

## De dynamische aarde:

### tektoniek, morfologie en klimaatverandering

door Dick van der Wateren, Amsterdam  
wateren@xs4all.nl

#### Inleiding

Het klimaat op aarde is niet altijd hetzelfde geweest. Aan het einde van het Mesozoïcum kwam een einde aan een lange periode van relatief warme klimaten. De wereld veranderde van een broeikas in de ons vertrouwde ijskast.

Wat wij klimaatverandering noemen, is op menselijke tijdschaal het resultaat van een ingewikkeld samenspel van luchtstromingen, plantengroei, reliëf, de verdeling van land en water en stromingen in de oceaan – en niet te vergeten, de invloed die de mens daarop uitoefent. Op geologische tijdschaal komen daar bij: plaattektoniek, geomorfologische veranderingen en astronomische variaties van de stralingsbalans op aarde.

Om de gevolgen van een door de mens in gang gezette klimaatverandering te begrijpen – en zo mogelijk enigszins betrouwbaar te voorspellen – is het essentieel inzicht te krijgen in de geschiedenis van de klimaatveranderingen en de processen, die daartoe leiden. De laatste twee decennia zijn hierover opwindende nieuwe theorieën ontwikkeld.

In de eerste plaats is het belangrijk de oorzaken te achterhalen van de wereldwijde afkoeling sinds ongeveer 60 miljoen jaar geleden. In hoeverre beïnvloeden tektonische processen het klimaat en welke rol spelen hierbij de oceanen? Wanneer zijn de Antarctische ijskappen ontstaan en waardoor worden de ijstijden veroorzaakt? Welke terugkoppelingen bestaan er tussen klimaat, erosie en veranderende morfologie?

Op deze vragen is geen eenvoudig antwoord mogelijk en in het bestek van dit artikel kan dan ook alleen maar aangegeven worden in welke richting palaeoklimaat-onderzoekers tegenwoordig denken.

#### Klimaatverandering in het Kaenozoïcum

Gedurende de hele aardgeschiedenis heeft het klimaat grote variaties doorgemaakt. Door de hoge concentraties van broeikasgassen in de pas ontstane atmosfeer in het Archaïcum, 3,8 miljard jaar geleden, was de temperatuur uitzonderlijk hoog en leven op land onmogelijk. De explosie van leven (bacteriën, algen etc.) in de oceanen in het Proterozoïcum, 2,5 tot 0,5 miljard jaar geleden, zorgde voor een sterke afname van broeikasgassen (met name CO<sub>2</sub>) en een toename van O<sub>2</sub>, waardoor een leefbaarder en relatief koelere atmosfeer ontstond. Vanaf dat moment kon ook het dierlijk leven op land zich ontwikkelen. Er is dan ook een duidelijke samenhang tussen de ontwikkeling van het leven en het klimaat op aarde met de nodige terugkoppelingseffecten.

Het boek van Peter Westbroek (*Life as a Geological Force*) vertelt hierover een fascinerend verhaal. Hier zullen we ons bepalen tot de grote klimaatveranderingen aan het eind van het Mesozoïcum en tijdens het Kaenozoïcum.

#### van broeikas naar ijskast

Het klimaat tijdens het Laat-Mesozoïcum was beduidend warmer dan het tegenwoordige, met name ook in de poolgebieden. Afgezien van wat kleine gletsjers in het Transantarc-tisch Gebergte kwamen in het Zuidpoolgebied geen grote landijsmassa's voor – laat staan ijskappen van de huidige omvang. Ook in het Noordpoolgebied waren ijskappen geheel en al afwezig. Nederland en omgeving genoten tropische temperaturen. Voor een deel lag dat aan de positie van NW-Europa op een lagere breedte. Maar in de eerste plaats zorgde de Laat-Mesozoïsche broeikas-atmosfeer met hoge concentraties CO<sub>2</sub> wereldwijd voor warmere klimaten.

Onze kennis over de klimaatveranderingen in het laatste deel van de aardgeschiedenis danken we voor een groot deel aan de talloze boorkernen in de oceanen. Analyses van stabiele zuurstof-isotopen in de kalkskeletten van foraminiferen, die in de oceanen zweefden (plankton) en op de bodem leefden (benthos) hebben een heel gedetailleerd en compleet beeld gegeven van de wereldwijde veranderingen van de temperatuur en de volumes van het landijs op aarde.

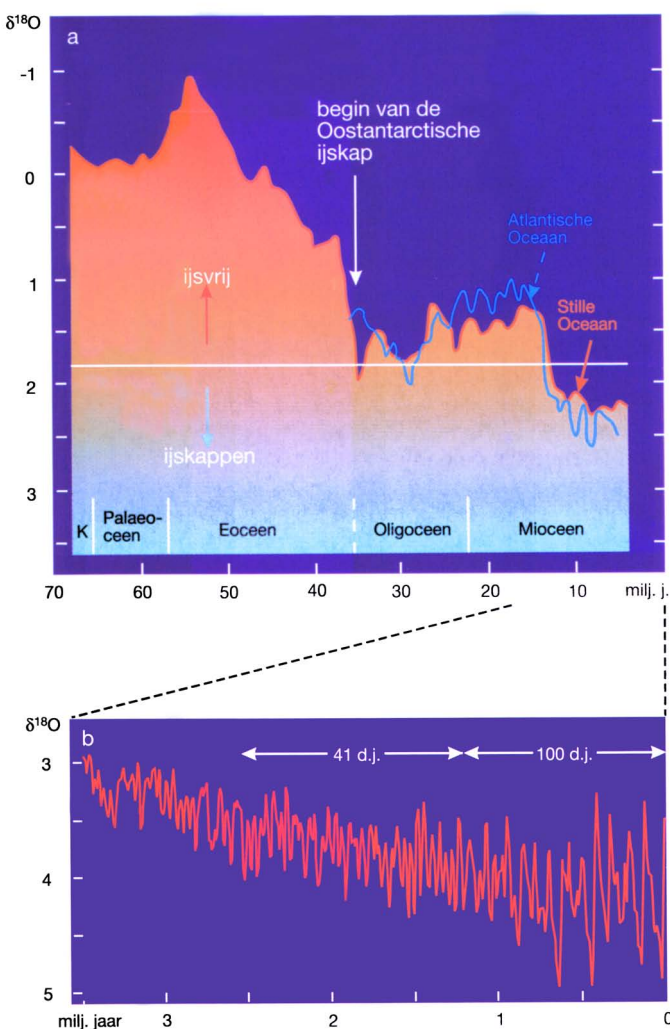
De twee belangrijkste isotopen van zuurstof zijn <sup>16</sup>O en <sup>18</sup>O. Zeewater met de samenstelling H<sub>2</sub><sup>16</sup>O verdampt relatief makkelijker dan het zwaardere H<sub>2</sub><sup>18</sup>O. Hoe warmer het zeewater is, hoe rijker het zal zijn aan de zware zuurstofisotoop <sup>18</sup>O. Micro-organismen zoals de benthische foraminiferen bouwen dit met <sup>18</sup>O verrijkte zuurstof in hun kalkskeletjes in, die na hun dood het slib op de oceaanbodem vormen.

De verhouding tussen de zuurstof-isotopen <sup>16</sup>O en het zwaardere <sup>18</sup>O in planktonische foraminiferen is dus een maat voor de oppervlakte-temperatuur van de oceaan. Wanneer boorkernen gestoken worden op plaatsen waar de sedimentatie van foraminiferenslib ongestoord plaatsvond, is het mogelijk een gedetailleerd beeld te krijgen van de veranderingen van de zeewater temperatuur. Voor een nauwkeurige datering van de boorkernen is tegenwoordig een veelheid aan technieken beschikbaar.

Het water op de bodem van de oceanen is zeer koud en is nauwelijks onderhevig aan de temperatuurschommelingen, die het zee-oppervlak tijdens klimaatscycli meemaakt. Wanneer als gevolg van klimaatverandering ijskappen ontstaan in de poolgebieden, heeft dit gevolgen voor de samenstelling

van het oceaanoewater. Immers, landijs is oorspronkelijk zee-water, dat in de vorm van sneeuw op het vasteland terechtgekomen is en daar als ijs wordt vastgehouden. Ijskappen zijn relatief rijk aan het lichte  $^{16}\text{O}$ , terwijl het oceaanoewater in tijden van grote uitbreidingen van de ijskappen rijker is aan  $^{18}\text{O}$ . De verhouding  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  voor de benthische foraminiferen is dan ook een aanduiding voor het volume van het landijs, waarvoor water aan de oceanen is onttrokken. Figuren 1a en 1b zijn voorbeelden van stabiele isotopendiagrammen, samengesteld uit gegevens van tientallen diepe oceaanoorkernen en honderden metingen van de concentraties van  $^{16}\text{O}$  en  $^{18}\text{O}$ .

De diagrammen geven de afwijkingen van de verhouding  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  van de zogenaamde standaardatmosfeer ( $d^{18}\text{O}$ ), die gelezen kunnen worden zowel als veranderingen van de oceaantemperatuur, als veranderingen van het landijsvolume. Figuur 1a laat duidelijk hoge concentraties  $^{18}\text{O}$  (lage en



Figuur 1a. De wereldwijde afkoeling tijdens het Tertiair afgeleid van veranderingen in de zuurstof-isotopenwaarden van benthische en planktonische microfauna uit de Stille en Atlantische Oceanen (uit Eyles, 1993). De  $d^{18}\text{O}$ -waarden kunnen vertaald worden naar volumes van de Antarctische ijskappen. De curven laten het begin zien van de Antarctische ijskappen rond 36 miljoen jaar geleden en een verdere toename van het volume rond 15 miljoen jaar geleden.

Figuur 1b. Hoge resolutie  $d^{18}\text{O}$ -curven voor het late Pliocene en het Pleistoocene, de periode van de ijstijden. Tussen 2,8 en ongeveer 1 miljoen jaar schommelden de wereldwijde ijsvolumes met een frequentie van ongeveer 41 duizend jaar. Vanaf 1 miljoen jaar geleden is die frequentie 100 duizend jaar, het zwakste van de Milankovitch-signalen. De curve laat ook zien dat glaciële en interglaciële cycli een asymmetrische opbouw hebben, met een geleidelijke toename van het ijsvolume en een abrupte afname bij de overgang van een glaciaal naar een interglaciaal (naar Clark et al., 1999, Science 286: 1104-1111).

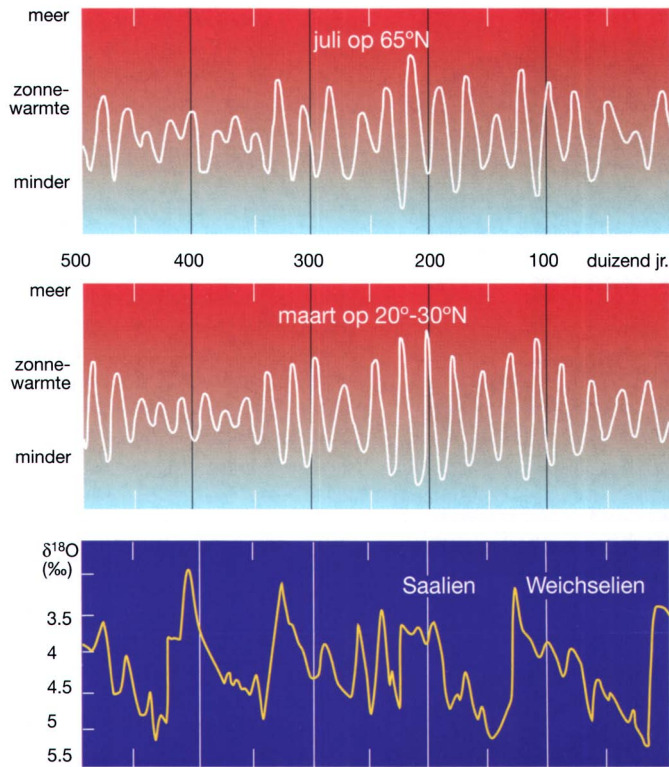
negatieve  $d^{18}\text{O}$ ) zien aan het eind van het Krijt, die zoals onlangs is komen vast te staan, wijzen op zee-watertemperaturen in de tropen die 3 tot  $5^\circ\text{C}$  hoger waren dan nu (zie Nature, 4 oktober 2001). Een lichte daling tijdens het Paleoceen markeert afkoeling van het zee-oppervlak – ijskappen waren nog niet ontwikkeld. In het vroege Eoceen vond een kortstondige stijging plaats, waarna een sterke daling inzet, de eerste wereldwijde afkoeling, die duurt tot het begin van het Oligoceen.

Tot dan toe ontbraken ijskappen op Antarctica en elders. Het exacte begin van de ijskappen op Antarctica – Midden-Eoceen of Vroeg-Oligoceen – is nog onderwerp van debat (Wise et al., 1991). Vast staat dat de Oostantarticse Ijskap minstens vanaf 36 miljoen jaar geleden tot ontwikkeling kwam. Vermoedelijk heeft het ijsvolume sterk gevarieerd totdat in het Midden-Mioceen de ijskap zijn maximale omvang bereikte. Dan begint de tweede grote afkoelingsfase. De  $d^{18}\text{O}$ -curve voor de periode daarna (Figuur 1b) suggereert sterke variaties in ijsvolume op Antarctica, hoewel ook dit onderwerp is van hevige debatten (zie Miller & Mabin, 1998). Aan het einde van het Pliocene vindt de derde wereldwijde afkoeling plaats, die de inleiding vormt van het tijdvak van de ijstijden, het Pleistoocene. Vanaf ongeveer 3 miljoen jaar geleden komen ook op het Noordelijk Halfrond ijskappen met enige regelmaat tot ontwikkeling. Figuur 1b laat zien dat die ijskapvariaties op het Noordelijk Halfrond ook tot uitdrukking komen in de  $d^{18}\text{O}$ -variaties. De noordelijke ijskappen hebben sinds ongeveer 1 miljoen jaar hun grootste uitbreiding, waarbij ze met een frequentie van ongeveer 100 duizend jaar ook gematigde streken, zoals NW-Europa, bereiken. De noordelijke helft van Nederland is twee maal met ijs bedekt geweest – tijdens het Elsterien en het Saalien, toen in midden- en noord-Nederland o.a. de stuwwallen gevormd werden. Van oudere ijsbedekkingen zijn in Nederland en Duitsland geen duidelijke sporen gevonden, wel bijvoorbeeld in Polen, Rusland en Oekraïne, waar in het Vroeg-Pleistoocene grote ijsstromen ver naar het zuiden doordrongen. De overgang van een broeikas- naar een ijskast-atmosfeer met lage  $\text{CO}_2$ -concentraties wordt beschouwd als de belangrijkste oorzaak van de wereldwijde afkoeling tijdens het Kaenozoïcum. Toch kunnen hiermee niet alle details van de klimaatverandering verklaard worden, zoals de abrupte temperaturdalingen en snelle groei van de ijskappen, of de regelmaat van de ijsvolume-fluctuaties. Hiervoor zijn tektonische, oceanografische en astronomische processen verantwoordelijk. We zullen verderop zien hoe plaattektonische processen de samenstelling van de atmosfeer kunnen beïnvloeden en zo via een omweg weer het klimaat beïnvloeden.

### Milankovitch

De Servische astronoom Milutin Milankovitch kwam in het begin van de 20e eeuw op de briljante gedachte, dat de zonne-energie die het aardoppervlak bereikt, de stralingsbalans, niet constant is, maar varieert met de stand van de aardas en veranderingen in de baan van de aarde om de zon. Ik zal mij hier beperken tot de belangrijkste feiten, die van belang zijn voor de klimaatveranderingen in het Kaenozoïcum. Voor een meer uitvoerige bespreking van de astronomische, ofwel Milankovitch-, variaties wordt verwezen naar het artikel van Hilgen, Krijgsman en Lourens in Gea van december 2000.

De effecten van de astronomische variaties op de stralingsbalans kunnen betrekkelijk eenvoudig worden berekend. De groei van ijskappen op het Noordelijk Halfrond wordt bevorderd wanneer de aarde in de noordelijke winter dicht bij de zon staat met de Noordpool van de zon afgewend. Afsmelten vindt plaats wanneer de aarde in de noordelijke zomer dicht bij de zon staat met de Noordpool naar de zon toegekeerd. Figuur 2 laat de stralingsbalansen voor de afgelopen 500 duizend jaar voor  $65^\circ\text{N}$  en  $20^\circ\text{N}$  zien, waarbij opvalt dat de drie variaties (excentriciteit, obliquiteit



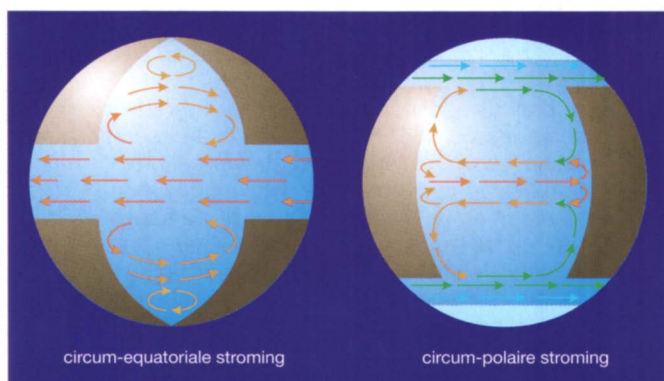
**Figuur 2.** De Milankovitch-variaties omgerekend naar de hoeveelheid zonne-energie die de atmosfeer ontvangt gedurende de laatste 500 duizend jaar, voor 65° N en 20-30° N. Vergelijking met de zuurstof-isotopencurve laat zien dat met name de stralingsbalans voor 65°N opbouw en afbraak van de noordelijke ijskappen stuurt. Let ook op het asymmetrische verloop van de ijstijden, met een geleidelijke opbouw en een abrupt einde (uit Van Andel, 1985, Eyles, 1993).

en precessie) elkaar soms versterken en dan weer afzwakken. De stralingsbalans van 65° N toont een duidelijke overeenkomst met de curve van de zuurstof-isotopen, wat aangeeft dat de astronomische variaties op deze breedte het meeste effect hebben.

De astronomische cycli geven een goede verklaring voor de regelmatige klimaatvariaties door de aardgeschiedenis heen. Ze verklaren echter niet waarom het wereldklimaat 60 miljoen jaar geleden begon af te koelen. Ook geven ze geen afdoende verklaring van de afwisseling van ijstijden en tussenijstijden met een ritme van 100 duizend jaar, in de tweede helft van het Pleistoceen. De variatie van de excentriciteit is immers het zwakste van de Milankovitch-signalen.

### Plaattektoniek en palaeo-oceanografie

De klimaatverdeling op aarde wordt voor een belangrijk deel bepaald door de verdeling van continenten en oceanen over de globe. Die bepaalt de variatie van temperatuur en neer-



slag en de seizoenscontrasten. Figuur 3 laat op een schematische wijze zien hoe de temperatuur op aarde verschilt voor diverse verdelingen van land en zee. In de loop van de aardgeschiedenis hebben als gevolg van plaattektoniek grote veranderingen in de land-zeeverdeling plaats gehad.

### veranderende oceanen

Figuur 4 laat de ontwikkeling van een equatoriale stroom zien als gevolg van het uiteendrijven van de continenten na het opbreken van het supercontinent Pangea (Laurasia en Gondwana) tijdens het Mesozoïcum. De efficiënte circulatie in de oceanen tijdens het Krijt, waarbij warmte van de tropen naar hogere breedten getransporteerd wordt, zorgde samen met de broeikasatmosfeer, voor milde klimaten en verhinderde het ontstaan van poolijskappen. Bovendien waren de tropen, in vergelijking met tegenwoordig, enkele graden warmer (zeewatertemperaturen van 28 tot 32°C).

Figuur 4 laat de plaattektonische ontwikkeling zien van de periode waarin de ijskappen op Antarctica ontstonden. Aan het begin van het Tertiair vond nog direct warmtetransport plaats tussen de evenaar en het Zuidpoolgebied. Nadat Antarctica geleidelijk steeds verder van de rest van de wereld geïsoleerd raakte, begonnen ongeveer 36 miljoen jaar geleden de eerste lokale ijskappen zich uit te breiden vanuit gletsjers in de berggebieden. Rond 30-25 miljoen jaar geleden waren de verschillende delen van Gondwana zover uitelkaar gedreven dat zich rond het continent een circum-polaire zeestroom kon vormen, die warmtetransport vanaf de tropen naar het continent verhindert. Vanaf het Midden-Mioceen, rond 15 miljoen jaar geleden, toen het continent volledig geïsoleerd raakte, bereikte het ijs op Antarctica zijn maximale volume. Voor een uitvoeriger uiteenzetting van de ontwikkeling van de Antarctische ijskappen verwijs ik naar een eerder artikel in *Gea* (Van der Wateren, 2000).

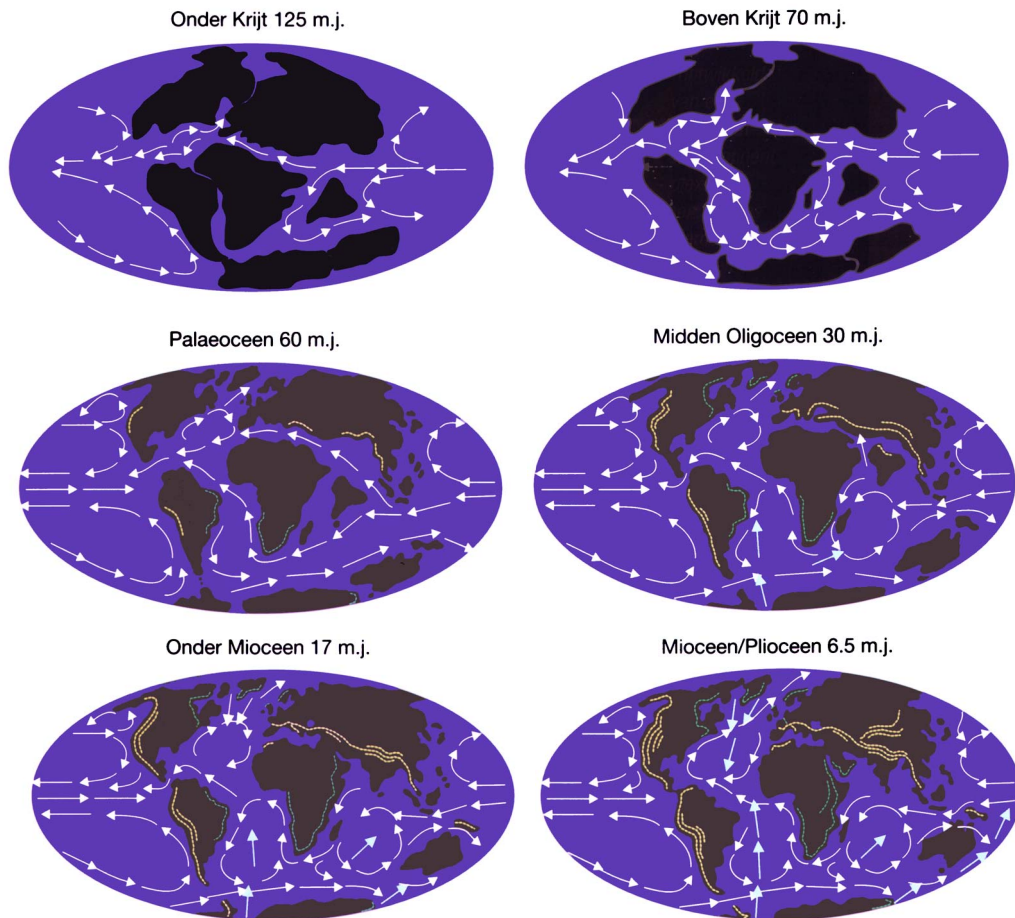
Met het omhoogkomen van de landengte van Panama in het Pliocene was de verbinding tussen de Atlantische en de Stille Oceaan gesloten en kwam een definitief einde aan de circum-equatoriale stroom. Vanaf dat moment konden ook op het Noordelijk Halfrond continentale ijskappen ontstaan.

### de "Great Ocean Conveyor"

De klimaatveranderingen gedurende de laatste 2 miljoen jaar worden in sterke mate bepaald door een ingewikkeld systeem van zeestromingen in de noordelijke Atlantische Oceaan, die hun oorsprong vinden in de westelijke Stille Oceaan en de Indische Oceaan. Dit systeem, de *thermo-haliene circulatie*, waaraan de laatste 20 jaar veel onderzoek is verricht, staat wel bekend als de *Great Ocean Conveyor* (Broecker en Denton, 1990) (Fig. 5).

De term thermo-haliene circulatie slaat op de combinatie van dichtheidsverschillen als gevolg van verschillen in temperatuur en zoutgehalte van het zeewater, die stromingen in de oceanen veroorzaken. De "Conveyor" begint in het westelijk deel van de Stille Oceaan, dicht bij de evenaar, waar door sterke verdamping het zoutgehalte en daardoor de dichtheid van het oppervlaktewater toeneemt. De wind drijft dit water door de Indonesische archipel naar de Indische Oceaan en

**Figuur 3.** De invloed van verschillende configuraties van de continenten en oceanen op de temperatuurverdeling, berekend aan de hand van computermodellen (naar Van Andel, 1985). Als de continenten op hogere breedten liggen en de equatoriale stroom kan ongehinderd rondom de aarde bewegen, is het temperatuurverschil tussen lage en hoge breedte betrekkelijk klein. De polen zijn dan ijsvrij (links). Polaire ijskappen kunnen pas ontstaan wanneer de equatoriale stroom geblokkeerd wordt door een of meer continenten. Bovendien moet een continent in poolpositie door circum-polaire stromen gescheiden worden van lagere breedten, zodat de pool voldoende kan afkoelen (rechts). De kleur van de pijlen geeft de relatieve temperatuur van de zeestromen aan – van rood/warm tot blauw/koud.



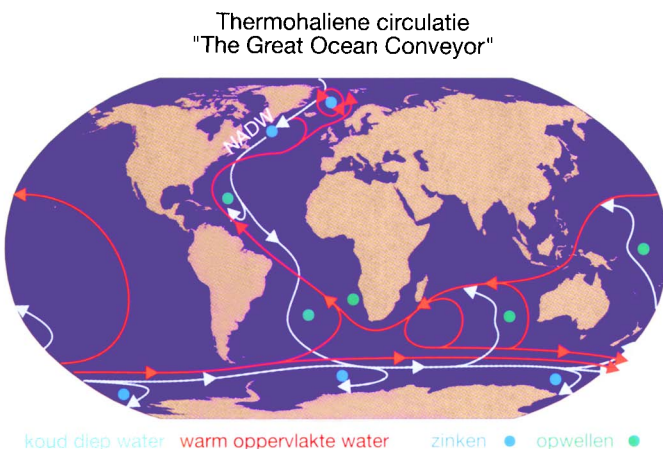
*Figuur 4. Ontwikkeling van de oceaancirculatie van het Krijt tot het Vroeg-Pliocene. De oceaancirculatie ontwikkelde zich tijdens het Mesozoïcum van een eenvoudig patroon in een wereldomvattende oceaan rondom één enkel continent (Pangea) naar een meer complexe toestand van meerdere oceanen. Tijdens het Krijt bestond een ongehinderde circum-equatoriale stroming, die een gelijkmatiger temperatuurverdeling op aarde bewerkstelligde dan tegenwoordig. In de loop van het Kaenozoïcum ontstond de circum-Antarctische stroming en raakte de circum-equatoriale stroming door de landengte van Panama geblokkeerd. Vanaf het Oligoceen komen koude en diepe stromingen – het Antarctische Bodemwater en het Noord-Atlantische Diepe Water (blauw) – tot ontwikkeling, die van grote invloed zijn op de klimaatverandering (naar Van Andel, 1985). De plaattektonische ontwikkelingen leidden bovendien tot het ontstaan van reliëf, wat ingrijpende veranderingen van de atmosferische circulatie tot gevolg had, met een veranderde verdeling van neerslag en temperatuur. Geel: orogeen langs convergente plaatranden, groen: escarpments langs passieve plaatranden en riftsystemen.*

vervolgens langs Zuid-Afrika de Atlantische Oceaan in. Vanaf het Caribisch Gebied naar het noorden van de Atlantische Oceaan staat de stroom bekend als Golfstroom, die de oorzaak is van de gematigde klimaten in NW-Europa. In het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan ontmoet de Golfstroom koude luchtstromingen vanuit het Noordpoolgebied. Die koelen het water tussen Groenland en Noorwegen af, waardoor de dichtheid sterk toeneemt. Het koude zoute

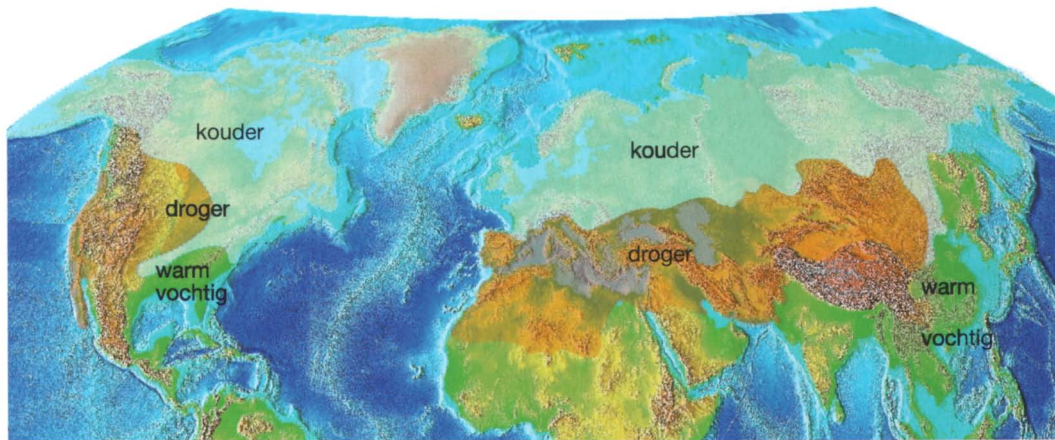
water zinkt op enkele plaatsen rondom Groenland naar grote diepten en vormt een retourstroom, het Noord-Atlantische Diepe Water (NADW), die onder de warme oppervlaktestroom door naar het zuiden van de Atlantische Oceaan beweegt. Uiteindelijk keert het water terug naar de Stille Oceaan waar het, ter compensatie van het weggestroomde warme oppervlaktewater, naar het oppervlak stijgt en weer opgewarmd wordt. Dit is de situatie tijdens de huidige interglaciaal en ook tijdens vroegere interglacialen.

Er zijn sterke aanwijzingen dat de thermo-haliene circulatie een belangrijke factor is voor het ontstaan van de 100 duizend jaar-cyclus van ijstijden in het Pleistoceen (Fig. 1b). De oceanen blijken met hun eigen ritme de variaties van de excentriciteit van de aardbaan, het zwakste van de Milankovitch-effecten, te versterken.

Dit ingewikkelde systeem van oceaanstromingen, met een totaal volume van ongeveer honderd keer de Amazone, blijkt heel gevoelig te zijn voor verstoringen. Minstens één maal in het geologisch recente verleden, tijdens de eindfase van de laatste ijstijd, is de "Conveyor" verbroken, wat leidde tot een kortstondige terugkeer naar glaciële omstandigheden: de Jonge Dryas (12 700 tot 11 400 jaar geleden). Rond 13 duizend jaar geleden bevond zich in het oosten van Canada een laatste rest van de grote Noord-Amerikaanse ijskap. Aan de rand hiervan lag een groot meer met smeltwater, opgestuwd door een dam van ijs. Als gevolg van verder afsmelten brak de ijsdam door en enorme hoeveelheden zoet water stroomden via de Hudson Straat en de Labrador Zee naar de Atlantische Oceaan. Het zoete water spreidde zich als een koude laag over het oppervlak van de Noord-Atlantische Oceaan uit en belemmerde daarmee de aanvoer van warm water uit het zuiden. Hiermee was in een tijdsbestek van slechts enkele jaren de "Conveyor" afgesloten. Vanaf Ierland naar het noorden toe was de Atlantische Oceaan met een dikke laag zeeijs bedekt. De ijskap in Noord-Europa, die zich na 13 duizend jaar geleden uit Noord-Duitsland tot in het zuiden van Zweden en Finland had teruggetrokken,



*Figuur 5. De thermo-haliene circulatie (de "Great Ocean Conveyor") De huidige situatie – en tijdens eerdere interglacialen – waarbij warm water vanuit de Indische Oceaan rond zuidelijk Afrika en door de Atlantische Oceaan naar Noord-west-Europa stroomt. In de noordelijke Atlantische Oceaan koelt het zoute water van de Noord-Atlantische Drift af en wordt het Noord-Atlantische Diepe Water (NADW) gevormd. Het NADW stroomt onder het warme water terug naar de Indische Oceaan en is zo de motor die de thermo-haliene circulatie in gang houdt. Verstoring van dit systeem, bijvoorbeeld doordat de noordelijke Atlantische Oceaan bevriest, kan een plotselinge overgang naar een koude tijd veroorzaken.*



*Figuur 6. Klimaatveranderingen op het Noordelijk Halfrond als gevolg van de opheffing van het Colorado Plateau en Tibet, op grond van voorspellingen door computersimulaties. De atmosferische circulatie op het Noordelijk Halfrond werd gedwongen uit te wijken. De afkoeling die daarvan het gevolg was, kan de laatste duw geweest zijn naar de noordelijke ijstijden (naar Van Andel, 1985).*

breidde zich kortstondig uit. Toen na duizend jaar de thermohaliene circulatie weer op gang kwam, zette zich de klimaatverbetering voort.

Onderzoek aan ijskernen in Groenland heeft uitgewezen dat de overgangen van interglacialen naar glaciële perioden abrupt – in het bestek van enkele tientallen jaren – verliepen. Onderzoek aan boorkernen in de Atlantische Oceaan bevestigt dat de thermo-haliene circulatie de motor is van de *climate flip-flop*.

Er zijn aanwijzingen dat ook een toename van de temperatuur als gevolg van het broeikaseffect de “Great Ocean Conveyor” kan verstoren, met als paradoxaal resultaat een uiteindelijke afkoeling van het klimaat (zie b.v. Broecker, W.S.: “*What if the Conveyor were to shut down?*”). Zo dramatisch als tijdens de Jonge Dryas, met een tijdelijke terugkeer naar ijstijdcondities, zal het vermoedelijk niet worden. Daarvoor zou een opwarming van 4 tot 5° C nodig zijn en dat is niet erg waarschijnlijk.

### **Samenhang tussen tektoniek, morfologie en klimaatverandering**

Het reliëf op aarde is het resultaat van plaattektonische processen. Het opbreken van Gondwana, vanaf 100 miljoen jaar geleden, heeft niet alleen invloed gehad op de land-zeeverdeling, maar ook op het reliëf. Grote orogenen ontstaan bij convergente plaatranden als gevolg van subductie (b.v. Rocky Mountains, Andes) en bij de botsing van twee continentale platen (Alpen, Himalaya). Maar reliëf wordt ook gevormd bij passieve plaatranden (Scandinavië, zuidelijk Afrika) en aan de randen van grote riftsystemen (Oost-Afrikaanse Rift, Rijndal Slenk). Deze soms tot meerdere kilometers hoogte opgeheven gebieden hebben een sterke invloed op het klimaat van de omliggende regio of zelfs een heel halfrond.

De verandering van de frequentie van koude en warme perioden is nog steeds niet afdoende verklaard. Kennelijk bestaan er mechanismen, die het astronomische effect op klimaatverandering versterken. Zoals we gezien hebben is een daarvan het eigen ritme van de thermo-haliene circulatie, de “Great Ocean Conveyor”. Een ander mechanisme is de veranderde circulatie van de atmosfeer als gevolg van gebergte-opheffing.

#### **plateau-opheffing → atmosferische circulatie → ijstijden**

Gedurende de laatste 5 miljoen jaar hebben zich grote veranderingen van het reliëf op aarde voorgedaan, die het klimaat sterk beïnvloeden. De belangrijkste daarvan zijn de opheffing van het Colorado Plateau en het plateau van Tibet (Fig. 6). Deze enorme gebieden, met een gemiddelde hoogte van enkele kilometers, vormen een barrière voor de straalstromen, de snelle westenwind systemen op 12 km hoogte, die

het patroon van lage- en hogedrukgebieden en de moessons sturen. Berekeningen aan de hand van geavanceerde computermodellen hebben aangetoond dat deze ingrijpende verandering van de atmosferische circulatie de laatste duw geweest is voor het ontstaan van de grote noordelijke ijskappen. Grote delen van het Noordelijk Halfrond ten noorden van en aan de lijszijde van de Noord-Amerikaanse en Tibetaanse hooglanden zijn kouder dan voor de opheffing van deze reusachtige plateaus. Figuur 6 laat ook zien dat grote delen van Noord-Afrika en Klein-Azië droger zijn dan weleer, terwijl Zuidoost-Azië warmer en natter geworden is.

#### **passieve plaatranden en Milankovitch**

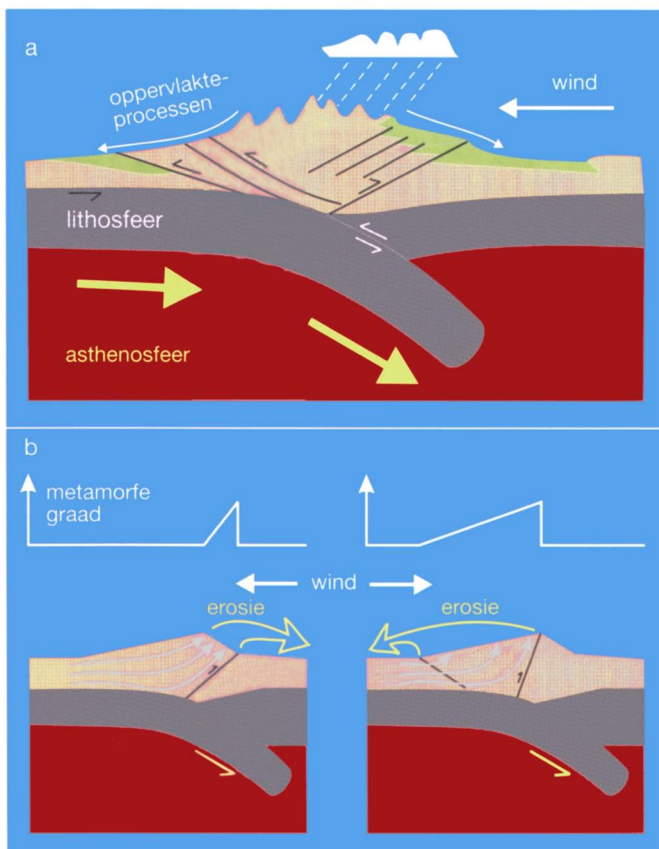
Tijdens de overgang van het Pliocen naar het Pleistoceen (3 tot 2 miljoen jaar geleden) vond opheffing van de passieve Noord-Atlantische marges plaats (zie ook Fig. 4). De combinatie van wereldwijde afkoeling, die tijdens het Tertiair was ingezet, en toename van het reliëf in dit gebied maakte de groei van continentale ijskappen in Noord-Europa en Noord-Amerika mogelijk. Zoals we eerder gezien hebben is dit een gebied, rond 60° N, dat het meest gevoelig is voor het Milankovitch-effect.

De eerste grote ijskappen op het Noordelijk Halfrond ontstonden vanaf 3 miljoen jaar geleden. Aanvankelijk hadden die ijskappen een ritme van groei en terugtrekking van rond de 40 duizend jaar. Vanaf circa 1 miljoen jaar geleden breidden de ijskappen in Scandinavië en Noord-Amerika zich uit met een ritme van ongeveer 100 duizend jaar en dit signaal is vanaf die tijd ook in de stabiele isotopencurven van de oceanen te herkennen.

De voorlopige conclusie zou kunnen zijn dat de wereldwijde afkoeling en de sterke fluctuaties van het klimaat veroorzaakt zijn door een complex samenspel van afname van het CO<sub>2</sub>-gehalte van de atmosfeer, (plaat)tektoniek en de gevolgen voor het reliëf, astronomische effecten, circulatie van de oceanen en de atmosfeer. Als dat ingewikkeld klinkt, is dat een juiste indruk. Niemand kan zelfs bij benadering aangeven hoe die verschillende processen elkaar beïnvloeden, laat staan een betrouwbare voorspelling doen voor de toekomstige ontwikkeling van ons klimaat. Het geheel wordt nog gecompliceerd door de invloed die klimaatverandering zelf weer heeft op het ontstaan van reliëf op aarde, dat via een omweg het klimaat weer beïnvloedt.

#### **klimaatverandering → denudatie → opheffing → klimaatverandering**

De loefzijde (westflank) van grote noord-zuid verlopende gebergteketens, zoals de Andes en de Rocky Mountains, ontvangt veel neerslag als gevolg van stijgingsregens, terwijl de lijszijde beduidend droger is. In dit vochtige klimaat vindt relatief sterke verweering van gesteente plaats. De rivieren aan de loefzijde van deze gebergten voeren grote hoeveelheden



Figuur 7. Asymmetrische denudatie van een orogeen. De loefzijde van het gebergte ontvangt meer neerslag dan de lijzijde. Daardoor zijn daar verweering en erosie sterker dan aan de lijkant. Asymmetrische denudatie wordt gecompenseerd door een asymmetrisch patroon van tektonische opheffing, zodat gesteenten met de hoogste metamorfie graad als regel aan de loefzijde van een orogeen gevonden worden (naar Beaumont).

den regenwater en sneeuwsmeltwater af, wat leidt tot een sterke erosie, met name insnijding van diepe dalen. Denudatie (verlaging van het reliëf door verweering en erosie) van het gebergte is daardoor sterker aan de loefzijde dan aan de lijzijde.

De afname van de dikte van de aardkorst door denudatie wordt gecompenseerd door opheffing van de korst en de onderliggende lithosfeer (isostatische opheffing). Het opmerkelijke resultaat van deze asymmetrische verdeling van de denudatie over een orogeen is dan ook een asymmetrische opheffing, waarbij aan de loefkant gesteenten aan het oppervlak komen, die oorspronkelijk op grotere diepten voorkwamen (hogere metamorfie graad), vergeleken met de lijzijde (Fig. 7).

Denudatie van een actief orogeen heeft als belangrijkste morfologische effect diepere dalen en hogere toppen. Die toppen verstoren de straalstromen, waardoor denudatie een direct effect heeft op klimaatverandering en o.a. leidt tot een verdere verhoging van de neerslag op de westflank van een gebergte. Toename van reliëf heeft ook een toename van de verweering van gesteenten tot gevolg. Verweering onttrekt  $\text{CO}_2$  – het belangrijkste broeikasgas – aan de atmosfeer en het carbonaatrijke verweringsmateriaal wordt in de oceanen gedumpt ( $\text{CO}_2$  sink). Gebergtevorming kan zo op lange termijn mede het klimaat op aarde veranderen.

Hier kan dan ook de verklaring gevonden worden voor de wereldwijde afkoeling tijdens het Kaenozoïcum. Toen rond 100 miljoen jaar geleden het supercontinent Gondwana begon op te breken ontstonden nieuwe plaatranden, waarlangs reliëf gevormd werd: escarpments langs passieve plaatranden en orogenen langs convergente plaatranden. Verweering en erosie van dit jonge reliëf en de afzetting van erosieproducten in de oceanen leidden tot een sterke daling

van de  $\text{CO}_2$ -concentratie van de atmosfeer – de overgang van een broeikas- naar een ijskast-atmosfeer uit het begin van dit verhaal. En hiermee is de cirkel rond.

## Conclusies

1. Oorzaken van de wereldwijde afkoeling sinds ongeveer 60 miljoen jaar geleden, de rol van tektoniek en de oceanen. We hebben gezien dat de afkoeling van het wereldklimaat tijdens het Kaenozoïcum niet toegeschreven kan worden aan een enkele oorzaak. Het is integendeel het gevolg van een complex en nog maar nauwelijks begrepen samenspel van processen, die op verschillende tijd- en ruimteschalen werkzaam zijn. De belangrijkste zijn de afname van het  $\text{CO}_2$ -gehalte van de atmosfeer, veranderende configuratie van continenten en oceanen, het ontstaan van de "Great Ocean Conveyor" en de opheffing van het Colorado Plateau en Tibet.
2. Ontstaan van de Antarctische ijskappen. Hoewel het Antarctische continent al ruim 200 miljoen jaar (lang voor het opbreken van Gondwana) bij de Zuidpool gelegen is, zijn de huidige polaire ijskappen pas 36 miljoen jaar geleden ontstaan en bereikten zij hun grootste uitbreiding waarschijnlijk rond 15 miljoen jaar geleden. Dit hing samen met het ontstaan van de Zuidelijke Oceaan en een krachtige circum-polaire stroom en de daardoor toenemende thermische isolatie van het continent, na het uiteendrijven van de verschillende delen van Gondwana.
3. Oorzaken van de ijstijden. De ijstijden op het Noordelijk Halfrond begonnen vanaf het moment dat het systeem atmosfeer-oceaan ( $\text{CO}_2$ -concentratie van de atmosfeer en de "Conveyor") kennelijk een zekere drempelwaarde overschreed. Opheffing van de plateaus in Noord-Amerika en Azië en de passieve marges van de noordelijke Atlantische Oceaan maakte het mogelijk dat in Canada, Groenland en Scandinavië ijskappen begonnen te vormen. Na ongeveer 900 duizend jaar geleden vonden de grootste uitbreidingen van de noordelijke ijskappen plaats met een frequentie van ongeveer 100 duizend jaar. Het zwakste van de drie Milankovitch signalen wordt versterkt door de eigen ritmiek van de thermohaliene circulatie.
4. Terugkoppelingen klimaat 'erosie' morfologische verandering' klimaat. Klimaatverandering heeft een directe invloed op de verweering en de erosie in gebergten. De veranderde morfologie kan de stroming in de atmosfeer beïnvloeden, terwijl verweering van gesteenten de concentratie van  $\text{CO}_2$  in de atmosfeer verlaagt.

## Literatuur

### Global Change, algemeen

- Bond, G.C., 1995. Climate and the conveyor. *Nature* **377**: 383-384.
- Broecker, W.S., 1992. Climate cycles; upset for Milankovitch theory. *Nature* **359**: 779-780.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H., 1990. What drives glacial cycles? *Scientific American*, January 1990: p. 43-50.
- Miller, M.F., and Mabin, M.C.G., 1998. Antarctic Neogene landscapes - in the refrigerator or in the deep freeze? *GSA Today*, **8**: 1-3.
- Van Andel, T.H., 1985. New Views on an Old Planet: *Continental Drift and the history of the Earth*. Cambridge University Press.
- Westbroek, P., 1992. *Life as a Geological Force - Dynamics of the Earth*. W.W. Norton & Company, New York: 240 pp. (Ook in een Nederlandse editie verkrijgbaar.)
- Wise, S.W., Jr., Breza, J.R., Harwood, D.M., and Wei, W., 1991. Paleogene glacial history of Antarctica, in Müller, D.W., McKenzie, J.A., and Weissert, H., eds., *Controversies in Modern Geology*. Cambridge, Cambridge University Press: 133-171.

## Tektoniek en Global Change

- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Reviews*, **35**: 248 pp.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, **346**: 29-34.
- Raymo, M.E. and Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, **359**: 117-122.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific & Technical, Harlow. 537 pp.
- Van der Wateren, F.M., 2000. Een grote, koude rift: het West-Antarctische Rift Systeem: *Gea*, maart 2000: 17-23.
- Van der Wateren, F. M. & Hindmarsh, R. C. A. 1995. East Antarctic ice sheet; stabilists strike again. *Nature*, **376**: 389-391.
- Van der Wateren, F.M., and Dunai, T.J., 2001, Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from the Central Namib desert: *Global and Planetary Change* **30**: 267-303.

## www sites

- Broecker, W.S. "Will Our Ride into the Greenhouse Future be a Smooth One": <http://www.carleton.ca/~tpatters/teaching/climate-change/broecker/broecker.html>
- Broecker, W.S. "What If the Conveyor Were to Shut Down? Reflections on a Possible Outcome of the Great Global Experiment": <http://www.geosociety.org/pubs/gsatoday/gsat9901.htm>
- William H. Calvin, "The Great Climate Flip-flop," THE ATLANTIC MONTHLY (January 1998): <http://WilliamCalvin.com/1990s/1998AtlanticClimate.htm>
- Geomorphology from Space*, an out of print 1986 NASA publication edited by Nicholas M. Short, Sr. and Robert W. Blair, Jr.: [http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC\\_DOCS/geomorphology/GEO\\_COMPLETE\\_TOC.html](http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC_DOCS/geomorphology/GEO_COMPLETE_TOC.html)
- Norman H. Sleep, 1995. *Plate tectonics and the evolution of climate*: <http://earth.agu.org/revgeophys/sleep00/sleep00.html>
- Zie ook de andere AGU websites.

## GEOCOMpositie 5

### Raadselachtig probleem van aardmantel blijkt non-problem

Twee recente publicaties bieden samen een oplossing voor een raadselachtig probleem dat in 1998 werd opgeworpen. Dat probleem betreft een scherpe grens in de aardmantel, op ongeveer 660 km diepte. Althans, die diepte werd algemeen gedurende tientallen jaren als vaststaand aangenomen, op basis van het verloop van de seismische golven die worden opgewekt bij grote aardbevingen. De grens werd verondersteld een gevolg te zijn van een overgang van het ene type dieptegesteente (spinel) naar een mengsel van twee andere typen (perovskiet en magnesio-wustiet). Deze overgang vindt plaats bij bepaalde temperatuur en druk, en uitgevoerde experimenten wezen uit dat de desbetreffende temperatuur (1800-1900 K) en druk (24 gigapascal = 240 miljoen bar) overeenkomen met die op zo'n 660 km diepte. Dat leek dus een waterdicht bewijs.

In 1998 verscheen er echter een artikel dat deze zienswijze geheel op losse schroeven zette. De onderzoekers beschreven toen een experiment (met röntgenstralen van een synchrotron) waaruit bleek dat de overgang niet bij de eerder veronderstelde druk plaatsvond, maar bij een druk die 2 gigapascal lager was. Dat zou overeenkomen met een diepte in de aardkorst van 600 km. Deze uitkomst betekende, wat al direct door de desbetreffende onderzoekers werd onderkend, dat ofwel hun experimenten een fout moesten bevatten, ofwel dat het bestaande geochemische model van de aardmantel volledig zou moeten worden herzien. Een fout in de experimenten kon echter niet worden vastgesteld.

De twee nu gepubliceerde artikelen betreffen eveneens experimenten, uitgevoerd om - op andere wijze dan bij het experiment van 1998 - vast te stellen bij welke druk de overgang in de aardmantel plaatsvindt. In het ene experiment werden monsters

van de juiste veronderstelde chemische samenstelling ( $Mg_2SiO_4$ ) blootgesteld aan hoge temperatuur en druk, waarna ze snel werden afgekoeld tot kamertemperatuur, maar waarbij de oorspronkelijke druk werd gehandhaafd. De afgekoelde monsters werden onderzocht met Raman spectroscopie. In het andere experiment werd het materiaal onderzocht bij de hoge druk, maar ook bij de hoge temperatuur die voor de overgang nodig is. Op deze wijze werd op twee, onderling onafhankelijke, methoden nadere informatie verkregen over de omstandigheden waaronder de overgang van spinel in perovskiet en magnesio-wustiet plaatsvindt. Beide onderzoeken leidden tot de conclusie dat de druk en temperatuur daarbij overeenkomen met de oorspronkelijk aangenomen waarden (1800-1900 K en 24 GPa). Dit betekent dat het experiment uit 1998 onjuist moet zijn geweest. Nu is ook duidelijk waar het probleem lag: in de calibratie van de vergelijking die de relatie tussen de temperatuur, de druk en het volume van gesmolten goud betreft. Het ziet er momenteel naar uit dat er twee van dergelijke vergelijkingen bestaan, waarvan er steeds maar een geldig is. Dat verklaart waarom in het experiment van 1998 de verkeerde conclusie werd getrokken. Het discontinuïteitsvlak in de aardmantel ligt gewoon op 660 km diepte. Daarmee is een enkele jaren geleden opgeworpen probleem, dat grote verwarring onder geologen en geofysici zaaide, teruggebracht tot de proportie van een (aardwetenschappelijk) *non-problem*.

Bina, C.R., 2001. Mantle cookbook calibration. *Nature* 411, p. 536-537.

Chudinovskikh, L. & Boehler, R., 2001. High-pressure polymorphs of olivine and the 660-km seismic discontinuity. *Nature* 411, p. 574-577.

Irfune, T. Et al., 1998. The postspinel phase boundary in  $Mg_2SiO_4$  determined by in situ X-ray diffraction. *Science* 279, p. 1698-1700.

Shim, S.-H., Duffy, Th.S. & Shen, G., 2001. The post-spinel transformation in  $Mg_2SiO_4$  and its relation to the 660-km seismic discontinuity. *Nature* 411, p. 571-574.

A.J. van Loon