

ONSTABILITEITEN VAN DE OCEAANCIRCULATIE

Een mechanisme voor snelle klimaatsveranderingen?

GEERT LENDERINK (KNMI)

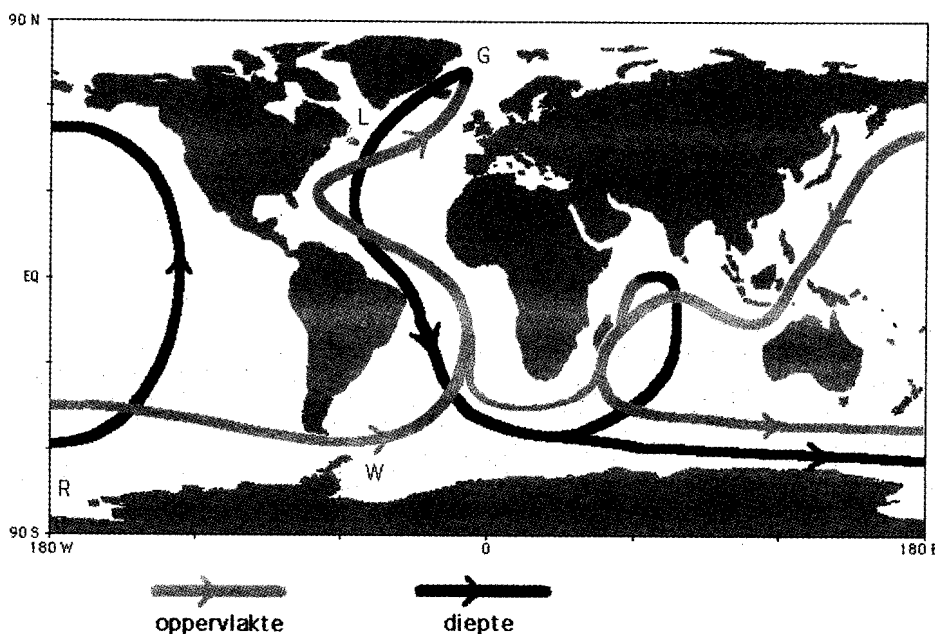
Zou een versterkt broeikas effect een sterke, snelle afkoeling van Europa kunnen veroorzaken? Het voorlopige antwoord hierop lijkt positief te zijn. Sterke niet-lineariteiten in de oceaancirculatie zouden zo'n respons kunnen veroorzaken. Het afsmelten van een grote hoeveelheid ijs op Groenland zou hierbij als een triggermechanisme kunnen werken. Dit soort snelle overgangen van het klimaat lijkt ook in het verleden te hebben plaatsgevonden. In dit stukje worden mogelijke mechanismen voor zo'n snelle respons van de oceaancirculatie besproken.

DE CONVEYOR BELT

De Noord-Atlantische Drift, in de volksmond ook wel Golfstroom genoemd, heeft een grote invloed op het klimaat van West-Europa. Deze stroming houdt het oppervlak van de Noord-Atlantische Oceaan relatief warm (zo'n vijf graden warmer dan op grond van de noordelijke ligging verwacht mag worden) en is daarmee verantwoordelijk voor het relatief milde klimaat van West-Europa. De Noord-Atlantische Drift maakt deel uit van een wereldwijde oceaan stroming: de "conveyor belt." Een sterk vereenvoudigd beeld van deze circulatie is weergegeven in figuur 1. De conveyor belt wordt gekenmerkt door een stroming van relatief warm water aan het oppervlak van de Atlantische Oceaan naar de Noordpool. Dit oppervlaktewater wordt in de buurt van Groenland (mede) door afkoeling zo zwaar dat het naar de diepe oceaan zinkt. Het op deze wijze gevormde, zogenaamde "diep(te)water" stroomt dan in de diepe oceaan naar het zuiden, waarna het bij de Zuidpool naar de Indische - en de Grote Oceaan stroomt. Hier komt het diepwater langzaam weer naar het oppervlak en stroomt het terug naar de Atlantische oceaan.

PALEOKLIMATOLOGISCHE DATA

Een lange tijd dacht men dat de sterkte van de conveyor belt circulatie in het verleden vrij constant is geweest. Recente paleoklimatologische waarnemingen geven echter een totaal ander beeld. Uit boringen in het ijs van Groenland kan het lokale klimaat in Groenland in het verleden gereconstrueerd worden door o. a. te kijken naar de verhouding tussen twee zuurstof isotopen. Uit deze boringen is gebleken dat er tijdens de overgang van de vorige ijstijd



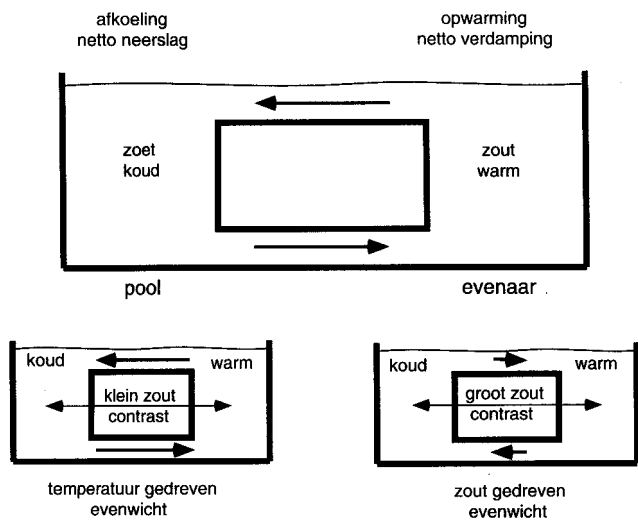
Figuur 1. Een eenvoudige versie van de "conveyor belt." Stromingen aan het oppervlak en in de diepe oceaan zijn respectievelijk licht en donker weergegeven. De vorming van diep-water vindt o.a. op vier locaties plaats: in de Groenland Zee (G), de Labrador Zee (L), de Weddell Zee (W) en in de Ross Zee (R).

naar het huidige interglaciaal een korte periode van zo'n achthonderd jaar (aangeduid met het Younger Dryas) is opgetreden waarin het Noord-Atlantische gebied plotseling weer terugviel naar een glaciaal klimaat (Meteorologica, maart 1998). Deze terugval van zo'n vijf tot tien graden is waarschijnlijk erg snel gegaan, in zo'n tien tot vijftig jaar. Verder is het bekend dat het klimaat tijdens de laatste ijstijd veel onstabiel was dan in het huidige interglaciaal. Het is waarschijnlijk dat deze snelle klimaatsveranderingen mede veroorzaakt zijn door veranderingen in de sterkte en positie van de conveyor belt.

DIEP-WATER FORMATIE

De grootschalige circulatie van watermassa's, waarvan de conveyor belt een

onderdeel is, wordt ook wel aangeduid met thermohaliene circulatie. Essentieel onderdeel van de thermohaliene circulatie is de vorming van diepwater. Diepwaterformatie (ook wel convectie genoemd) is een zeer complex proces in de oceaan waarbij ook de atmosfeer en zeeijs een grote rol spelen. In de Noord-Atlantische Oceaan wordt diepwater voornamelijk geformeerd in de Labrador Zee en in de Groenland Zee. Recente waarnemingen laten zien dat de vorming van diepwater in de Groenland Zee gedurende de laatste tien(tallen) jaren sterk is afgenomen. Verder lijkt diepwaterformatie in de Labrador Zee te zijn toegenomen. Deze veranderingen zouden een begin kunnen markeren van een relatief grote verandering van de thermohaliene circulatie,



Figuur 2. Stommel's box model. In het klein zijn onder de twee mogelijke evenwichtoplossingen weergegeven: een snelle "temperatuur gedreven" oplossing, en een langzame "zout gedreven" oplossing.

maar kunnen ook (en misschien is dit wel veel waarschijnlijker) deel uit maken van een relatief kleine natuurlijke variatie.

ZOUT EN TEMPERAATUUR EFFECTEN

De vorming van diepwater, dat de drijvende kracht is achter de thermohaliene circulatie, wordt voornamelijk veroorzaakt door dichtheidsverschillen van het zeewater. Deze dichtheid wordt bepaald door de temperatuur en het zoutgehalte van het zeewater. Bij de evenaar is het water relatief warm (door de zon) en relatief zout (door verdamping). Zout water is relatief zwaar; warm water is licht. Aan de pool is de situatie precies omgekeerd: het water is relatief koud en dus zwaar, maar ook zoet en dus licht. Temperatuur en zout werken dus tegenovergesteld. Over het algemeen lijkt het effect van de temperatuur dominant te zijn, zodat men het zwaarste water bij de pool vindt, en daar de diepwaterformatie plaatsvindt. Zouteffecten zijn echter verre van verwaarloosbaar, en bepalen voor een groot gedeelte weer de verticale stabiliteit van de oceaan (en daarmee ook de warmte huishouding).

STOMMEL'S BOX MODEL

De mogelijkheid dat de thermohaliene circulatie niet constant is, werd door Stommel gesuggereerd in de begin jaren zestig met een zeer eenvoudig box model. Hij liet zien dat de thermohaliene circulatie meerdere evenwichten zou kunnen hebben. Door kleine verstoringen zouden er plotselinge overgangen van de ene circulatie naar de andere kunnen plaatsvinden. Stommel's box model bestaat uit twee boxen die de gemiddelde toestand (gemiddelde tempe-

atuur en zoutgehalte) van de (sub)tropische oceaan en de (sub)polaire oceaan vertegenwoordigen (zie figuur 2). De polaire box is relatief koud en zoet; de tropische box is daarentegen warm en zout. Daarbij is er een stroming tussen de boxen die evenredig is aan het dichtheidsverschil. De warmte-uitwisseling tussen de oceaan en de atmosfeer vindt op

een korte tijdschaal plaats; wanneer de oceaan ergens te warm is zal een vergrote warmte-afgifte aan de atmosfeer relatief snel deze warmte-anomalie teniet doen. Voor de neerslag en verdamping bestaat zo'n snelle koppeling niet. De netto neerslag en verdamping kan dus bij benadering gezien worden als een vaste fluxconditie; de warmteflux als een relaxatieconditie. De relaxatieconditie houdt het temperatuurverschil tussen evenaar en pool relatief constant. De fluxconditie laat echter een veel grotere vrijheid voor het zoutgehalte toe. Bij een langzame stroming zal het zoutverschil tussen evenaar en pool groot zijn, bij een snelle stroming klein.

Stommel liet zien dat er onder deze condities meerdere evenwichten kunnen bestaan bij dezelfde forcering. Deze evenwichten worden in figuur 2 symbolisch weergegeven: een snelle "temperatuur gedreven" evenwicht met diepwaterformatie aan de pool waarbij de snelle stroming de zoutgradiënt klein houdt, en een "zout gedreven" evenwicht met diepwaterformatie bij de evenaar waarbij de stroming zeer langzaam is en de zoutgradiënt de temperatuurgradiënt overheerst. Het bestaan van de evenwichten berust daarmee op twee eigenschappen: 1) het tegengestelde effect van de temperatuur en het zoutgehalte op de dichtheid (en daarmee de stroming), en 2) het verschil in tijdschaal van de forcering.

GROOTSCHALIGE OCEAANCIRCULATIE

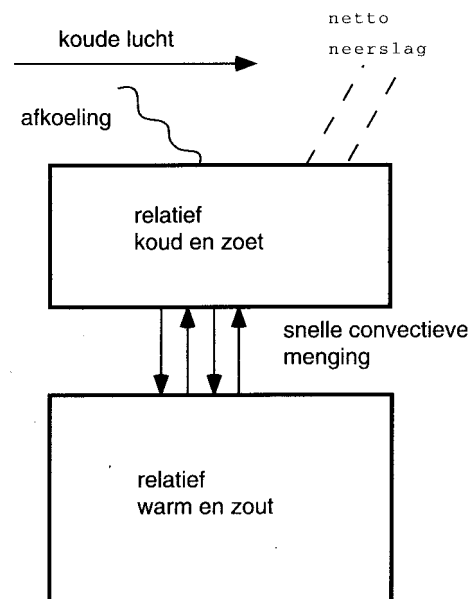
In ruimere zin is het bestaan van meerdere evenwichten het gevolg van het feit dat de stroming zichzelf in stand kan houden. Bij een snelle stroming wordt er relatief veel

zout tussen de evenaar en de pool getransporteerd waardoor de zoutgradiënt klein blijft. Hierdoor kan de temperatuurgradiënt overheersen en de stroming aandrijven. Bij een langzame stroming echter valt dit effect weg, en zal de netto neerslag en verdamping een grote zoutgradiënt bewerkstelligen.

In de Noord-Atlantische Oceaan treden soortgelijke processen op. Door de Noord-Atlantische Drift wordt er relatief zout water naar het noorden getransporteerd. Door dit relatief zoute water kan ook relatief makkelijk diepwaterformatie optreden. Omdat de Noord-Atlantische Drift ook weer (op zijn minst gedeeltelijk) veroorzaakt wordt door diepwaterformatie, houdt deze stroming zichzelf dus in stand. Dit effect wordt nog eens versterkt doordat het water in de Noord-Atlantische Oceaan makkelijk verdampt door zijn relatief hoge temperatuur. In deze (zich zelf in stand houdende) situatie zijn er waarschijnlijk meerdere evenwichten mogelijk, waaronder een evenwicht waarbij er geen diepwaterformatie optreedt in de Noord-Atlantische Oceaan: een koude "conveyor-off" situatie.

LOKALE CONVECTIEVE ACTIVITEIT

Zoals de niet-lineariteit door de advectie, geïllustreerd door het Stommel box model, verantwoordelijk is voor het bestaan van meervoudige evenwichten van de grootschalige oceaan-circulatie, zo kan ook de niet-lineariteit door diepwaterformatie (convectie) daartoe aanleiding geven. Het box model zoals weergegeven in figuur 3 illustreert dit eenvoudig. De oppervlakte box wordt geforceerd door



Figuur 3. Een box model van het convectieve proces.

neerslag en staat warmte af aan de atmosfeer. De diepere box wordt verondersteld groot te zijn t.o.v. de oppervlakte box en heeft daarom een vaste temperatuur en zoutgehalte. Convection treedt op wanneer de stratificatie onstabiel wordt, ofwel wanneer de dichtheid in de bovenste box groter is dan in de diepe box. In dat geval wordt sterk gemengd in de verticaal, en neemt het oppervlak de eigenschappen over van de diepe oceaan. Is de stratificatie stabiel dan wordt er niet, of alleen maar zwak gemengd.

Het zal waarschijnlijk niemand verbazen dat ook de niet-lineariteit door convection het bestaan van meerdere evenwichten mogelijk maakt. Wanneer de atmosfeer kouder is dan de oceaan en er netto neerslag valt - typische grote schaal omstandigheden voor de subpolaire oceaan - kunnen er twee evenwichten bij dezelfde forcing bestaan: een convectief en niet-convectief evenwicht. In het niet-convectieve evenwicht houdt de neerslag het oppervlak zoet en daarmee de stratificatie stabiel. In het convectieve evenwicht zorgt de sterke menging voor een vrijwel homogene zoutverdeling in de verticaal; een sterke, snelle afkoeling aan het oppervlak zorgt nu voor de destabilisatie. Het convectieve evenwicht gaat dus samen met een sterke warmteafgifte van de oceaan aan de atmosfeer; er vindt dus een effectieve warmte-uitwisseling tussen de diepe oceaan en de atmosfeer plaats. In het niet-convectieve evenwicht, daarentegen, is de warmteafgifte klein omdat het oppervlak zich dan snel aanpast aan de atmosfeer.

Niet onder alle omstandigheden zullen er twee evenwichten zijn; is de atmosfeer erg koud of is er weinig neerslag, dan zal alleen het convectieve evenwicht overblijven. Aan de andere kant, wanneer de zoetwaterflux erg groot is, of de atmosfeer niet koud genoeg, dan blijft alleen het niet-convectieve evenwicht over.

CONVECTIE EN OCEAANCIRCULATIE: EEN MOGELIJK DOMINO-EFFECT

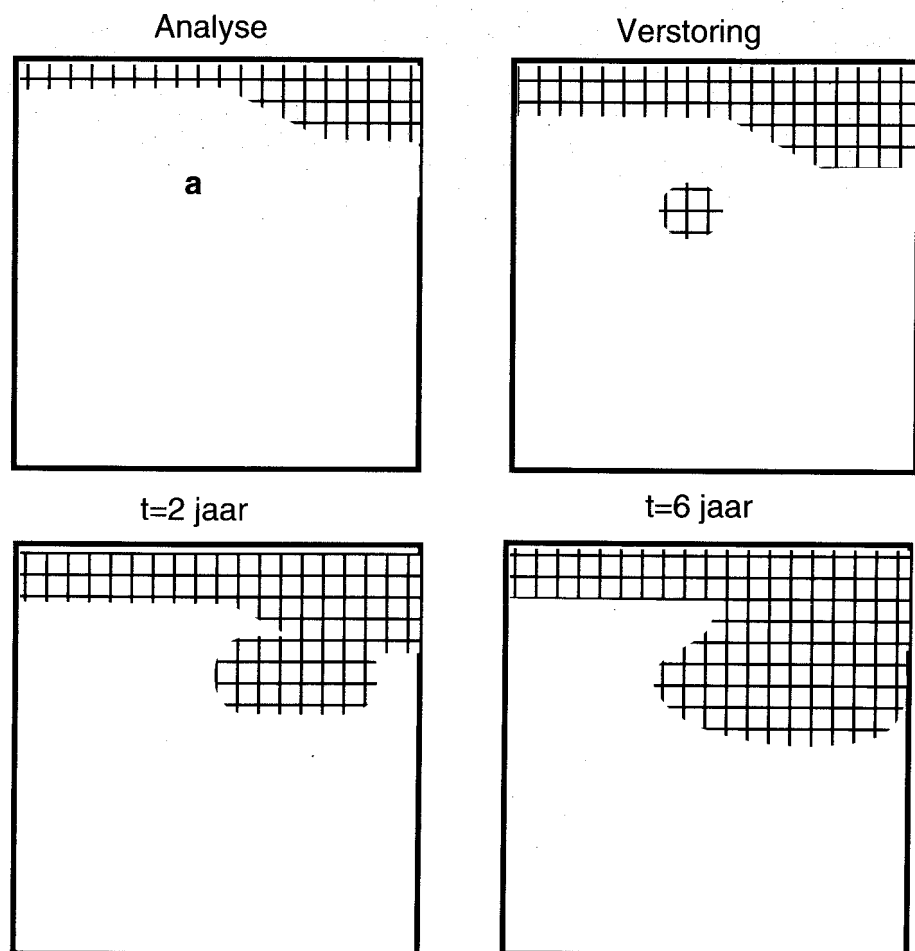
Het bestaan van de meervoudige evenwichten voor de lokale convectieve activiteit kan een grote invloed hebben op de grootschalige oceaancirculatie. Dit is geïllustreerd in figuur 4 waar een eenvoudige "bak-versie" van de Noord-Atlantische Oceaan wordt getoond.

Weergegeven is het gebied met convectieve activiteit, Buiten dit convectieve gebied is ook het gebied weergegeven waar convection zich lokaal (op een schaal van een paar honderd kilometer) in stand

kan houden. In deze zogenaamde, potentieel convectieve gebieden treedt convection dus niet op, maar zijn de positieve feedbacks (zoals beschreven met het box modelletje) zo sterk dat wanneer er convection ontstaat het zich zelf in stand zal houden. In het potentieel convectieve gebied wordt nu convection geïnitieerd door een kleine hoeveelheid zout in de oppervlaktelaag toe te voegen. Convection kan zich daarna lokaal in stand houden. Meestal zal er echter daarnaast een sterk "domino-effect" optreden. Convection heeft een sterke neiging zich uit te breiden, en zal zo de convectieve activiteit in een veel groter gebied beïnvloeden. Dit laat figuur 4 zien; het convectieve gebied breidt zich in een aantal jaren sterk uit, en beïnvloedt zo de grootschalige oceaancirculatie. Hetzelfde proces kan zich ook omgekeerd voordoen: door een zoetwaterperturbatie kan convection plotseling in een groot gebied verdwijnen. Het bestaan van de lokale meervoudige evenwichten heeft dus grote destabiliserende werking op de oceaancirculatie.

COMPLICATIES

Hoe realistisch zijn nu deze grote, plotselinge veranderingen in de convectieve activiteit? Een zeer complexe vraag, die nu nog niet beantwoord kan worden. Alhoewel sommige paleoklimatologische waarnemingen het bestaan van plotselinge overgangen van de convectieve activiteit bevestigen, zijn de huidige waarnemingen van de oceaancirculatie nog niet voldoende om een sluitend antwoord te geven. Ook zijn de modellen nog niet realistisch genoeg. De zeer complexe interactie tussen oceaan, atmosfeer en zeeijs (die nodig is om de stabiliteit van het convectieve proces te bepalen) is nog maar sterk vereenvoudigd aanwezig in de huidige modellen. Ook hebben de meeste gekoppelde modellen sterke zogenaamde "flux-correcties" nodig om met name het model in de polaire gebieden in het spoor te houden. Het bestaan in ons model van de meervoudige convectieve evenwichten berust in essentie op de sterke afhankelijkheid van de warmteflux van de convectieve activiteit (terwijl de zoetwaterflux langzamer reageert). In het convectieve



Figuur 4. Convection in een oceaan model. Het convectieve gebied wordt gearceerd weergegeven. Linksboven wordt de beginttoestand getoond, met buiten het convectieve gebied ook het gebied waarin er volgens de analyse wel convection mogelijk is (het potentieel convectieve gebied). Op locatie (a) in het potentieel convectieve gebied wordt een verstoring aangebracht, die zich in een paar jaar tijd sterk uitbreidt.

evenwicht wordt er veel warmte uit
tepte van de oceaan naar het opper-
gemengd, en wordt deze warmte
volgens afgestaan aan de atmosfeer.
warmteflux die met dit proces
heid gaat is zeer groot: een paar
erd Watt per vierkante meter. In het
convectieve evenwicht is de warmte-
ten orde kleiner. Dit verschil vormt
de essentie van het bestaan van de
meervoudige convectieve evenwichten in
modelstudie. Convector vindt voor-
lijk in de winter plaats. In de winter
omt er over het algemeen zeer koude
(die van de continenten afkomstig
er de noordelijke, polaire oceaan. In
situatie zal er - ongeacht of er wel of

geen convector optreedt - een grote
warmte-afgifte van de open oceaan aan de
atmosfeer plaatsvinden. De convectieve
activiteit heeft in deze situatie maar een
kleine invloed op de warmteflux. Deze
situatie is precies omgekeerd als in ons
model, en leidt ook tot een totaal andere
gevoeligheid van het convectieve proces.
Geen meervoudige evenwichten dus? Ik
denk het niet. Er is één extra factor die de
zaak - vanuit mijn standpunt gezien - lijkt
te redden: zeeijs is zeer sterk gecorreleerd
met convector en heeft een zeer grote
invloed op de warmteflux. Wanneer er
geen convector is, koelt de zeer koude
polaire atmosfeer de oceaan af tot er zee-
ijs ontstaat; daarna wordt de warmteflux

zeer sterk gereduceerd. Wanneer er echter
convector optreedt, houdt de opwaartse
warmteflux het oppervlak ijsvrij, en zal de
warmteflux in de winter zeer groot blijven.
Dit geeft dus de juiste afhankelijkheid van
de warmteflux voor het bestaan van
meervoudige convectieve evenwichten.
Meervoudige evenwichten kunnen dus
bestaan, maar moeten wel gerelateerd zijn
aan zeeijs. En laat dat nu juist
overeenstemmen met de huidige
paleoklimatologische data, die een veel
grotere instabiliteit laten zien gedurende
het laatste glaciaal (met veel zeeijs) dan
gedurende het huidige interglaciaal.