relativt højt. Et stort vandindhold øger eksplosionsfaren fordi vandet under opvarmning fordamper, og hvis dampen ikke kan slippe hurtigt nok ud, vil den presse eller sprænge sig igennem.

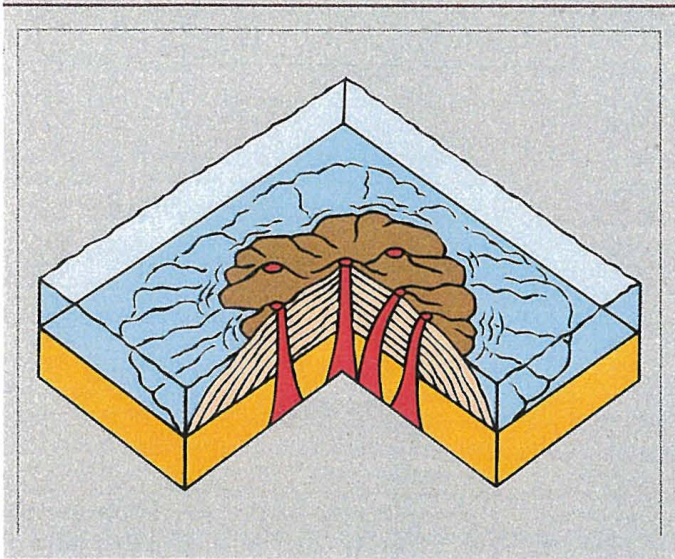
Dæklagene i vulkanerne der består af størknet lava fra det foregående udbrud yder ofte betydelig modstand. Bl.a. derfor vil udbruddene være sjældnere, men væsentligt mere eksplosive. Udbruddene indledes tit med en eksplosion af de ophobede gasarter der hvirvler glødende lava, sten og aske op i luften hvorefter det dels falder ned ad vulkanens sider, dels spredes ud over området. Deref-

9.21 Lodret snit gennem en vulkan

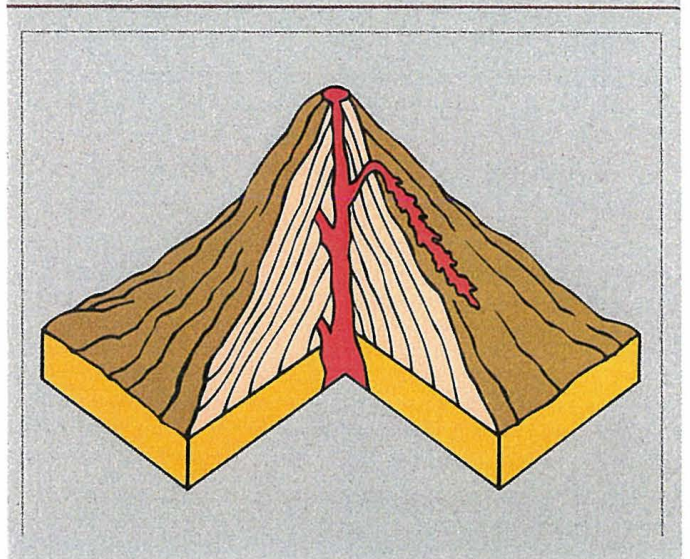


De forstørrede bobler viser tiltagende mængder af luftbobler som er dannet ved udskillelse af gasser. Disse bobler medvirker til at sænke massefylden og dermed accelerere opdriften.
Kilde: Geografi. Fag og undervisning 1999.

9.22 Skjoldvulkan



9.23 Keglevulkan

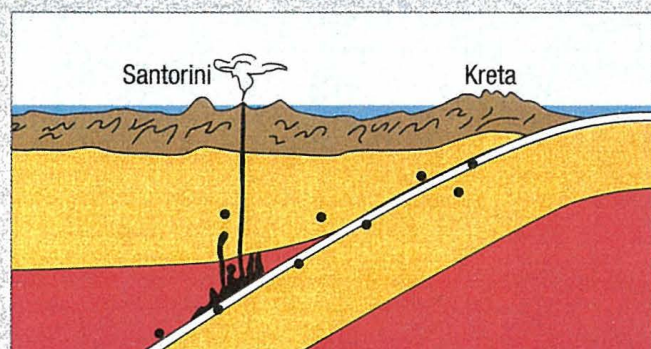
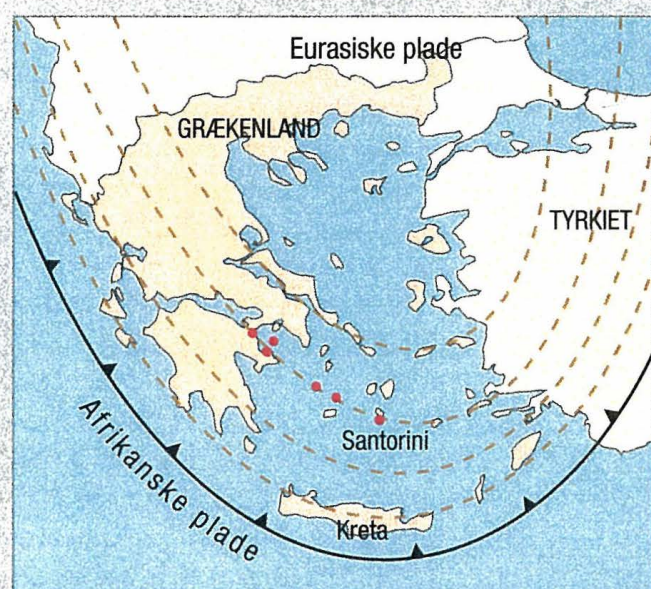


Keglevulkanen Stromboli er beliggende i Middelhavet nord for Sicilien. Vulkanen kaldes Middelhavets fyrtårn fordi den konstant har været i udbrud i historisk tid. Mindre eksplosioner slynger glødende lavastykker, småsten og aske op fra kraterområdet p.t. ca. hvert 20 min. Øen er alligevel beboet. Foto: Karsten Duus.

Et af historiens voldsomste vulkanudbrud fandt sted i Det Græske Øhav på den lille Kykladeø Santorini eller Thíra ca. år 1645 f.Kr. Øens høje vulkanbjerg eksploderede og frembragte et gigantisk sammenfaldet vulkankrater, en såkaldt caldera.

Områdets vulkanisme skal ses i forbindelse med kollisionen mellem Den Afrikanske Plade og Den Eurasiske Plade hvor Den Afrikanske Plade glider mod nord og dykker under Den Eurasiske Plade syd om Kreta. Subduktionszonen forårsager af og til jordskælv og enkelte vulkanudbrud i Kykladeøbuen. Det eneste af de vulkanske centre over subduktionszonen der i øjeblikket er aktivt, er Santorinicalderaen.

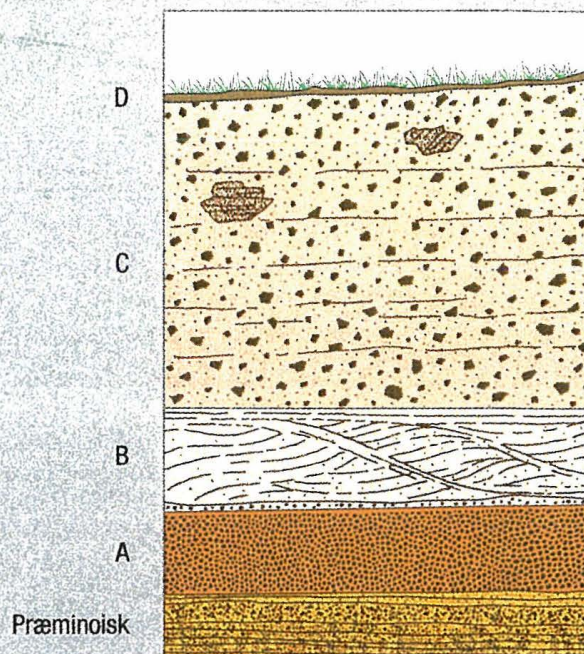
9.24 Subduktionszonen ved Kreta og Santorini (Thíra)



Øverst: Santorini (Thíra) og de øvrige vulkanske centre er vist med røde pletter.

Nederst: Den Afrikanske Plade skyder sig ned under Kreta. Hypocentrene for hyppige jordskælv er vist med sorte prikker.

9.25 Profil af minoisk pimpsten på Santorini (Thíra)



D: Øens overflade

C: Tredje pimpstenslag med rester af vulkanvæggen

B: Andet pimpstenslag (anti-dunes)

A: Første pimpstenslag

Kilde: Varv 3/1991.

I bronzealderen var den minoiske kultur dominerende i det østlige Middelhav, og på øen Santorini (Thíra) lå en af minoernes vigtige handelsbyer Akrotiri.

Øens geologiske opbygning var foregået gennem millioner af år som resultat af en række vulkaner hvis udbrudsprodukter også i dag kan genkendes i kraterrenden. Det var en næsten rund ø med en mindre caldera med stejle vægge og den aktive vulkan, Santorini (Thíra), i midten.

Pludselig en dag ca. år 1645 f.Kr. gik Santorini (Thíra) i et voldsomt udbrud. Et udbrud der efterlod et 50 m tykt pimpstenslag over hele øen og spredte aske over hele det østlige Middelhavsområde. En del af den gamle ø forsvandt ved udbruddet, og verdens største indsykning, en caldera med en vanddybde på 300 m, blev skabt.

Ud fra pimpstenslagene på øen har man kunnet rekonstruere udbruddets forløb fra start til slut:

Starten af udbruddet kunne ses som en mægtig askesøjle der rejste sig 25-50 km over vulkanen, understøttet af gasser

fra den sejtflydende andesitiske magma. Materialet i denne askesøjle bestod af pimpsten der efterhånden faldt ned på jorden som et jævnt, ensartet lag over hele øen (horisont A). Efter nogen tid stoppede gasudstrømningen fra vulkanen, og den mægtige askesøjle faldt til jorden og pressede pimpstenen sammen i såkaldte anti-dunes (horisont B). Efter denne enorme udladning af materiale var magmakammeret delvist tomt, og magmakammerets tag kunne ikke længere bære det overliggende vulkanbjerg. Det hele kollapsede, havvand trængte ind til den resterende magma og forårsagede endnu en række dampekspllosioner. Denne gang bestod udbrudsprodukterne derfor både af pimpsten og dele af vulkanvæggen (horisont C). Efter vulkanudbruddet stod en helt anden ø tilbage. I midten var der dannet den mægtige vandfyldte caldera vi kender i dag. Hovedøen var blevet opsplittet i tre øer: Santorini (Thíra), Therassia og Aspronisi, og landskabet var dækket af et tykt, hvidt pimpstenslag.

Den minoiske by, Akrotiri, på øens sydkyst blev begravet under det tykke pimpstenslag. Noget tyder på at byens formodede 30.000 indbyggere slap væk idet der ikke er fundet menneskeskeletter i pimpstenslagene i Akrotiri. Det egentlige udbrud har formodentlig været forvarslet af jordskælv og mindre vulkanudbrud.

Udbrudsprodukterne spredte sig langt omkring. Geologerne har fundet lag på de omkringliggende øer, i søer i Tyrkiet og ved Nildeltaet i Egypten. Selv i den grønlandske indlandsis har man kunnet identificere et stærkt syreudsving i et lag i iskerneboringerne hvilket har ført til en ny datering af udbruddet til 1645 f.Kr. (+/-3 år), næsten 150 år tidligere end det årstal arkæologerne havde sat for udbruddet. Iskernedateringerne har skabt røre i den videnskabelige verden og kan med tiden rokke ved den minoiske kronologi.

Fra eksplosionen udgik en flodbølge (en tsunami) som på Kreta der ligger godt 100 km fra vulkanen, kan have været op til 50 meter høj. Det er derfor sandsynligt at tsunamien kan have raseret kysten og ødelagt havnebyer og handelsskibe ikke blot på Kreta, men langs kysterne i hele Det Ægæiske Hav. På den måde kan der være en sammenhæng mellem eksplosionen og den minoiske kulturs forfald – ligesom det er sandsynligt at det Atlantis som Platon beskriver, skal findes på bunden af Santorinis caldera. Givet er det at det mægtige udbrud må have gjort et uudsletteligt indtryk på beboerne i området.

Godt 1.000 år efter det minoiske udbrud dukkede en ny vulkan, Nea Kameni, op i centrum af calderaen. Den har vokset sig gradvist større gennem nogle få udbrud pr. århundrede og minder os i dag om at Jorden under os stadig er i bevægelse og i færd med at bygge op til endnu et stort udbrud om millioner af år. Imens kan vulkanismen så studeres af de utallige turister der kommer til øen for at se "volcano and the hot springs" som det hedder i turistsproget.

ter vælter der ofte lava frem. På vej ned ad siderne størkner den sejtflydende lava og forsegler udbrudsmaterialet. Keglevulkanen opbygges således af lag på lag af aske og lava gennem tusinder eller millioner af år. Det giver vulkanen den karakteristiske stejle hældning. Med dannelsen af nye lag bliver vulkanen tykkere og får forlænget sit geologiske liv.

At udbruddene kan være meget voldsomme, ved vi bl.a. fra historien om byerne Pompeji og Herculaneum der i oldtiden (79 e. Kr.) blev helt dækket af aske og sten (lapilli) fra Vesuv. I skildringer fra oldtiden (bl.a. Plinius den Yngres breve om onkelens død) kan vi læse om udbruddet ligesom vi kan besøge udgravningerne og få et indtryk af udbruddets konsekvenser.

Også i vor tid oplever vi voldsomme udbrud fra keglevulkaner:

"Mørket kom om eftermiddagen", skrev Noel Grove den 15. juni 1991. Han var på besøg i Filippinernes hovedstad Manila, og den 1.800 meter høje, kegleformede vulkan Pinatubo var i udbrud. Selvom den ligger 90 km nordvest for hovedstaden, var det dens udbrudsprodukter der forårsagede mørkets komme midt på dagen.

Udbruddets indhold af vulkanske partikler og gasser, bl.a. svovldioxid, blev sendt 40 km ud i atmosfæren. I Danmark kunne man som følge af udbruddet iagttage stærkt rødlig solnedgange.

Herudover faldt der ca. 160 km³ aske, lava flød ned ad vulkanens sider, og der forekom en række mindre jordskælv bl.a. som følge af indstyrtning af underjordiske magmagange. Næsten 900 mennesker døde, 40.000 ha landbrugsjord blev dækket med aske, og 42.000 huse styrtede sammen. Tabene kunne dog have været meget større hvis ikke 200.000 mennesker var blevet evakueret fra særligt udsatte områder.

Eksplodingsvulkanen

En eksplosionsvulkan, også kaldet en maar, er en vulkan hvor dæklagene, eller nærmere "forseglingen" af vulkanens top, næsten ikke er til at gennembryde. En stor del af magmaen vil på sin vej op nå at størkne. Den del af magmaen der ikke når at størkne (restsmelten), vil indeholde en meget stor mængde gas som pga. det faldende tryk bliver meget eksplosiv. Når vulkanudbruddet endelig sker, vil det udløses i en enkelt eksplosion, og der vil være store mængder aske- og pimpstensmasser og andre faste udbrudsprodukter som bliver slynget med ud. Som følge af eksplosionen opstår der ofte et masseunderskud som får vulkanens tag til at styrte sammen og efterlade et krater. I særligt eksplosive tilfælde sprænges hele vul-



Eksplodingsvulkanen Vulcano nord for Sicilien. Vulcano havde sit seneste udbrud i slutningen af 1800-tallet. Foto: Karsten Duus.

kanen bort, og den efterfølgende indsynkning – en såkaldt caldera – fyldes i visse tilfælde med vand. Boksen side 214-215 omhandler en berømt eksplosionsvulkan på den græske ø Santorini.

Hvis ikke udbruddet/-ene sprænger vulkanen helt bort, kan der gradvist opbygges en vulkankegle der næsten udelukkende består af “tørre” udbrudsprodukter – pimpsten, småsten og aske – fra vulkanudbruddet/-ene. Sådanne vulkaner kaldes askevulkaner. Et eksempel på en eksplosions/askevulkan er Vulcano nord for Sicilien.

Vulkaner på Island

Island er vulkanernes land, og man finder stort set alle typer af vulkaner på øen. Da der er tale om et geologisk set meget ungt kontinent – under 20 mio. år, er en del af vulkanerne fortsat aktive, og der er sjældent gået et tiår uden et større eller mindre udbrud. I Island er der skjoldvulkaner, keglevulkaner, askevulkaner, eksplosionskratere samt en særlig vulkan-/bjergtype – kaldet moberg – som dannes ved vulkanudbrud under iskapper. Men også de kendte geysere og de mange varme kilder vidner om en stor geologisk aktivitet.

Det seneste større vulkanudbrud i Island var fra vulkanen Gjálpi i vulkansystemet Grimsvötn i 1996. Grimsvötn befinder sig under iskappen Vatnajökull, og udbruddet smeltede derfor store ismasser. I første omgang kunne den omgivne is holde smeltevandet tilbage, men da der til sidst gik hul, udløste vandmasserne den største flodbølge i Island i nyere tid – et såkaldt jøkelløb.

At der er skjoldvulkaner i Island, passer godt med teorierne om “hot spots” og vulkanisme ved en konstruk-

tionszone. Men at øens største vulkan klassificeres som en keglevulkan, passer ikke særlig godt med teorien. Hekla lava er andesitisk og klassificeres derfor som en keglevulkan. Men ifølge teorien finder man de andesitiske keglevulkaner i forbindelse med destruktionszoner og ikke i forbindelse med en konstruktionszone og et “hot spot” som ved Island. Men det illustrerer blot at naturen sjældent lader sig rubricere i enkle kasser. For selvom den meste lava på Island er basaltisk, producerer magmakammeret under Hekla alligevel en lava der har en andesitisk mineralsammensætning.

Topografisk set er Hekla dog en mellemting mellem en keglevulkan og en spaltevulkan. En stor del af øens vulkanske aktivitet er nemlig foregået fra sprækkeudbrud hvor magma er væltet op fra lange sprækker eller kraterrækker i jordskorpen. Sådanne vulkaner kaldes spaltevulkaner. Et eksempel på en spaltevulkan er Lakigígar.

Det største vulkanudbrud i verden inden for de sidste 1.000 år, målt efter produceret lavamængde, begyndte den 8. juni 1783. Stedet var Lakigígar på Islands sydkyst. Fra en ca. 30 km næsten sammenhængende sprække væltede lava op. Udbruddet varede i 8 måneder og producerede 14 km³ lava der dækkede et område på 565 km². Gasser fra udbruddet – ikke mindst fluor – forgiftede græs og afgrøder, dræbte får og kreaturer og skabte misvækst i landet i flere år efter. Det skønnes at ca. en femtedel af Islands befolkning omkom pga. sult og sygdomme.

Store vulkanudbrud påvirker klima og miljø over hele kloden. Udbruddet i Lakigígar udsendte ca. 100 mio. tons SO₂ (4 gange større end det samlede menneskeskabte udslip i år 2000) der dels reducerede solindstrålingen og skønsmæssigt betød et temperaturfald på den nordlige halvkugle på mellem 1 og 2 grader i flere år efter, dels resulterede i store mængder af sur regn over hele Europa.

Vulkaner er vigtige

Selvom vulkansk aktivitet oftest forbindes med fare og ødelæggelse, har vulkanismen også en række positive funktioner.

Grundlæggende er Jordens vand og luft frigivet fra Jordens indre ved vulkanske kræfters hjælp, og vanddamp er den mest fremtrædende gasart der udsendes fra vulkanerne.

På samme vis bidrager den vulkanske aske med mineraler til landbrugsjorden. Askens gavnlige indflydelse beror dels på dens fine kornstørrelse, dels på dens uregelmæssige form. Det betyder at asken kan tilbageholde nedbøren i lang tid til fordel for de planter der har et overfladenært rodnet. Desuden forvitrer asken let og frigiver



en række mineraler som planterne har brug for, f.eks. kalium og fosfor. Frigivelsen af mineraler er først og fremmest vigtig i troperne hvor jorderne let udvaskes af de kraftige regnbyger. Et "askefald" kan således tilføre jorden ny næring.

Vulkan- og jordskælvsmønstre

Indtegnes vulkaner og jordskælv på et kort, viser der sig et klart mønster: Jordskælvne er samlet i jordskælvszoner der slynger sig næsten sammenhængende rundt om Jorden. Hovedparten af vulkanerne står i forbindelse med jordskælvszonerne. Men som beskrevet ovenfor er der også vulkansk aktivitet som falder uden for det overordnede mønster – typisk forårsaget af de "hot spots" der bl.a. har skabt Island, Hawaii og Kap Verde (se figur 9.20).

Forekomsten og fordelingen af den geologiske aktivitet er således ikke tilfældig, men kan forklares af teorierne om pladetektonik og "hot spots".

Ligeledes kan dannelsen af bjergkæder forklares ud fra teorien om pladetektonik. Bjergkæderne er således et synligt resultat af at pladerne bevæger sig.

Dannelse af bjergkæder

Bjergene dannes og omdannes igennem mange millioner år. Man taler derfor om unge, modne og gamle bjerge. En bjergkæde begynder sin tilværelse ved en destruktiv pladerand hvor pladernes bevægelse mod hinanden medfører at lagene forskubbes, foldes og hæves. Derfor kan der i en sådan bjergkæde findes fragmenter af stort set alle bjergarter i en rodet blanding. Det er f.eks. almindeligt at finde sedimentbjergarter med fossile havdyr i flere kilometers højde over havet side om side med dybbjergarter og vulkanske bjergarter. Denne generation af bjerge kaldes med henvisning til dannelsesmåden og strukturen *foldebjerge* og betegnes som *unge bjerge*.

Nogle steder som i Himalaya mangler egentlige vulkaner, andre steder som i Andesbjergene ligger keglevulkaner som tydelige tinder over de foldede lag, og atter andre steder som i den japanske øbue dominerer keglevulkaner helt.

Når en foldningsperiode ender, vil bjergene være hævet til betragtelige højder, og bjergkædens vægt vil "bæres" af et tilsvarende modsatrettet tryk nedefra – ellers

Geyseren Strokkur på Island. Geysere er et betagende fænomen, og Strokkur er en af de mest stabile og imponerende på Island. Strokkur springer med ca. 10-20 minutters mellemrum.

Foto Karsten Duus.

Bjergarter

En bjergart er sammensat af mineraler. Nogle bjergarter består af få mineraler mens andre består af mange forskellige mineraler. Den kemiske sammensætning (mineralsammensætningen) i bjergarterne varierer, men fælles er at indholdet af kvarts (SiO_2) er højt. Bjergarter med et højt SiO_2 (kvarts)-indhold betegnes som sure, eksempelvis granit med over 70% SiO_2 -indhold. Basalt (oceanbunden) er mere basisk, dvs. at den har et forholdsvis lille indhold af SiO_2 . De "basiske" bjergarter som basalt består overvejende af mørke mineraler og har derfor en grå/sort farve. De "sure" bjergarter som granit med stort indhold af kvarts har en lysere farve. Jo højere SiO_2 -indhold en lava har, desto mere sejtflydende er den som det også ses af de forskellige vulkanyper (se gennemgangen af vulkaner).

Bjergarterne inddeles i 3 grupper afhængig af dannelsesmåde: Magmabjergarter, sedimentbjergarter og metamorfe bjergarter.

Magmabjergarter dannes når magmaen størkner/krystalliserer. Magmabjergarter opdeles efter kornstørrelse og kemisk sammensætning. Sker størkningen i dybet, foregår den som regel langsomt fordi temperaturen falder langsomt, og krystallerne har tid til at vokse sig store hvorved bjergarten bliver grovkornet som f.eks. granit (sur) eller gabbro (basisk). Disse bjergarter kaldes også dybbjergarter fordi de er størknet i dybet. Hvis magmaen strømmer hurtigt op gennem magmakammeret, og afkølingen sker hurtigt, vil der dannes finkornede bjergarter. Det sker også når magmaen i et vulkanudbrud trænger ud på jordoverfladen eller havbunden og størkner hurtigt, herved dannes finkornede dagbjergarter. De vulkanske dagbjergarter er f.eks. rhyolit (sur) eller basalt (basisk). Andesit er en mørk til lys blanding af basalt og rhyolit, ofte finkornet med porfyriske strøkorn. Sker afkølingen af magmaen meget hurtigt f.eks. på havbunden, kan der dannes vulkansk glas. Hvis magmaen bringes op af magmakammeret meget eksplosivt og afkøles i luften under frigivelse af gasser (H_2O , CO_2), kan der dannes pimpsten og vulkanske bomber, det var f.eks. tilfældet på Santorini (figur 9.24).

De magmatiske bjergarters kemiske sammensætning afhænger dels af udgangsmaterialet (smelten) og dels af størkningsforløbet op gennem magmakammeret. Magma (græsk ord for dej) består af smeltede mineraler i skorpen eller den øverste del af kappen. Smelten eller restsmelten bruges ofte som betegnelse for den del af magmaen der stadig er flydende/smeltet efter at udkrystalliseringen er begyndt. Lava er betegnelsen for magma der er størknet på jordoverfladen.

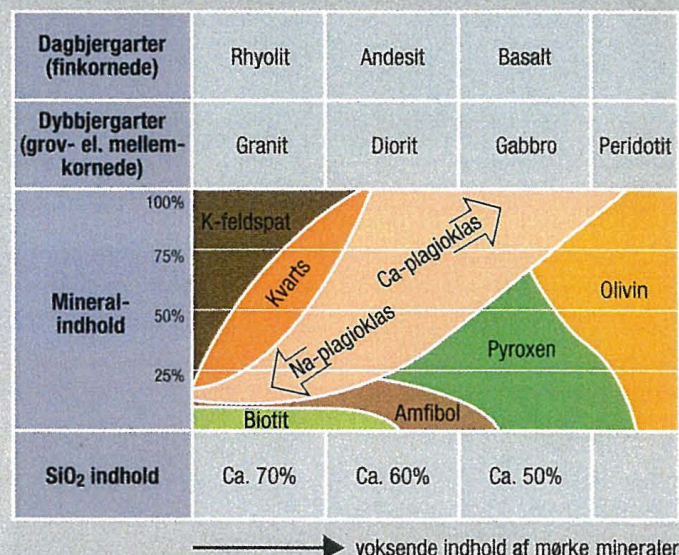
Når magmaen afkøles, vil nogle mineraler størkne/udkrystalliseres før andre, det afhænger af deres smeltepunkt. Jo højere smeltepunkt des tidligere størkner de. De mineraler der udkrystalliseres først, vil "svæve" rundt i den flydende magma/smelte. Når magmaen så trænger opad, følger de allerede dannede krystaller naturligvis med, og ved en hurtig afkøling af restsmelten kommer de "gamle" krystaller til at fremtræde som store porfyriske strøkorn. Hvis størkningen fik lov til at foregå langsomt og uforstyrret, ville den kemiske sammensætning

af restsmelten ændres i takt med at de forskellige mineraler udkrystalliseredes – de grundstoffer der indgår i disse mineraler, fjernes nemlig fra smelten. Er udgangsmaterialet f.eks. basalt, ville restsmelten ændres fra en basaltisk over en andesitisk til en granitisk sammensætning.

Sedimentbjergarter dannes ved aflejring af sedimenter (forvitret bjergmateriale m.m.) i havet, floder, søer eller på landjorden. Sedimentkornene kan hærdes og kittes sammen til faste bjergarter, dels pga. vægten af de efterfølgende sedimenter, dels af mineraler der udskilles eller udfældes i sedimenterne. Kalksten, sandsten og lerskifer er eksempler på sedimentbjergarter.

Metamorfe bjergarter. Metamorfose betyder forandring, og metamorfe bjergarter er magmatiske eller sedimentære bjergarter der er blevet omdannet på grund af stigende tryk og/eller temperatur. Temperaturen skal være mindst 200°C før omdannelsen begynder. Ændringerne er dels kemiske idet der dannes nye mineraler på de oprindeliges bekostning, dels mekaniske idet trykket påvirker strukturen. Eksempler på en sådan metamorfose er omdannelsen af ler til lerskifer, og stiger trykket og temperaturen yderligere, bliver lerskiferen til glimmerskifer der ved endnu højere tryk og temperatur bliver til gnejs som vi bl.a. finder i store dele af Det Græske Øhav og i Grønland. En kalksten bliver ved metamorfose til marmor som vi f.eks. finder det ved Carrara nord for Pisa i Italien.

9.26 Magmatiske bjergarter



Der er en gradvis overgang i mineralindhold fra den ene bjergart til den anden. Peridotit er en bjergart der hører til i kappen. K-feldspat, kvarts, Na-plagioklas og Ca-plagioklas er de lyse mineraler, mens biotit, amphibol og pyroxen er de mørke mineraler i f.eks. granit, gnejs og basalt.

Kilde: Geografi. Natur - Kultur - Mennesker 1992.

ville bjerget jo "synke". Det kaldes for *isostatisk ligevægt* (se figur 9.27).

Ved forvitring og erosion vil bjergarterne lidt efter lidt nedbrydes, og nedbrydningsprodukterne vil ved hjælp af vand, gletsjere, vind og tyngdekraft føres mod et lavere niveau. Derved bliver bjergkæden lavere og får mere afrundede former. Det forvitrede materiale aflejres senere som flodsletter eller deltaaflejringer og bidrager dermed til dannelse af nye landskaber et andet sted. Eksempler på dette er Posletten, Gangesdeltaet og Nildeltaet samt de danske istidsaflejringer (se Det danske landskab).

Det logiske slutresultat af denne proces ville være en fuldstændig udjævning af jordoverfladen der så ville blive dækket af et hav med ens dybde overalt. Dette slutstadium nås dog aldrig, for i mellemtiden sker der andre ting på den dynamiske klode.

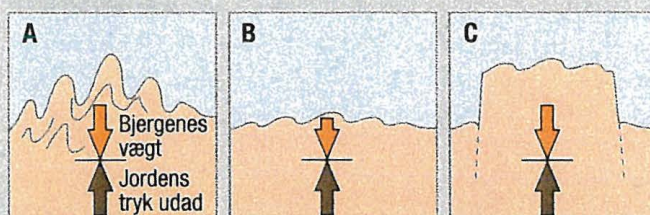
Efterhånden som bjergkæden nedslides, mister den noget af sin vægt, og det opadrettede modtryk vil i en given dybde overstige det nedadrettede tryk. Denne forskel i tryk kan vokse til en anseelig størrelse uden at der sker noget fordi bjergarternes stivhed holder sammen på skorpen. Hvis der derimod i nærheden forekommer kraftige jordskælv, kan rystelserne få den spændte skorpe til at bryde. Herved dannes forkastninger, dvs. revner langs hvilke de forskellige dele af skorpen kan forskydes i forhold til hinanden. Nu er der mulighed for at de uensartede tryk kan udlignes ved at den nedslidte bjergkæde hæves. De herved nydannede bjerge kaldes *brudbjerge*, og de er karakteriseret ved en mindre højde end de oprindelige foldebjerge og en mere udglattet overflade. Sådanne brudbjerge er *modne bjerge*.

Erosion og forvitring fortsætter i de nyhævede brudbjerge som selv efterhånden nedslides, eventuelt med fornyet hævnning indtil det opadrettede tryk helt er udlignet. Bjergene kan nu betegnes som *gamle bjerge*, og det der nu er overflade, lå i den oprindelige foldebjergkædes unge stadium i flere tusinde meters dybde hvor det blev dannet som dybbjergarten *granit*. Derfor kaldes denne generation af gamle nedslidte bjerge for *grundfjeldsskjolde*. De udgør kernen i de fleste kontinenter i dag under navne som Det Canadiske Skjold, Det Brasilianske Skjold, Det Afrikanske Skjold, Det Australske Skjold og Det Fennoskandiske Skjold.

Foldeperioderne og Europas landskaber

Der er foregået bjergkædefoldninger allerede i Prækambrisk tid, dvs. for mere end 545 mio. år siden. Bjergene fra disse første foldninger har imidlertid gennemløbet alle faser i bjergenes udvikling og udgør nu de omtalte grundfjeldsskjolde.

9.27 Isostasiprincippet



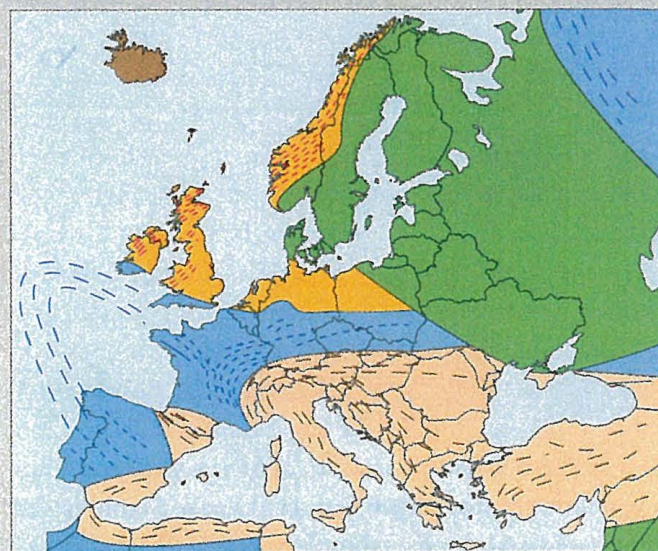
Figuren illustrerer trykfordeling i Jordens skorpe. A: Dannelsen af foldebjerge udløser et nedadgående tryk der modsvares af et opadgående tryk. B: Erosionen af bjergene skaber et opadgående trykoverskud der i C: udløses i et brudbjerg (i dette tilfælde en horst). Kilde: Geografi. Fag og undervisning 1999.

Det europæiske kontinents kerne udgøres af Det Fennoskandiske Skjold hvis kerne omkring Den Botniske Bugt består af grundfjeld, men som i randområderne mod syd og vest er dækket af sedimenter.

I begyndelsen af Kambrium (545-505 mio. år) befandt dette Ur-Europa sig i nærheden af Sydpolen hvorfra det har bevæget sig til den nuværende position.

I Silur og Devon (435-360 mio. år) kolliderede Europa

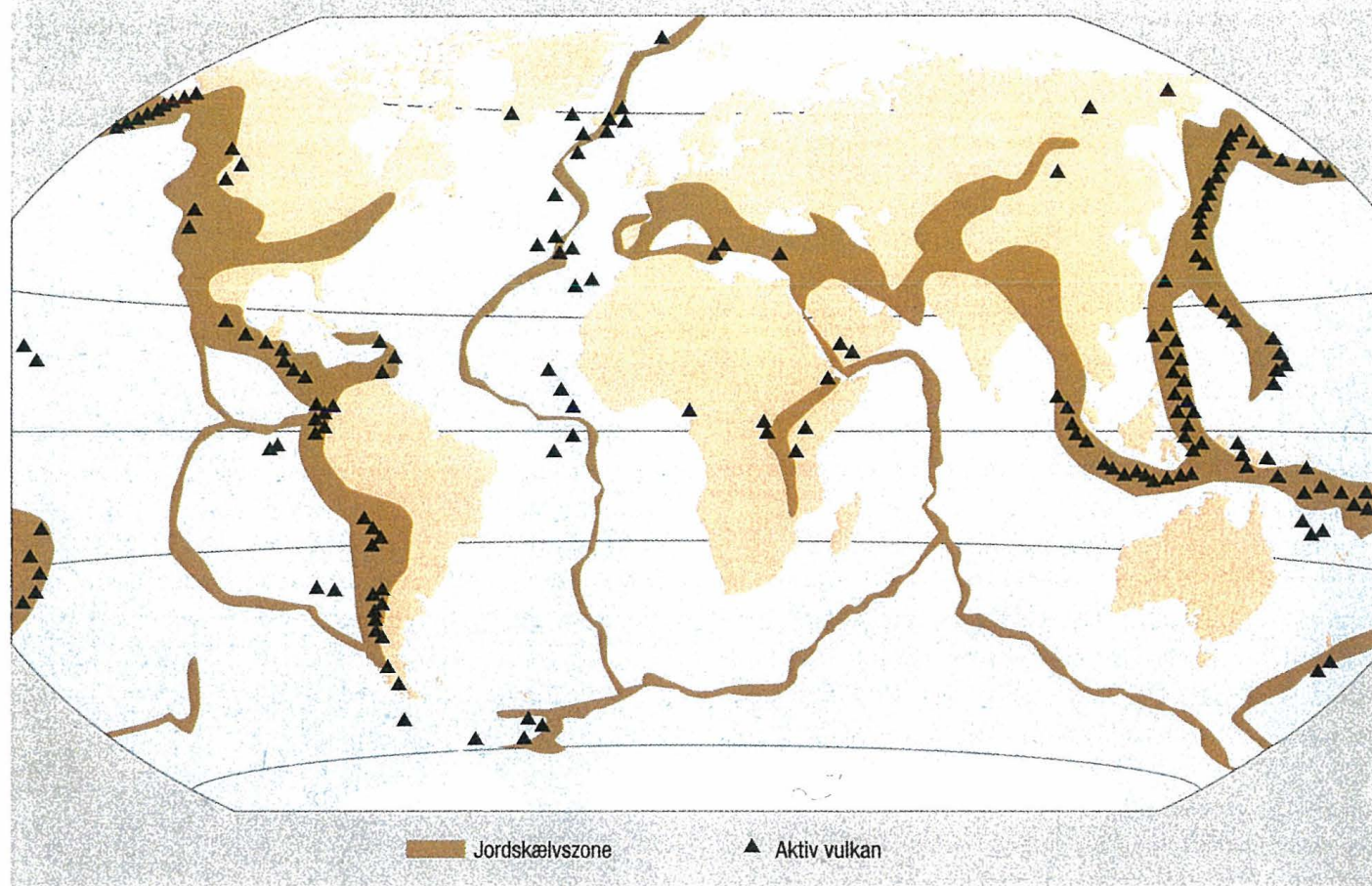
9.28 Europas tektoniske udvikling



- Grundfjeld
- Kaledonisk foldning
- Hercynisk foldning
- Alpin foldning
- Vulkanske dannelser

Kilde: Figuren samt den let bearbejdede tekst om dannelse af bjergkæder er fra Geografi. Fag og undervisning 1999 og Diercke Weltatlas 1996.

9.29 Områder med høj jordskælvsaktivitet og mange vulkaner



og Nordamerika og dannede de såkaldte *kaledoniske foldebjerger* som i dag befinder sig i bjergkædeudviklingens anden fase som hævede brudbjerger fra Nordnorge over Skotland til Irland på den østlige side af Atlanterhavet og fra Østgrønland ned over New Foundland og Nova Scotia til New York på den vestlige side. Den Kaledoniske Foldning er opkaldt efter Skotland som på latin hedder Caledonia.

Den næste udvidelse af Europa kom i slutningen af Karbon (360-286 mio. år) og begyndelsen af Perm (286-250 mio. år) som *hercyniske foldebjerger* som blev dannet ved sammenstødet med Det Afrikanske Skjold og den foranliggende Middelhavsbund og umiddelbart efter ved Europas sammenstød med Sibirien. Den Hercyniske Foldning er opkaldt efter Harzen der på latin hedder Hercynia. Også disse bjerge er nået til anden fase i deres udviklingscyklus og er hævet op som brudbjerger.

Den tredje og seneste store omdannelse af det europæiske landskab begyndte ved overgangen mellem Kridttiden og Tertiærtiden (dvs. for ca. 65 mio. år siden) på grund af et sammenstød mellem Den Eurasiske Plade og Den Afri-

kanske Plade. For ca. 40 mio. år siden tog processen fart, og inden for en geologisk set relativ kort periode blev Alperne foldet op. Samtidig dannedes som tidligere nævnt Himalaya. Hele foldeperioden kaldes Den Alpine Foldning – den strækker sig fra Frankrig i vest til Kina i øst.

Samtidig med Den Alpine Foldning begyndte dannelsen af det nuværende nordlige Atlanterhav. Det sydlige Atlanterhav havde været under dannelsen siden begyndelsen af Kridttiden (135-65 mio. år), men først for ca. 65 mio. år siden begyndte Den Nordamerikanske Plade og Den Eurasiske Plade at bevæge sig væk fra hinanden, og det nordlige Atlanterhav blev dannet som var det en lynlås der gik op. Midt i Atlanterhavet opstod den nuværende konstruktionszone der går tværs gennem Island. Spredningen er som sagt fortsat aktiv mens foldningen af Alperne er stoppet fordi Den Eurasiske Plade og Den Afrikanske Plade (jf. figur 9.11) nu bevæger sig i nordøstlig retning med stort set samme hastighed.

Europa er med andre ord kommet ind i en rolig periode tektonisk set, men bevæger sig samtidig i nordøstlig retning inkl. Danmark. Hvor mon vi ender?

Dannelse af malme

Malm bruges som betegnelse for bjergarter med et højt indhold af økonomisk vigtige metaller. Der findes metaller i næsten alle bjergarter. Problemet er at finde malme med tilstrækkelig høj lødlighed eller at få metallerne koncentreret i en sådan grad at det kan betale sig at bryde malmen. Teorien om pladetektonik kan hjælpe til at give en forståelse af hvor det kan betale sig at lede efter forskellige malme – se figur 9.30.

Malme kan dannes ved forskellige processer:

- **Magmatiske processer:** En magma vil som regel på sin vej mod overfladen opholde sig i kortere eller længere tidsrum i magmakamre under vulkanen (se figur 9.21). Herved afkøles magmaen langsomt, og en udkrystallisering af mineraler begynder. Først udkrystalliseres mineraler med høje smeltepunkter, og senere, efterhånden som temperaturen aftager, udkrystalliseres mineraler med lavere smeltepunkter.

Guld, sølv, kobber, bly, jern, zink og nikkel er eksempler på malme der udkrystalliseres direkte fra et magmakammer. Når magmaen størkner, koncentrerer metallerne. Tunge mineraler kan synke til bunds og evt. lægge sig i lag, det gælder f.eks. chromit og magnetit, mens de øvrige enten bliver i restsmelten eller presses ud i sprækker og revner i de omliggende bjergarter – de såkaldte årer.

Fra Sydamerikas Stillehavskyst og ind gennem kontinentet findes en række malme i forskellige områder. Det hænger sammen med at malm-dannelsen er knyttet til de magmakamre der dannes i forbindelse med subduktionszonen under kontinentet. De magmaer der dannes først, kan størkne som kobber- og molybdænporfyrer mens de magmaer der dannes dybere og længere inde under kontinentet, kan give tin- og wolframforekomster.

At en malmforekomst er porfyrisk, betyder at malmmineralerne findes som tydelige store korn i en ellers finkornet grundmasse. Jo længere tid afkølingen af magmaen tager, jo længere tid har mineralerne også til at vokse sig store. I en porfyrisk kobberforekomst er kobbermineralerne udkrystalliseret over en lang periode mens restsmelten er afkølet meget hurtigt ved en hurtig opstigning eller et udbrud. En stor del af verdens kobberproduktion stammer fra porfyrokobberforekomster.

- **Hydrotermale processer:** Vandholdig granitisk magma der trænger

op og begynder at størkne i få km's dybde, vil koncentrere en række metaller bl.a. kobber, guld, sølv, zink og bly i restsmelten. Metallerne passer ikke ind i de omgivende mineralers krystalstruktur hvorfor de presses ud i sprækker i den størknede magma eller i de omgivende bjergarter. Ved kontakten med de lavere temperaturer i sprækkerne udkrystalliseres de af den varme vandmættede magma eller af varme vandige opløsninger. Mineraldannelsen siges at være foregået hydrotermalt (vand og varme).

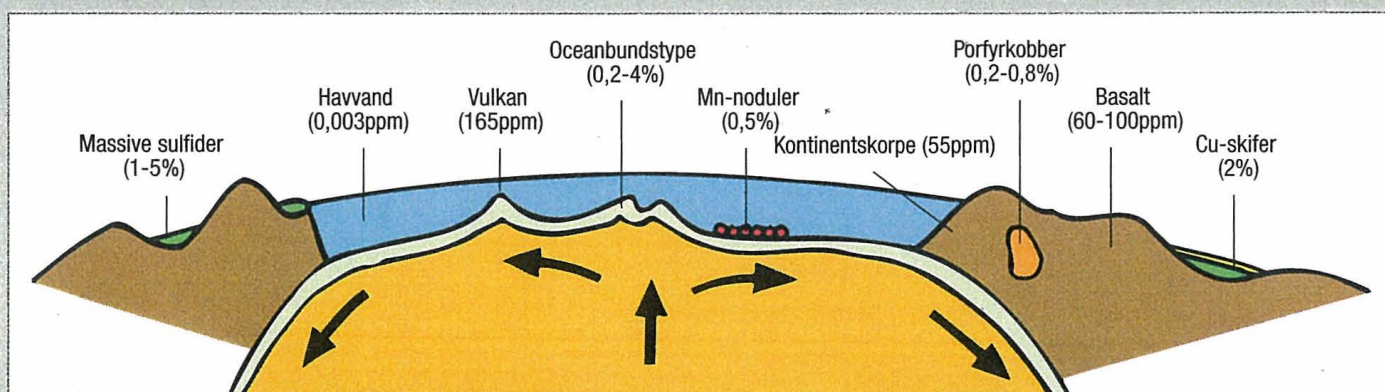
Endvidere findes meget varme kildevæld på oceanbunden knyttet til oceanryggenes midterdale. Under oceanbundsskorpen, der på dette sted kun er ca. 1 km tyk, findes magmakamre som modtager en stærk varmestrøm fra dybet. Oceanbundsskorpen er her fyldt med revner. Opvarmet og relativt let vand stiger op gennem revnerne mens koldt og relativt tungt havvand synker ned. Det sure salte metalholdige varme havvand (termalvandet) stiger op med en sådan kraft at der på havbunden opbygges en slags skorsten hvorfra der udsendes røg – en såkaldt "ryger". Ved kontakten med det kolde havvand udfældes metallerne som sulfider f.eks. mangan, kobber, zink og jern. Dette forklarer f.eks. de meget store sulfidforekomster på bunden af Det Røde Hav.

- **Sedimentære/hydrodynamiske processer:** Metaller kan udfældes direkte fra hav- eller søvand og synke til bunds. Forskellen i vandhastighed f.eks. i floder eller ved kyster kan koncentrere visse metaller i bestemte zoner.

Mangan der er tilført havet ved kontinenternes forvitring, kan f.eks. i opløst tilstand bevæge sig med bundstrømme ud over oceanbunden. I oceanerne bliver mangan udfældet på dybder mellem 3.000 og 6.000 m – enten som skorper eller som 2-4 cm store knolde. Knoldene indeholder i gennemsnit 25% mangandioxid samt andre metaller som jern, nikkel, kobber og kobolt. Knoldene er opbygget som lag omkring en kerne f.eks. en hajtand, en muslingeskal eller andet.

Man har beregnet at de vokser med mellem 0,01 og 1,0 cm pr. mio. år. Det lyder måske ikke af så meget, men da processen har stået på i mange mio. år, mener man at der på Stillehavets bund alene findes ca. 600 milliarder tons manganknolde. Den dag det bliver økonomisk rentabelt at udvinde denne resurse, vil disse knolde repræsentere en enorm økonomisk værdi.

9.30 Fordeling af kobbermalm



Ppm = parts pr. mio. Kobbermalm er ikke ligeligt fordelt over hele Jorden, men koncentreret i bestemte geologiske miljøer.

Kilde: Geologisk Nyt 3/1998.