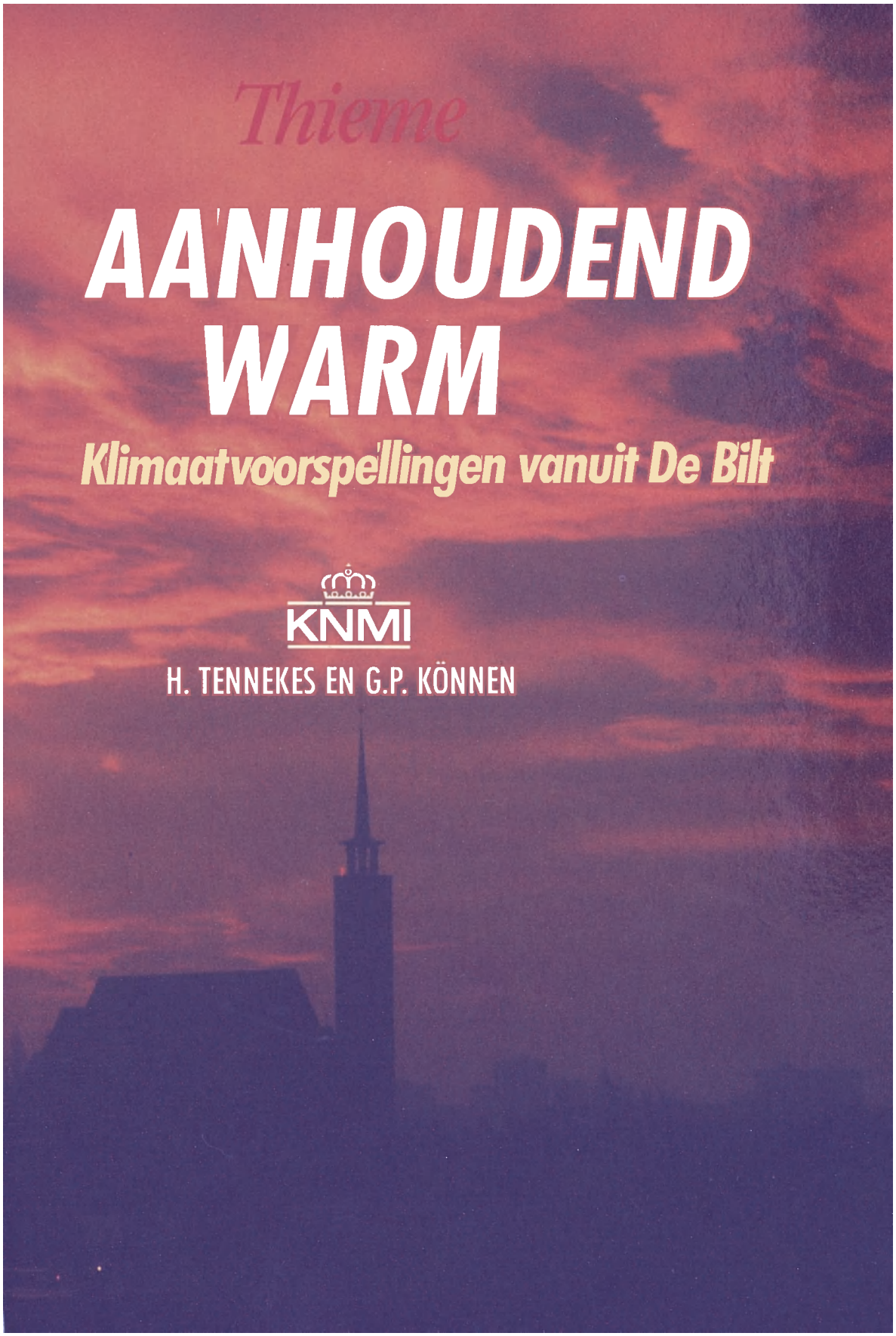


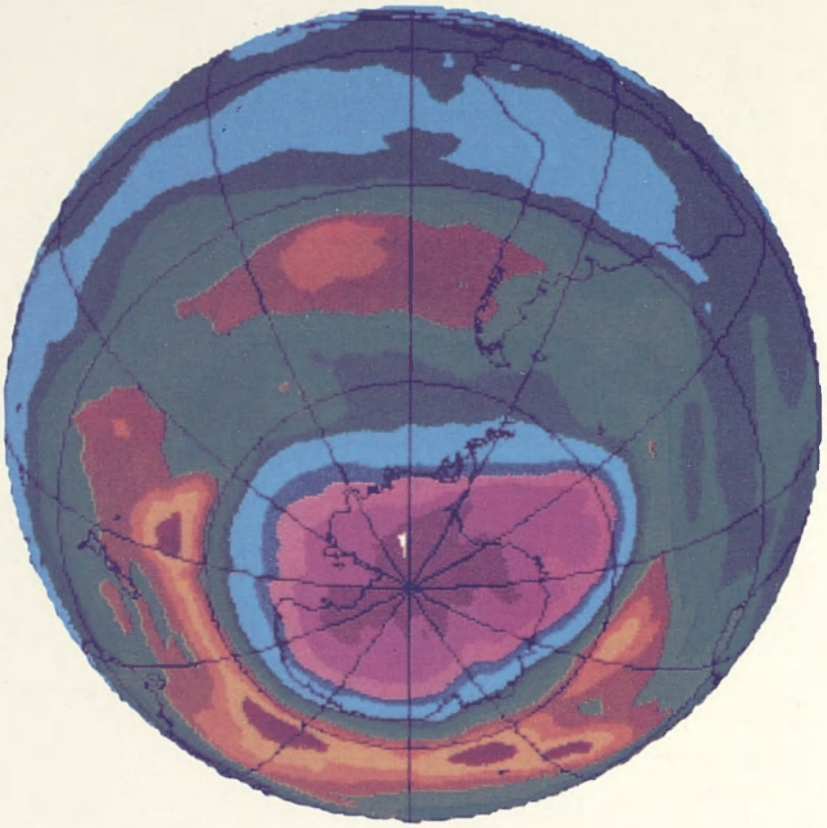
Thieme

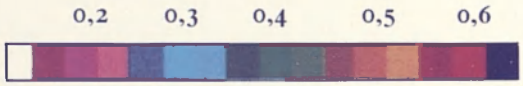
AANHOUDEND WARM

Klimaatvoorspellingen vanuit De Bilt

KNMI

H. TENNEKES EN G.P. KÖNNEN





Het Ozongat (hoofdstuk 2) van oktober 1987. De ozonhoeveelheid is aangegeven in kleur uitgedrukt in miljoensten van de totale hoeveelheid lucht van onder tot boven in de atmosfeer.

AANHOUDEND WARM

Klimaatvoorspellingen vanuit De Bilt

KNMI

H. TENNEKES EN G.P. KÖNNEN

Thieme
BAARN

Omslagontwerp: H. Britsemmer
Illustraties: Studio KNMI
Technische realisatie: M.H. Kaltofen
Eindredactie: R.F. van Amerongen
Uitgever: H.J. Schuurmans

Foto's:
Omslag: G.J. Heinen
Voorin: NASA
blz. 10: G.J. Heinen
blz. 14: WMO-KNMI
blz. 34: G.P. Können
blz. 46: KNMI
blz. 60: Aerocamera
blz. 63: NASA
blz. 68: ANP
blz. 78: KNMI
blz. 85: Venera 9 (boven) en 10 (onder)
blz. 104: ESA
blz. 114: KNMI
blz. 116: T. Dijkhuizen

CIP-GEGEVENS KONINKLIJKE BIBLIOTHEEK, DEN HAAG

Tennekes, H.
Aanhoudend warm : klimaatvoorspellingen vanuit De Bilt /
H. Tennekes, G.P. Können, – Baarn : Thieme. – Ill.
Met reg.
ISBN 90-5210-081-0 geb.
SISO 556 UDC 551.58
Trefw.: klimatologie.

© MCMXC BV Uitgeversmaatschappij Tirion, Baarn

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze dan ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van de uitgever.

No part of this book may be reproduced in any form, by print, photoprint, microfilm or any other means, without written permission from te publisher.

'Astronauten, die de aardbol vanuit het heelal bekeken, werden getroffen door zijn kwetsbaarheid. Een hele dunne dampkring vormt de waarborg voor het voortbestaan van het leven. Hoe we ook vanuit onze levensovertuiging en kennis tegen de ontstaansgeschiedenis van de aarde aankijken - of wij vooral onder de indruk zijn van de miljoenen jaren die het vergde eer de voorwaarde voor menselijk leven was vervuld, ofwel de aarde in de eerste plaats willen ervaren als Gods schepping - wij moeten erkennen, dat we leven op een kleine bol, nauwelijks beschermd tegen het omringende vijandige heelal.
Nu zijn wij mensen zelf ook een bedreiging voor onze planeet geworden. Wie de sluipende milieuvervuiling en -verwoesting niet langer wil verdringen, wordt overmand door vertwijfeling. Toch behoeft dit niet te leiden tot ontmoediging. We moeten elkaar geen angst aanpraten. Wij mensen zijn niet geschapen voor het passief aanvaarden van "ons lot". God gaf ons het vermogen te onderscheiden tussen goed en kwaad en verantwoordelijkheid te dragen. Zo zijn er naast elk eigenbelang, zelfzucht en machtsdrang ook het geweten, het geloof en de morele overtuiging als drijfveren en toetsen op onze levensweg. Bemoedigend is dat mensen en volken elkaar en zichzelf thans allerwegen tot de orde roepen. Deze wereld van wederkerige afhankelijkheid dwingt ons tot verantwoordelijk gedrag.'

Uit de Kersttoespraak van H.M. de Koningin, 25 december 1988.

Inhoud

Voorwoord 9
(H. Tennekes)

Inleiding 11
De biosferische atmosfeer
(A.P. van Ulden)

1 Zeespiegelstijging 15
(A. Kattenberg)

Zeespiegelstijging nu
Oorzaken van zeespiegelstijging
De toekomst van de zeespiegel
Gevolgen van zeespiegelstijging

2 Ozon en het Ozongat 35
(H. Kelder)

Ozon in de atmosfeer
Het Ozongat boven de Zuidpool
Waar komt het Ozongat vandaan?
Gevolgen van ozonafname

3 Ons permanent veranderend klimaat 47
(G.P. Können)

Klimaat in het verleden
Weer in zich wijzigend klimaat

4 Kwetsbaarheid van samenlevingen 61
(G.P. Können)

Landbouw en bossen
Zoetwater en permafrost
Oceanen en klimaatversterking
Gevolgen van afkoeling

5 Begrijpen en voorspellen 69
(C.J.E. Schuurmans)

Begrijpen van de temperatuur
Enkele klimaatpuzzels
Half begrepen verschijnselen
Onopgeloste raadsels en vermeende verschijnselen
Voorspellen door begrip?

6 Klimaat voorspellen met computermodellen 79
(A.P.M. Baede en A. Kattenberg)

Natuurkunde van het klimaat
Terugkoppelingen
Het broeikaseffect
Klimaatmodelleren
Voorspellingen van het broeikaseffect
Toekomst van klimaatmodellen

7 Het bewaken van onze Aarde 105
(A.G.M. Driedonks)

Het perspectief
Het bewaakte wereldklimaat
De Wereldklimatologische Dienst
Bestaat er zo'n Wereldklimatologische Dienst?

Nawoord 115
Keerpunten in het wereldsysteem
(H. Tennekes)

Aanbevolen literatuur 117

Figuurverantwoording 119

De auteurs 121

Register 123

Voorwoord

Het KNMI wil met dit boek een bijdrage leveren aan de discussie over de mondiale klimaatproblematiek. Wereldwijd is het besef doorgedrongen dat het klimaat op Aarde door menselijk toedoen kan wijzigen. De ongerustheid over de mogelijke gevolgen daarvan heeft al vele overheden tot het nemen van maatregelen gemotiveerd. Bij veel mensen dreigt daarbij onbewust het beeld te ontstaan dat het klimaat reageert als een centrale verwarming op de thermostaat: even draaien aan de knop, en een nieuwe evenwichtstoestand stelt zich in.

Die gedachte is echter een gevaarlijke oversimplificatie. Het is maar zeer de vraag of het klimaat zich herstelt als wij maatregelen treffen om de oorzaken van de verstoring weg te nemen of in te dammen. Het klimaat is een uiterst complex systeem; het is voortdurend aan allerlei veranderingen onderhevig, ook aan veranderingen die geen aanwijsbare oorzaak hebben. Wel blijven klimaatschommelingen altijd binnen zekere grenzen, maar die grenzen zijn veel ruimer dan wij meestal veronderstellen. De wankelbare evenwichtstoestand waarin het huidige klimaat zich bevindt, wordt in stand gehouden door subtiele wisselwerkingen tussen oceaan, atmosfeer en biosfeer. Elke verandering in die processen, hoe onbeduidend op zichzelf ook, kan tot een klimaatverandering leiden. Juist omdat we de atmosferische samenstelling aan ongekend snelle veranderingen onderwerpen, dienen we terdege te beseffen dat we het klimaat niet in onze hand hebben.

In dit licht gezien hoeft het geen verbazing te wekken dat het KNMI meent dat de discussie over de klimaatproblematiek verbreed moet worden. De vraag die op korte termijn speelt is hoe de 'thermostaat' geregeld moet worden om te voorkomen dat het te warm wordt. Die vraag kan ondubbelzinnig beantwoord worden: ook als de wetenschap nog geen definitieve uitspraak kan doen, mogen wij onze verantwoordelijkheid voor onomkeerbare en mogelijk desastreuze veranderingen in de samenstelling van de atmosfeer niet ontlopen. Daarnaast is het echter van doorslaggevend belang dat het besef doordringt dat we niet met een machine te maken hebben, maar met een systeem dat op zijn eigen manier even eigenzinnig, onvoorspelbaar en complex is als wijzelf. Bij onze pogingen te leren hoe we op een verantwoorde manier kunnen omgaan met de planeet die ons in leven houdt, moet dat besef centraal staan.

H. Tennekes

Inleiding
De biosferische atmosfeer

A.P. Van Ulden

Dit boek gaat over klimaat en dus over de atmosfeer: de gasvormige schil rond onze planeet. Het is een nietige schil van slechts enkele tientallen kilometers dik en zijn totale massa is maar een miljoenste van die van de Aarde. De zware Aarde zorgt voor zwaartekracht die juist voldoende is om de vluchtige atmosfeer vast te houden.

Het dunne laagje atmosfeer is voor ons van levensbelang. Zijn scheikundige samenstelling is bovendien perfect. Zuurstof is in ruime mate aanwezig en water - al dan niet in dampvorm - vormt een tweede noodzakelijk bestanddeel. Stikstof, nodig bij de opbouw van levende organismen, is het hoofdbestanddeel van de atmosfeer. Het bepaalt tevens onze atmosferische luchtdruk en zorgt daarmee voor een chemisch inert middel voor het vervoer van warmte en van het vocht uit de verdampende oceaan. De hoge luchtdruk houdt de windsnelheid in toom en draagt zo bij tot de leefbaarheid.

Naast deze gassen zijn er kleine concentraties van andere moleculen te vinden, zoals ozon en koolzuur. Ze zijn echter van grote betekenis. Ozon houdt de kortgolvige ultraviolette straling van de zon tegen, die scheikundige verbindingen van organismen vernietigt. Zonder ozon zouden de continenten vrijwel onleefbaar zijn. Koolzuur houdt de zonnewarmte vast; zonder dit gas zou de temperatuur op Aarde dertig graden lager zijn dan nu. Leven in zijn huidige vorm zou zonder deze 'sporegassen' onmogelijk zijn. De balans is vrijwel perfect en het lijkt of de atmosfeer speciaal voor ons geschapen is. Dit is echter niet zo: leven en atmosfeer horen op onze planeet onverbrekelijk bij elkaar en beïnvloeden elkaar. Een organisme neemt stoffen op en scheidt andere uit - zijn aanwezigheid zorgt per definitie voor verandering.

In dit boek spreken we over koolzuurgas. Andere benamingen zijn kooldioxide en CO_2

De geschiedenis van het leven en de atmosfeer is getekend door deze wisselwerking. Twee miljard jaar geleden waren de omstandigheden gunstig om leven van een bepaald type te ontwikkelen en dit ontstond in de oceaan, eerst als bacteriën, later als algen en planten. De toenmalige atmosfeer en dus ook de oceaan bevatte vrijwel geen zuurstof en was voor de huidige levensvormen giftig. De organismen - een gevolg van de chemische samenstelling

- scheidden een stof af die voor henzelf giftig was. Eerst op geringe schaal, maar met het toenemen van het aantal organismen hoopte de stof zich steeds meer in de oceaan en atmosfeer op. Een milieuramp van ongekende omvang was uiteindelijk het gevolg doordat de omgeving door de nieuwe stof voor de organismen onleefbaar werd en ze derhalve door eigen toedoen gedoemd waren te verdwijnen. De giftige stof die hun fataal werd was zuurstof.
Eén miljard jaar geleden was het zuurstofgehalte van de atmosfeer nog maar één procent, maar vervolgens trad er een versterkend effect op in de zuurstofvorming. Hoog in de atmosfeer ontstond uit zuurstof een nieuw gas, ozon (O_3). Dit molecuul hield de ultraviolette straling van de zon tegen, zodat ook de continenten leefbaar werden. Daar konden zich planten ontwikkelen die voor meer zuurstof, meer ozon en dus nog leefbaarder omstandigheden zorgden. De plantengroei nam explosief toe en daarmee het zuurstof- en ozongehalte. De wijziging in chemische samenstelling die zo bescheiden begonnen was, had een enorme omvang aangenomen en de 'giftige' atmosfeer was definitief. Maar in het kielzog hiervan ontstonden andere levensvormen, en uiteindelijk de mens.

Een chemische milieuramp van bovengenoemde omvang heeft zich niet meer voorgedaan en de samenstelling van de atmosfeer is de afgelopen 500 miljoen jaar ongeveer hetzelfde gebleven. Daarbij heeft zich een klimaat gevormd dat soms lange tijd onveranderd bleef. In dat klimaat konden hoog aangepaste levensvormen maximaal gedijen en breidden zich ongelimiteerd uit. Maar de basis van een stabiel klimaat is wankel, want het wordt in stand gehouden door subtiele processen in atmosfeer en oceaan die gemakkelijk worden verstoord. Van tijd tot tijd gebeurde dat met als gevolg het uitsterven van een massaal aanwezige soort - bijvoorbeeld de dinosauriërs en de trilobieten. Andere soorten verderop in de voedselketen volgden en een ware kettingreactie vond dan plaats. Soms was er misschien een aanleiding tot de klimaatwijziging (een meteorietinslag en een daarop volgende 'nucleaire winter', bijvoorbeeld) maar in andere gevallen gebeurde het mogelijk spontaan. Na de biologische ramp kreeg een andere soort de kans zich te vermeerderen en bezit van de Aarde te nemen.

De toename van het aantal mensen vond pas plaats na de ijstijd en is vooral in de laatste honderd jaar explosief geworden. De atmosferische samenstelling en het klimaat waren er gunstig voor en voorts de toenemende mogelijkheid ons tegen vijandig weer te wapenen. Zoals iedere soort scheidt ook de mens nieuwe stoffen af die zijn expansie kunnen beperken. Op plaatsen waar de grens van onleefbaarheid wordt bereikt stopt de groei. Dit punt bepaalde altijd al de omvang van de grootste steden: het milieuprobleem

stamt niet van vandaag. Als het wordt bestreden groeien de steden weer door tot ze opnieuw balanceren op de grens van onleefbaarheid. Maar de mens, anders dan zijn voorgangers, produceert niet alleen stoffen via zijn biologische processen, maar vooral ook door verbranding van fossiele brandstoffen en door de chemische industrie. Hoewel de totale massa van de mensheid nog geen tienmiljoenste is van die van de atmosfeer, is de verandering die wij veroorzaken groter dan die van alle diersoorten te zamen. De Aarde is voor ons eindig geworden.

Op dit moment is de balans atmosfeer-leven vrijwel perfect en is de mens uitgezwermd naar alle uithoeken van de Aarde. Maar de massaliteit van de mensheid en de steeds stijgende industriële- en energieproduktie veranderen de samenstelling van de atmosfeer. Dit kan leiden tot klimaatveranderingen die zich voltrekken in hetzelfde tempo. Het simpele feit van onze aanwezigheid maakt onze levensomstandigheden moeilijker. Atmosfeer en leven hangen samen en veranderingen kunnen zichzelf versterken. Als de Aarde echt onleefbaar voor de mens wordt, krijgt een andere soort weer een kans.

Dit perspectief is nog ver weg, maar de dreiging van klimaatveranderingen niet. Wij weten *niet* hoe atmosfeer en biosfeer elkaar beinvloeden en wat voor onomkeerbare processen wij in gang kunnen zetten. We weten *wel* dat de quasi-evenwichtsituatie waarin het klimaatsysteem zich bevindt subtiel in elkaar zit en gevoelig is voor verstoring. Daar gaat dit boek over.

1 Zeespiegelstijging

A. Kattenberg

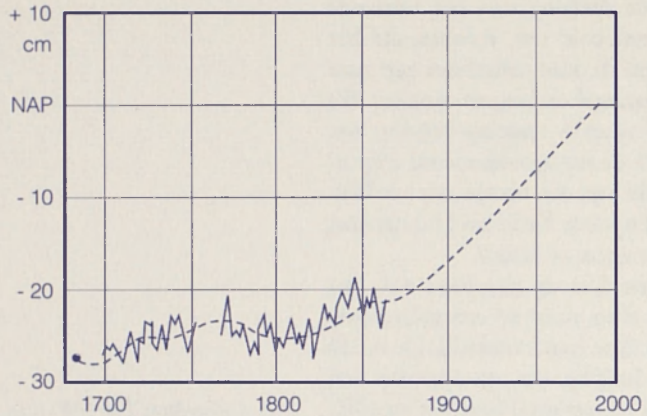
De zeespiegel stijgt! Stormvloed en springvloed: wij zijn in Nederland maar al te vertrouwd met de dreiging van het wassende water. Eb en vloed duren maar een paar uur, stormen die het water flink kunnen opstuwen tegen de kust misschien een paar dagen, maar hoe zit het met de zeespiegel op langere termijn? We hebben allemaal gehoord van versnelde zeespiegelstijging ten gevolge van het broeikaseffect. Gaat de zee spoedig meters stijgen? Kan de Amerikaanse president straks met een bootje van het Witte Huis naar het Pentagon varen? En komt Nederland binnenkort tot de Utrechtse Heuvelrug onder water te staan?
Nee, zo erg is het niet, maar stijgen doet de zeespiegel wel. Dat was de afgelopen paar eeuwen ook al zo, maar bij een geforceerde verwarming van het klimaat wordt deze trend versneld. De huidige schattingen geven een zeespiegelstijging aan van ongeveer een halve meter over honderd jaar. Een precies getal is echter moeilijk te geven. Dit komt niet alleen door de onzekerheid in de klimaatvoorspelling, maar vooral omdat de stijging door verschillende processen veroorzaakt wordt. In dit hoofdstuk gaan wij nader op dit vraagstuk in.

Zeespiegelstijging nu

Als je leeft in de 'lage landen bij de zee', steeds bedreigd door overstromingen en met een economie die voor een belangrijk deel van de scheepvaart afhangt, dan wil je weten waar je met de zee aan toe bent en vooral ook wat de zeespiegel vroeger heeft gedaan. De langste meetreeks van het zeeniveau waarover we (in de hele wereld) beschikken, werd in 1700 in Amsterdam gestart door Johan Hudde, die tijdens een algehele vernieuwing van de Amsterdamse zeewering een standaard instelde die al spoedig 'Amsterdams Peil' ging heten (eerdere metingen gaan nog terug tot 1682). De reeks is voortgezet tot 1932, het moment waarop Amsterdam door afsluiting van het IJsselmeer niet langer een getijdehaven was. De waarnemingen van 1750-1765 zijn helaas weggegooid door een toenmalig 'hoofd van de studiedienst Amsterdam', die vond dat zijn voorganger er een knoeiboel van had gemaakt.
Het is niet eenvoudig om van een serie oude waarnemingen een

Het Amsterdams Peil (AP) was oorspronkelijk het vastgestelde peil voor de stadsgrachten in Amsterdam en kwam destijds overeen met de gemiddelde hoogte van vloed in het IJ. Dit peil werd door Cornelius Krayenhoff als referentie gekozen voor de metingen van de bodemhoogte die hij in 1802-1811 in Nederland uitvoerde. In 1875-1885 werden de metingen overgedaan door L. Cohen Stuart die de hoogte van het referentievlak in Nederland met veel grotere nauwkeurigheid wist te bepalen. Om verwarring te voorkomen met metingen ten opzichte van de eerdere bepaling van dit vlak, werd het peil omgedoopt tot Normaal Amsterdams Peil (NAP). Onder het plaveisel van de Dam in Amsterdam bevindt zich een merkteken op een heipaal waaraan de hoogte van het NAP is gerelateerd.

goede reeks te maken, want er zijn veel onzekerheden zoals verandering van meetplaats, verandering van meeteenheid en van meetmethode. J. van Veen heeft in 1945 de reeks gedeeltelijk gecorrigeerd, zodat wij er nu enkele conclusies uit kunnen halen. Deze verbeterde historische reeks, aangevuld met recentere gegevens, is afgebeeld in figuur 1. Ze laat zien dat de zee in de twee vorige eeuwen ook al steeg, maar minder dan nu. Rond 1800 was bij Amsterdam de zeespiegelstijging hoogstens 1,5 cm/eeuw en omstreeks 1920 ongeveer 17 cm/eeuw.

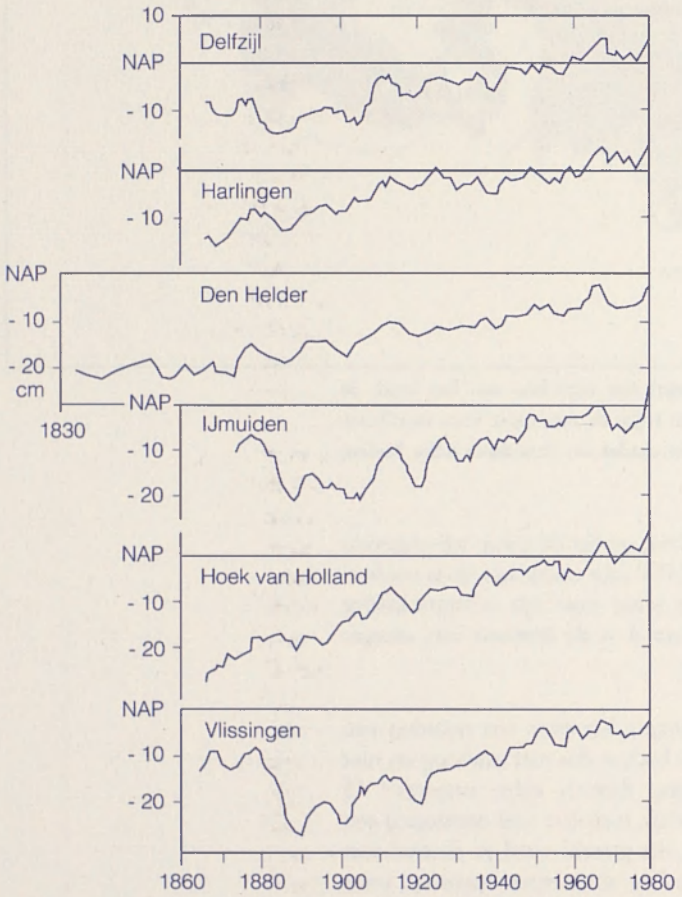


Figuur 1. De historische meetreeks van de zeewaterstand bij Amsterdam. De gestippelde lijn is een lopend gemiddelde, aangevuld met gegevens van andere getijdehavens.

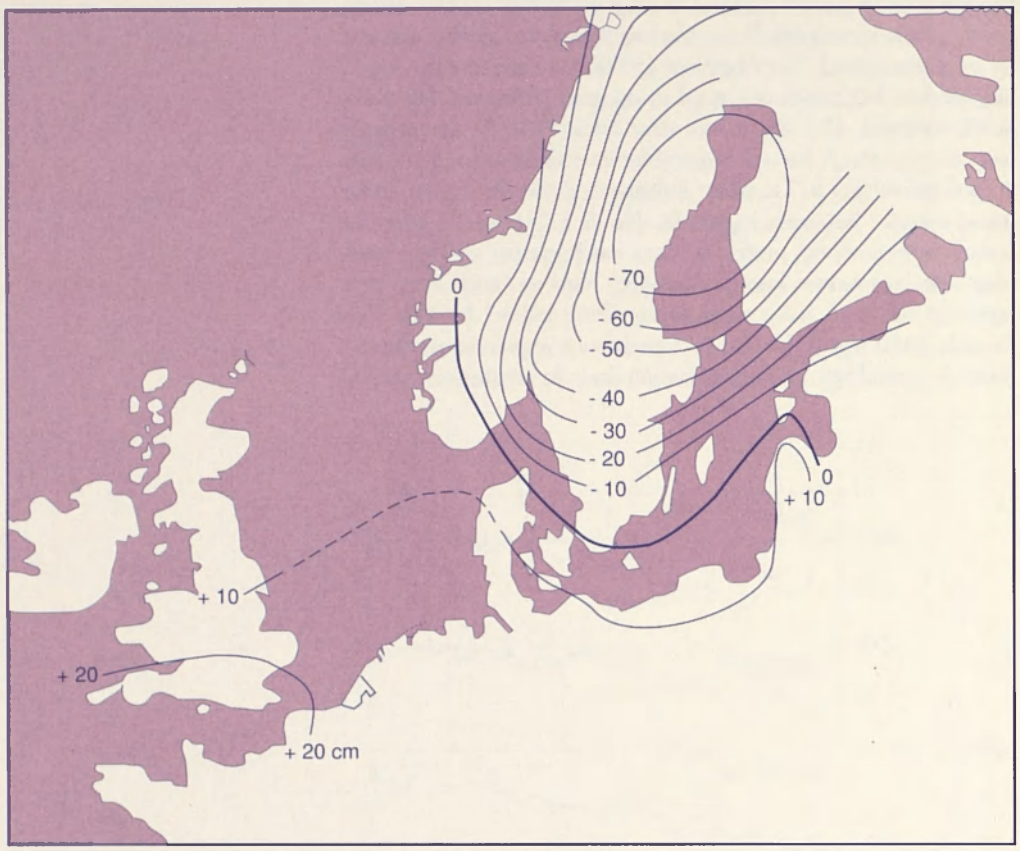
Dit resultaat is wel instructief, maar om meer te kunnen zeggen zijn veel nauwkeuriger reeksen nodig. Deze bestaan pas de laatste honderd jaar. In figuur 2 worden er een paar getoond. Er is van alles te zien aan deze meetseries: het water stijgt bijvoorbeeld sneller bij de zuidelijke stations dan bij de noordelijke stations (dat scheelt ongeveer 7 cm/eeuw) en ook dat er schommelingen in zitten. Soms lopen die gelijk op in verschillende stations, soms ook niet. Naast dat soort details, waar we hier niet verder op in kunnen gaan, is het duidelijk dat er een algehele stijging van de zeespiegel bij Nederland gaande is. Gemiddeld is deze stijging op het ogenblik ongeveer 18 a 20 cm/eeuw.

Een deel van deze zeespiegelstijging is *schijnbaar* en heeft niets met het klimaat te maken: ongeveer 5 cm/eeuw van de zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust komt doordat Nederland langzaam naar beneden zakt. In figuur 3 is van Noord-Europa aangegeven hoe de zee stijgt ten opzichte van het land. We zien dat in Zuid-Nederland de zee ongeveer 19 cm/per eeuw stijgt en in Noord-Nederland ± 17 cm/eeuw, maar bij Zweden is de zee juist fors aan het dalen. Blijkbaar voert de aardkorst een soort kantelende

beweging uit, waarbij Scandinavië stijgt en de lage landen omlaag zakken. Deze kantelende beweging van Noord-Europa is begonnen na de vorige ijstijd. Tot ongeveer 15.000 jaar geleden lag er een uitgestrekte, kilometers dikke ijskap op grote delen van het noordelijk halfrond. Die ijskap had daar circa 100.000 jaar gelegen toen ze 'plotseling', dat wil zeggen binnen enkele duizenden jaren, vrijwel geheel smolt. De zware ijsmassa had met haar gewicht de grond eronder langzaam ingedrukt. Nu de ijskap weg is komt de bodem weer omhoog, omdat de vaste aardkorst per slot van rekening maar tot enkele kilometers diepte hard en 'koel' is en zich bovenop een hete, vaste maar vervormbare mantel bevindt. Tijdens de ijstijd was de bodem in Scandinavië ingedrukt en die net naast de ijsrand wat omhoog gekomen door de mantelvervorming.



Figuur 2. Zeewaterniveau bij verschillende kuststations.



Figuur 3. Stijging van de zeespiegel ten opzichte van het land, in cm/eeuw. Gezien vanaf onze bodem stijgt de zee, maar voor een Scandinaviër daalt zij. Dit laatste komt omdat de Scandinavische bodem omhoog gaat.

Dit laatste gebeurde in onze streken, omdat de ijskap tot ongeveer Noord-Nederland reikte. Nu, 12.000 jaar nadat het ijs is verdwenen, veert de grond nog steeds terug naar zijn oorspronkelijke hoogte. In het patroon van figuur 3 is de ijsmassa van vroeger haast nog te zien.

Het kantelpunt van de bodemstijging ligt even ten noorden van Nederland. Op die plaats gaat de bodem dus niet omhoog en niet omlaag en de zeespiegelbeweging daar is echt: ongeveer 15 cm/eeuw. Zo hebben wij uiteindelijk toch (na veel omwegen) een antwoord gekregen op de vraag, die gesteld werd in de titel van deze paragraaf. Maar wij zien ook hoe wij moeten oppassen, want als de metingen niet op de juiste manier worden geïnterpreteerd en gecorrigeerd, komen wij gemakkelijk verkeerd uit.

Om tot meer precieze conclusies te komen, is een zorgvuldige analyse uitgevoerd van de waterstand bij kuststations over de hele wereld. Dit is gedaan door T. Barnett, een Amerikaanse oceaanonderzoeker. Hij verzamelde gegevens van 1903 tot 1975 en vond een zeespiegelstijging van 15 cm/eeuw. Dit klopt dus goed met de waarde die wij vonden. Barnett heeft ook onderzocht of de zeespiegel in deze eeuw trager of sneller is gaan stijgen, maar kon daar geen aanwijzingen voor vinden.

Al in de 18e eeuw, in 1738, signaleerde de Nederlandse waterbouwkundige Nicolaas Simon Kruik (beter bekend als Cruquius), een stijging van de gemiddelde zeespiegel in onze streken. Hij constateerde overigens een veel te hoge waarde van 40 cm/eeuw.

Tenslotte kunnen we ons afvragen wat er de laatste duizend jaar met de zeespiegel is gebeurd. Het klimaat heeft in die periode temperatuurschommelingen van een paar graden gekend: rond 800 was het warmer dan nu, en van ongeveer de 13e tot de 18e eeuw (de Kleine IJstijd) was het wat kouder. Men kan verwachten dat dit is terug te vinden in het zeewaterniveau. Inderdaad zijn er aanwijzingen dat de wereldzee rond het jaar 1000 ongeveer een halve meter hoger stond dan nu. Aan onze kusten wordt dit wereldwijde verschil in zeespiegelniveau versluierd, omdat onze bodem de afgelopen duizend jaar ongeveer een halve meter is gezakt. Het aflopen van de Kleine IJstijd vinden wij echter wel terug in de metingen, want figuur 1 laat zien dat de zeespiegel sinds de vorige eeuw inderdaad versneld is gestegen.

Oorzaken van zeespiegelstijging

Waardoor wordt de zeespiegel eigenlijk beïnvloed en waardoor kan de zee gaan stijgen? Wanneer we daar over nadenken, hebben wij de keus uit drie mogelijkheden:

1. De inhoud van de bassins met oceaanwater wordt kleiner.
2. Het oceaanwater zelf zet uit.
3. De hoeveelheid water vermeerdert.

Op een tijdschaal van eeuwen kunnen wij de eerstgenoemde mogelijkheid gevoegelijk uitsluiten. De oceaanbekkens veranderen wel van grootte, maar dat gebeurt heel langzaam. Oorzaak hiervan is de verschuiving van de continenten over de aardbol. Het duurt miljoenen jaren voor wij daar iets van merken, veel te lang om ons daar nu zorgen over te maken.
De tweede oorzaak, het uitzetten van oceaanwater, is wel van belang. Als al het oceaanwater, dus ook diep in de oceaan, twee graden warmer zou worden dan zou de zeespiegel door de uitzetting van dat water met ruim een meter stijgen.
De derde oorzaak blijkt echter van de grootste betekenis: er komt steeds meer water bij in de oceanen. Maar waar komt al dat extra water vandaan? Zelfs als we alle stuwmeren, spaarbekkens, watertorens en andere kunstmatige watervoorraden van de mens in zee

zouden laten lopen zou de zeespiegel slechts anderhalve centimeter stijgen. Ook de wolken en de waterdamp in de atmosfeer kunnen geen belangrijke stijging veroorzaken: als al het water in de atmosfeer in één keer in de oceanen zou terechtkomen zouden deze maar twee a drie centimeter stijgen.

Verreweg het meeste water dat op deze wereld nog niet in de oceanen zit, is ijs. Als al het landijs in gletsjers en in de ijskappen op Groenland en Antarctica (uitgestrekte ijsmassa's die kilometers dik zijn) zou smelten, dan zou de zeespiegel meer dan 70 meter stijgen. Als we even aannemen dat de 15 cm zeespiegelstijging van de afgelopen eeuw geheel door afsmelting is veroorzaakt, wil dit zeggen dat er tweeduizendste deel van de ijskappen verdwenen is.

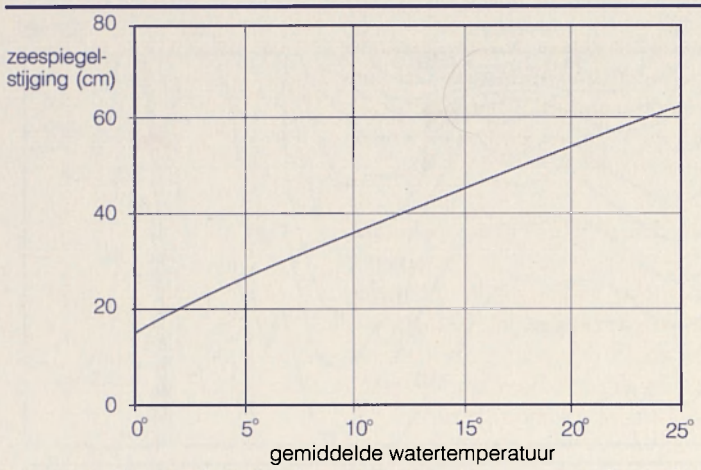
Behalve landijs is er ook zeeijs, bevroren zeewater dat in de poolgebieden op de oceanen drijft. Als er landijs verdwijnt, dan is het aannemelijk dat hetzelfde gebeurt met het zeeijs. Het smelten van zeeijs heeft echter géén invloed op de hoogte van de zeespiegel. Volgens de natuurwet die Archimedes in zijn badkuip ontdekte, duwt drijvend ijs namelijk net zoveel zeewater omhoog als het zelf weegt. Hierdoor maakt het voor de hoogte van de zeespiegel niets uit of de zee dichtvriest of het zeeijs weer afsmelt. Los daarvan is de hoeveelheid zeeijs minder dan men misschien zou denken, want zelfs bij de Noordpool is de ijslaag maar vier meter dik, dat is bijna duizend keer dunner dan de ijskappen op Groenland en Antarctica.
Kortom, uitzetting van zeewater en afsmelten van landijs zijn de belangrijkste oorzaken van zeespiegelstijging. Wij zullen deze processen hieronder nader bekijken.

Uitzetting van oceaanwater

Net zoals bijvoorbeeld alcohol of kwik in thermometers, zet oceaanwater uit bij verwarming. Hoeveel het uitzet hangt af van de temperatuur die het water al heeft en van de temperatuurstijging. Als voorbeeld zien wij in figuur 4 hoeveel een 1000 meter dikke laag oceaanwater (van een bepaalde temperatuur) uitzet bij 2 graden temperatuurverhoging. We zien dat die bovenste laag bij de evenaar (waarin de gemiddelde temperatuur ongeveer 12 graden is), 40 cm dikker wordt bij 2 graden verwarming. Bij de polen of in de diepzee is de watertemperatuur ruwweg tussen 0 en 3 graden. Daar voegt een verwarming van 2 graden ongeveer 20 cm toe aan een laag van 1000 m dik.

Zuiver water heeft de uitzonderlijke eigenschap dat het bij een temperatuur lager dan 4 graden krimpt bij temperatuurstijging. Bij zeewater is deze karakteristiek afwezig (zie figuur 4).

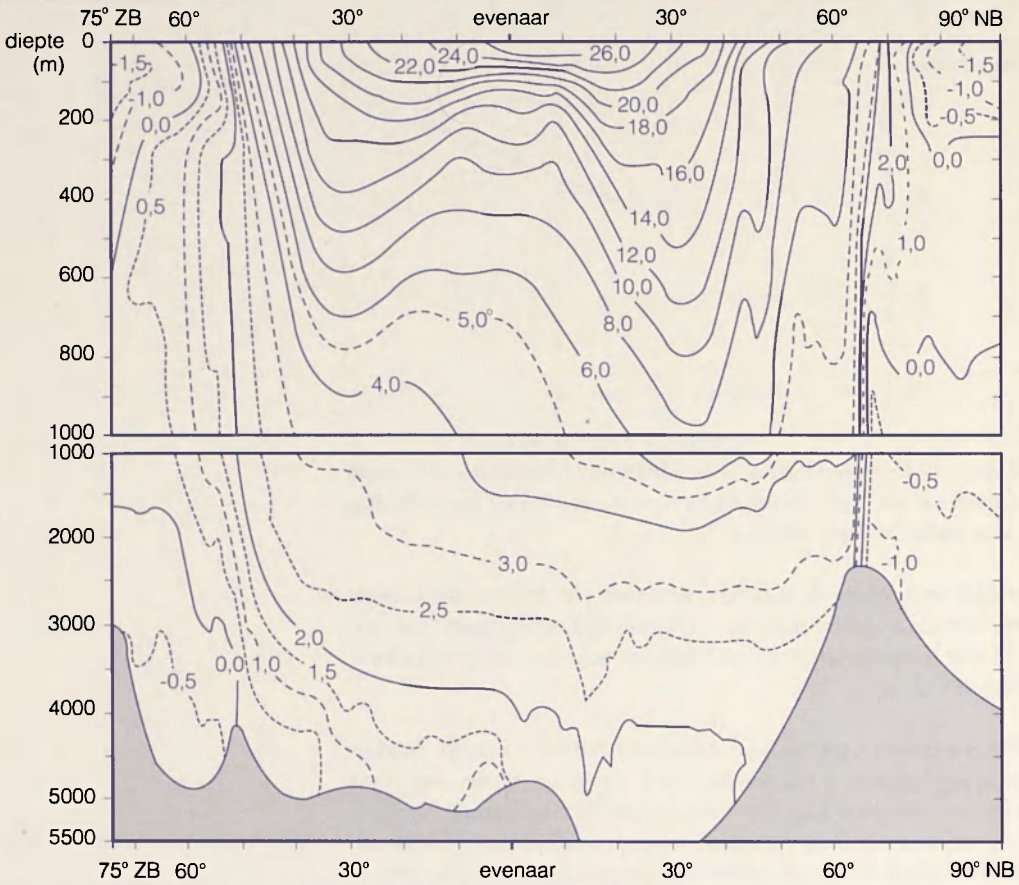
De afgelopen eeuw is de gemiddelde wereldtemperatuur ongeveer 0,5 graad gestegen. Wij weten niet precies hoe snel deze warmte de oceanen binnendringt en op welke diepte deze opwarming nog



Figuur 4. Zeespiegelstijging door uitzetting. Aangegeven is hoeveel centimeter een 1000 meter dikke oceaanlaag omhoog komt als deze twee graden warmer wordt.

merkbaar is. Maar als wij even aannemen dat de bovenste kilometer van de oceanen met deze opwarming is meegegaan, dan zou dit een zeespiegelstijging van ongeveer acht cm ten gevolge hebben gehad.

De werkelijke bijdrage van uitzettend zeewater aan de huidige zeespiegelstijging wordt geschat op 2 tot 10 cm/eeuw; een nogal onzekere uitkomst dus. Om exactere getallen te kunnen noemen, zouden we twee dingen moeten weten, namelijk hoe de temperatuurverdeling in het binnenste van de oceanen is en hoe deze in de laatste eeuw is veranderd. Helaas is hierover nog weinig bekend.
Het lijkt misschien wat vreemd dat oceanografen zoiets schijnbaar simpels als de temperatuurverdeling binnen in de oceaan niet kennen. De reden is dat de oceaan overal stroomt, ook in zijn inwendige, en dat deze stromingen zich voortdurend kunnen verleggen. Ze brengen warm water naar koude plekken en koud water naar warme plekken, waardoor de temperatuur in de oceaan voortdurend verandert, ook op grotere diepten. Kortom, het inwendige van de oceaan heeft net als de atmosfeer een grillig 'weer', kent seizoenen en een veranderend 'klimaat'. In tegenstelling tot de atmosfeer, waarin men regelmatig weerballonnen oplaat en allerlei metingen verricht, worden het 'oceaanweer' en het 'oceaanklimaat' maar heel oppervlakkig en incidenteel bekeken. In figuur 5 zien we een schatting van de gemiddelde temperatuur in de Atlantische Oceaan volgens S. Levitus, een Amerikaans oceanograaf die in 1982 een atlas maakte op basis van bijna alle gegevens van de voorgaande vijftig jaren.



Figuur 5. De temperatuurverdeling in het inwendige van de Atlantische Oceaan, van zuid naar noord. Links is 75° ZB; rechts 90° NB. Het bodemprofiel is geschematiseerd weergegeven in grijs.

Over veranderingen in het oceaanklimaat weten we maar weinig, al hebben wij wel wat aanwijzingen. In het Internationaal Geofysisch jaar (1957/'58) werden namelijk over de hele wereld gecoördineerde metingen van atmosfeer, oceanen en ijsmassa's verricht, waaronder een meting van de temperatuur in de Atlantische Oceaan op verschillende dieptes langs de 24e en langs de 36e breedtegraad. In 1981 werden deze metingen nog eens overgedaan zodat we weten wat er in de tussentijd veranderd is. Het verschil tussen de metingen is in figuur 6 afgebeeld voor 24° NB. We zien dat tussen 1957 en 1981 de temperatuurverdeling in de Atlantische Oceaan duidelijk gewijzigd is. Helaas weten wij niet of deze veranderingen het gevolg zijn van de gewone nukken van het grillige 'oceaanweer', of dat er echt sprake is van een systematische opwarming.

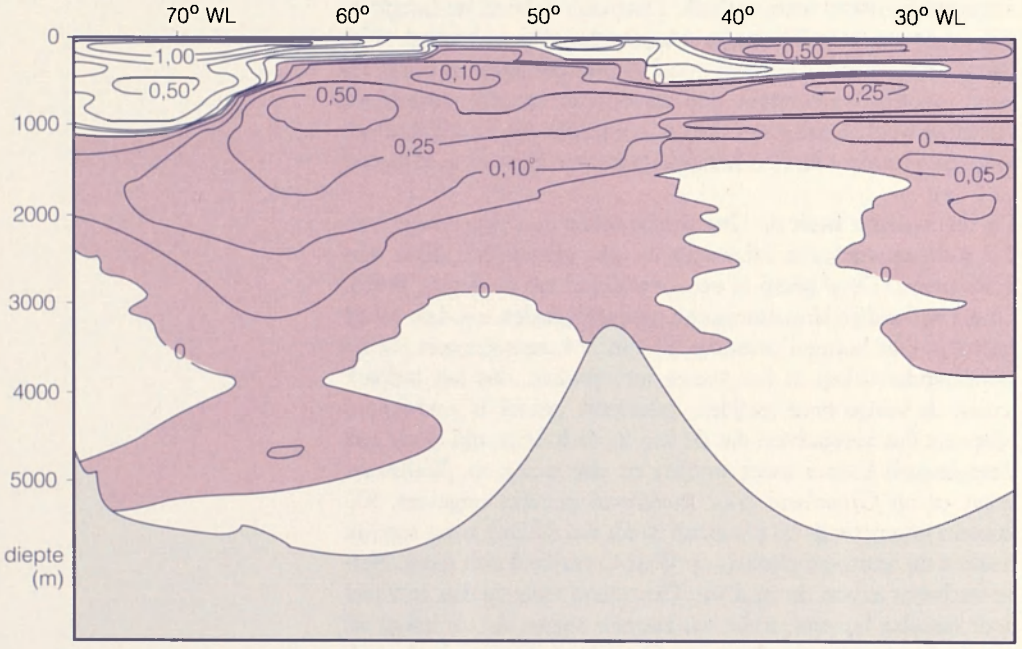
Om aan de onbekendheid met de toestand van en stromingen in de oceanen iets te doen zal er in de jaren negentig een nieuwe internationale meetcampagne, gericht op het klimaat in de oceanen plaatsvinden: het 'World Ocean Circulation Experiment' (WOCE). Het is te hopen dat deze campagne ons een inzicht kan verschaffen over de wijzigingen in de oceaantemperatuur en dus over het uitzetten van oceaanwater.

Smeltend ijs

Landijs is op drie manieren op Aarde opgeslagen, namelijk als gletsjerijs op de bergen, als landijs in het hoge noorden en als landijs op Antarctica. De hoeveelheid ijs die in deze drie reservoirs is opgeslagen en de mate waarin van afsmelting sprake is, verschilt. Het is dus verstandig deze drie ijsreservoirs apart te bekijken.

Gletsjerijs vinden wij over de hele wereld in berggebieden zoals de Alpen en de Himalaya. De hoeveelheid water die erin is opgeslagen is relatief klein: als alle gletsjers zouden smelten stijgt de zee

Figuur 6. Verandering in zeewatertemperatuur tussen 1957 en 1981 langs de 24e breedtegraad. Temperatuurstijging is weergegeven in kleur, daling in wit en het bodemprofiel in grijs.

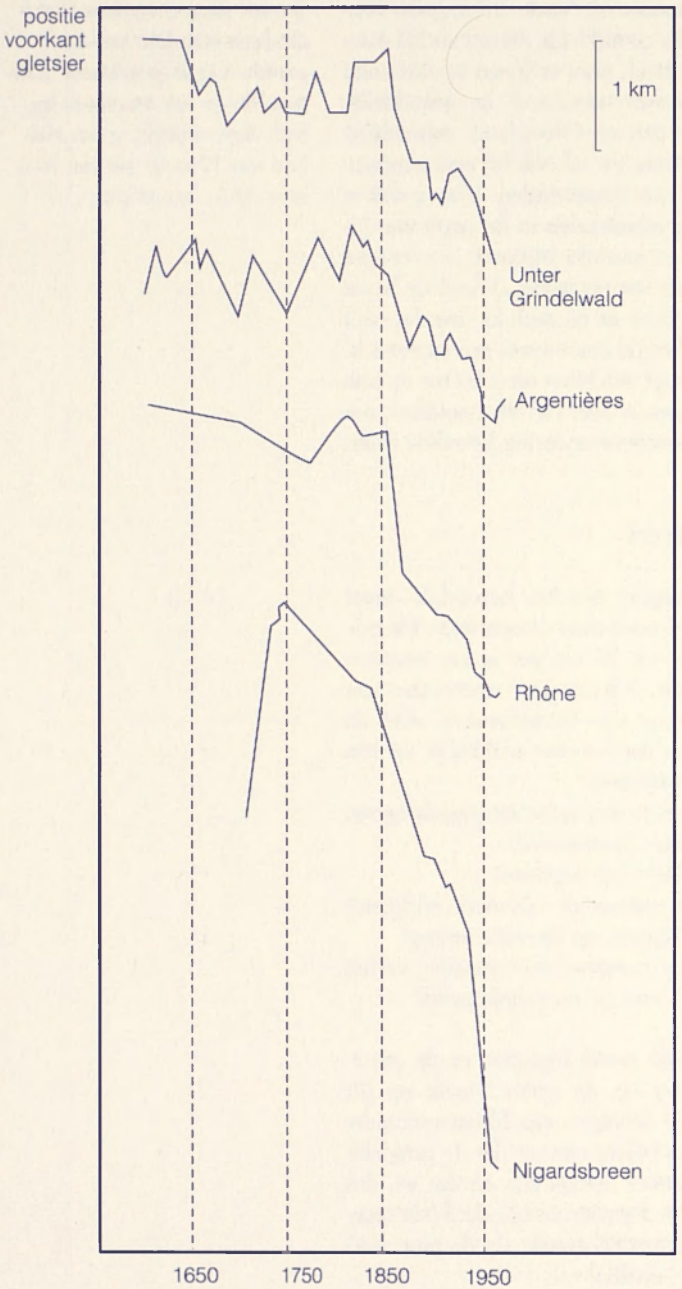


met 30 a 60 cm. Van een aantal gletsjers kennen wij de geschiedenis van de afgelopen eeuwen vrij goed: er zijn schilderijen en beschrijvingen van tientallen tot meer dan tweehonderd jaar geleden, waaruit we kunnen opmaken dat sinds het eind van de vorige eeuw die gletsjers zich in snel tempo terugtrekken (figuur 7). Als wij aannemen dat die trend wereldwijd dezelfde is (dit is niet geheel zeker, maar wordt toch wel erg waarschijnlijk geacht), kunnen we berekenen voor hoeveel zeespiegelstijging dit heeft gezorgd en dan blijkt dat de bijdrage van gletsjersmelting op de zeespiegelstijging op dit moment 3 tot 5 cm per eeuw is.

Waarnemingen vanuit satellieten zijn het aangewezen middel om wereldwijde trends in gletsjergroei of -afbraak op te sporen.

Verreweg het *meeste* landijs vinden wij bij de polen. Zowel Groenland als Antarctica is bedekt met een ijskap van ongeveer 2 km dik, waarin een formidabele hoeveelheid water is opgeslagen. Het meeste bevindt zich op Antarctica en als dit in zee terecht zou komen, zou de zee 65 meter stijgen. Maar ook de hoeveelheid ijs op Groenland is aanzienlijk, want die zou goed kunnen zijn voor een stijging van 7 meter.
Dankzij geologisch onderzoek weten wij dat het ontstaan en vergaan van ijskappen voor enorme fluctuaties in de zeespiegel heeft gezorgd. Zo weten wij dat in de afgelopen ijstijd de zee 120 meter lager was dan nu. In de periode daarvoor, het zogenaamde interglaciaal dat 130.000 jaar geleden plaatsvond, was de temperatuur ongeveer dezelfde als nu, maar stond de zee gemiddeld 5 tot 6 meter hoger, waarschijnlijk doordat de thans bestaande West-antarctische ijskap toen ontbrak. Daarnaast hebben de ijskappen ook voor onverwacht snelle zeespiegelstijgingen gezorgd. Het meest dramatische voorbeeld vond 95.000 jaar geleden plaats en werd mogelijk veroorzaakt doordat de kap op Oost-Antarctica onstabiel werd en voor een deel in zee gleed. Als gevolg daarvan steeg de wereldzee binnen honderd jaar maar liefst 15 a 20 meter!

Op dit moment heeft de *Groenlandse* ijskap een oppervlakte van 1,8 miljoen vierkante kilometer en een gemiddelde dikte van 1700 meter. Deze ijskap is een overblijfsel uit de laatste ijstijd. Onder de huidige klimatologische omstandigheden zou deze ijskap namelijk niet kunnen ontstaan. Er zijn ook aanwijzingen dat de Groenlandse ijskap in het laatste interglaciaal, dus het tijdperk tussen de vorige twee ijstijden, geleidelijk geheel is verdwenen. Men zou dus verwachten dat de kap in de huidige tijd (weer een interglaciaal) kleiner moet worden en dat is ook zo. Weliswaar komt er op Groenland door sneeuwval jaarlijks ongeveer 500 kubieke kilometer ijs bij (de ijskap wordt dus dikker), maar tegelijk trekken de uitstroom-gletsjers op West-Groenland zich terug. Netto verdwijnt er aan de rand van Groenland meer ijs dan er totaal door neerslag bijkomt, zodat wij kunnen zeggen dat de ijskap als totaal afsmelt. Dit afsmelten van Groenland draagt zo'n 3 tot 8 cm per eeuw bij aan de huidige zeespiegelstijging.



Figuur 7. De positie van de voorkant van vier gletsjers. De afgelopen tweehonderd jaar hebben ze zich alle teruggetrokken; de Nigardsbreen met ruim vier kilometer.

Antarctica herbergt de grootste ijsmassa op Aarde: 12 miljoen vierkante kilometer ijs ligt er, met een gemiddelde dikte van 2,5 kilometer. In tegenstelling tot Groenland, waar nog een relatief mild klimaat heerst, is het op Antarctica steenkoud: de gemiddelde temperatuur ligt 30 graden lager dan op Groenland. Afsmelting van de ijskap vindt nauwelijks plaats, en zal ook bij een temperatuurstijging van een paar graden niet plaatsvinden. Voor zover er ijs verloren gaat, gebeurt dat door afbrokkelen in de vorm van ijsbergen. De hoeveelheid ijs die er jaarlijks bijkomt is eveneens gering. Dit komt door de zeer lage temperaturen. Hierdoor bevat de lucht nagenoeg geen vocht, zodat er nauwelijks neerslag valt en van groei van de ijskap naar boven dus vrijwel geen sprake is. De grootste ijsmassa op Aarde draagt dus bijna niets bij tot de huidige zeespiegelstijging. In het volgende deel van dit hoofdstuk zullen wij bekijken of dit bij een klimaatverandering hetzelfde blijft.

Evenals gletsjers verplaatsen ook ijskappen zich door hun eigen gewicht. Op de geografische Zuidpool, die op een hoogvlakte ligt, heeft deze verplaatsing een snelheid van 10 meter per jaar en is naar Afrika toe gericht.

De toekomst van de zeespiegel

Verwachtingen over zeespiegelstijging houden natuurlijk direct verband met wat hierboven gezegd werd over de oorzaken. De huidige zeespiegelstijging is circa 15 tot 20 cm per eeuw, waarvan 2-10 cm door uitzetting van water, 3-5 cm door smeltwater van gletsjers en 3-8 cm door smeltwater van Groenland is. Aan de marges in die getallen is al te zien dat het niet makkelijk zal zijn om ze door te trekken naar de toekomst.
Om een verwachting te geven van toekomstige zeespiegelstijging, moet een reeks van vragen worden beantwoord:

- Hoe verandert het broeikaseffect het klimaat?
- Hoe, waar en hoe snel zal de warmte de oceanen indringen?
- Hoe reageren gletsjers en ijskappen op de verwarming?
- Hoe verandert de massabalans (aangroei door sneeuw, verlies door afbrokkelen en smelten) van de grote ijskappen?

In latere hoofdstukken van dit boek wordt ingegaan op de (onzekere) antwoorden die wij hebben op de eerste vraag; op dit moment kijken wij alleen naar de gevolgen van klimaatverandering op de zeespiegel. We gaan er daarbij van uit dat de gangbare voorspellingen over het broeikaseffect correct zijn en dat wij dus een temperatuursverhoging van 2 a 3 graden in honderd jaar tegemoet gaan. De vraag is nu hoe zoiets doorwerkt op de processen die de hoogte van de zeespiegel bepalen.

Uitzetting van oceanen door het broeikaseffect

Extra uitzetting van oceaanwater in de komende honderd jaar heeft te maken met extra warmte afkomstig van het broeikaseffect

die de oceaan indringt. Dit is een vrij ingewikkeld proces dat zich bovendien nogal langzaam voltrekt. In het kort gaat het als volgt:

Warmte komt, in eerste instantie, dicht bij het oppervlakte de oceaan in: lucht verwarmt alleen het zeeoppervlak en zonnestraling dringt op de meeste plaatsen hoogstens enkele tientallen meters in het water door. Het bovenste oppervlaktelaagje volgt de temperatuur van de lucht erboven. Deze 'oppervlaktewarmte' kan zich vervolgens wat naar beneden toe verplaatsen omdat de bovenste 100 a 300 meter van de oceaan in beroering zijn door de wind. Het opgewarmde water van de oppervlaktelaag verspreidt zich dus over deze zogenaamde *menglaag*. Dit gaat met enige vertraging omdat het tijd kost om een watermassa te verwarmen of te mengen. Hierdoor zien wij bijvoorbeeld het dag/nacht-verschil in luchttemperatuur nauwelijks terug in de temperatuur van de menglaag. De seizoenen zijn nog wel herkenbaar. Twee graden temperatuurstijging van dit relatief warme water (15 graden) zou de zeespiegel ongeveer 10 cm omhoog brengen.

Het verder de diepte in verplaatsen van de warmte gaat moeizamer. Onder de menglaag is namelijk een laag die grotendeels ónder de oppervlakte stroomt en alleen in de gematigde breedten aan de oppervlakte komt. Alleen in die streken wisselt deze laag dus warmte uit met de menglaag. Een klimaatverandering moet zich tientallen jaren voortzetten voordat ook deze laag, de thermokline, is opgewarmd. De *thermokline* is ongeveer 700 meter dik en gemiddeld ongeveer 10 graden warm. Omdat de thermokline zoveel dikker is dan de menglaag en ermee zo weinig interactie heeft, gaat de opwarming trager dan die van de menglaag. Seizoenen zijn in de temperatuur van de thermokline niet meer terug te vinden, maar een opwarming op tijdschaal van enkele jaren wel. Als menglaag en thermokline twee graden zijn opgewarmd, brengt dit de zee 30-40 cm omhoog. Maar zoals gezegd gaat dit zeer langzaam.

De Atlantische Golfstroom is een snelstromend onderdeel van de thermokline.

Met deze lagen hebben wij pas de bovenste kilometer van de oceaan besproken en blijft er nog ongeveer drie kilometer over. Men zou denken dat van dit deel de ernstigste dreiging uitgaat, maar dat is niet zo. De ijskoude diepzee komt namelijk alleen bij de polen in contact met de bovenlagen. Door het poolijs is het daar zó koud, dat het oppervlaktewater kouder wordt dan de diepzee. Dit afgekoelde water wordt dus zwaarder dan de laag waarop het drijft en zinkt. Vervolgens verspreidt het zich met de trage stromingen van de diepzee over de hele Aarde, zonder dat het wordt beïnvloed door de warmere bovenlagen. De koude van de diepzee wordt dus in stand gehouden door de ijskappen, die deels een relict zijn van de afgelopen ijstijd. Men kan dus zeggen dat de

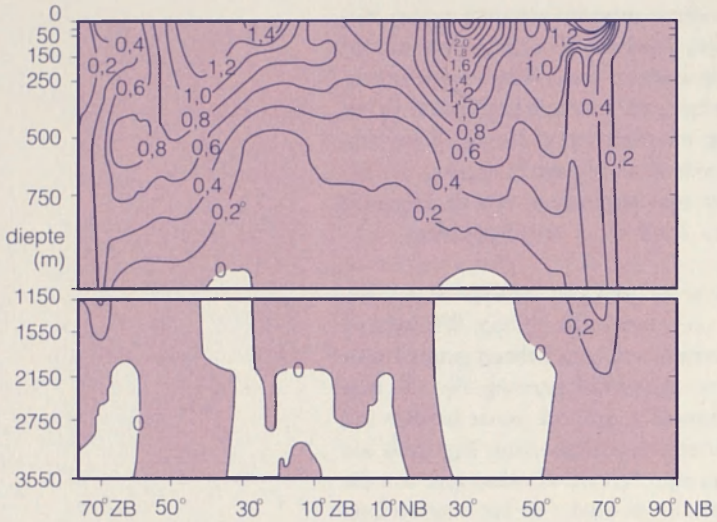
diepten van de oceanen nog steeds in ijstijdomstandigheden verkeren. Zolang er ijskappen zijn, blijft deze toestand gehandhaafd en bereikt de warmte van de thermokline de diepzee niet.
Het mechanisme dat de diepzee in ijstijdcondities houdt, is vrij subtiel en misschien gevoelig voor verstoringen. Het is daarom niet uitgesloten dat het bij een klimaatverandering wordt verzwakt. Maar zelfs als dat gebeurt duurt het nog meer dan tienduizend jaar voordat de diepzee volledig is opgewarmd. Dit is maar gelukkig ook, want een opwarming van twee graden van de hele oceaan zou goed zijn voor meer dan een meter zeespiegelstijging.

Volgens computersimulaties is de opwarmtijd van de menglaag 3 à 5 jaar en die van de thermokline 50 à 100 jaar.

Het is bijzonder belangrijk te weten hoe snel een opwarming in de oceaan wordt doorgegeven en hoe het zeespiegelniveau daarop reageert. Om hierachter te komen kunnen wij niet meer volstaan met de vereenvoudigde voorstelling van zaken die wij hiervoor geven, maar moeten wij op iedere diepte de stroming precies kennen. Met grote computermodellen proberen wij het antwoord op deze vraag te geven. Figuur 8 geeft zo'n simulatie weer: wij zien dat - bij verdubbeling van het koolzuurgehalte - na twintig jaar de opwarming over de hele thermokline merkbaar is. Gemiddeld is zijn temperatuur ongeveer één graad hoger, wat dus een zeespiegelstijging van ongeveer 20 cm zou geven. Het omgekeerde geldt natuurlijk ook: als wij vervolgens het koolzuurgehalte weer op zijn oude waarde terug zouden brengen, dan duurt het tientallen jaren voordat het water van menglaag en thermokline weer zijn oorspronkelijke temperatuur terug heeft. Ook bij een tijdelijk broeikaseffect blijven de gevolgen dus nog zeer lang merkbaar.

Smelten van ijs en het broeikaseffect

Een opwarming van de Aarde leidt tot meer afsmelting van de ijsmassa's en dus tot een snellere zeespiegelstijging. Met dit simpele beeld voor ogen lijkt het gemakkelijk te voorspellen wat de zeespiegel zou gaan doen als het broeikaseffect doorzet. Zo eenvoudig is het echter niet. Op de immense ijsmassa's op aarde kunnen zich namelijk aangroei en afbraak tegelijk afspelen. Aangroei gebeurt door sneeuwval, die boven op de ijsmassa blijft liggen. Omdat sneeuw uit verdampt oceaanwater gevormd is, zorgt dit voor een zeespiegeldaling. Afbraak gebeurt door afsmelting of door afkalving aan de rand van de ijsmassa en leidt tot zeespiegelstijging. Het verschil tussen aangroei en afbraak noemt men de *massabalans* van de ijskap; de grootte van de massabalans bepaalt hoeveel de zeespiegel omhoog of omlaag gaat. Het probleem is nu te voorspellen in welke richting de massabalans van de drie ijsreservoirs verschuift bij veranderend klimaat.
Het eerste reservoir, de gletsjers, vertoont op dit moment een wereldwijde trend tot afsmelten. Het is te verwachten dat dit zich ook bij een gelijkblijvend klimaat zal voortzetten.



Figuur 8. Verandering in de temperatuurverdeling in het inwendige van de oceaan door het broeikaseffect, zoals berekend door een computermodel. Aangenomen is dat het koolzuurgehalte in de atmosfeer in één keer is verdubbeld. De berekening geldt voor twintig jaar daarna. Temperatuurstijging is weergegeven in kleur. De horizontale schaal loopt van zuid naar noord.

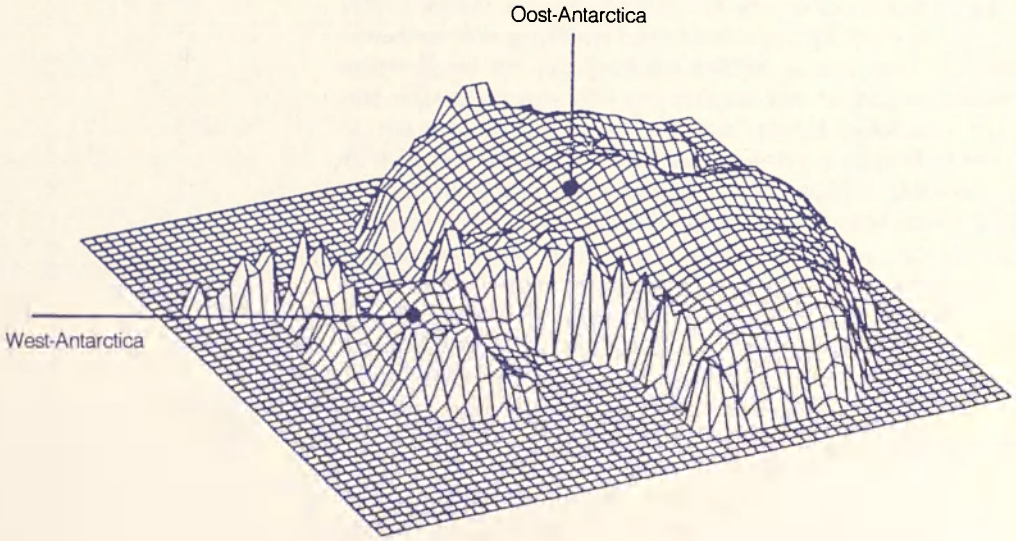
Berekeningen van hun massabalans laten bovendien zien dat de gletsjers bijzonder gevoelig zijn voor de extra warmtestraling door verhoogd broeikaseffect. Dit komt doordat ze langgerekt en smal zijn en zich vaak in een sneeuwvrije, betrekkelijk warme omgeving bevinden. Een eventuele extra ophoping van sneeuw bovenop kan daardoor bij lange na de extra afsmelting niet compenseren. Op basis van de huidige schatting van het broeikaseffect zouden de gletsjers over honderd jaar voor maar liefst *vijftig* procent afgesmolten kunnen zijn. De bijdrage van gletsjers aan de zeespiegelstijging zou de komende honderd jaar dan wel 15 a 25 cm worden, in plaats van de huidige waarde van 5 cm/eeuw.
Het tweede reservoir is de ijskap van Groenland. Zoals gezegd is die kap een overblijfsel van de laatste ijstijd, en in het huidige interglaciaal gedoemd te verdwijnen. Op dit moment is deze ijskap al in een behoorlijk tempo bezig massa aan het verliezen. Het valt te verwachten dat deze afbraak door het broeikaseffect versneld wordt. De afgelopen eeuw droeg Groenland ongeveer 5 cm bij aan de zeespiegelstijging; de komende honderd jaar kan dit 10 tot 15 cm worden.

Blijft de vraag wat het derde reservoir, dat van Antarctica zal doen. Op dit moment is het vrijwel in evenwicht, met andere woorden zijn massabalans is ongeveer nul. In en om Antarctica

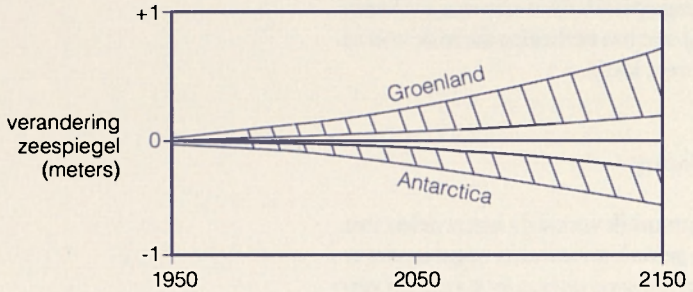
is het zó koud dat een paar graden temperatuurstijging, anders dan in Groenland, niet veel extra smelten of afbrokkelen van ijs teweeg zal brengen. Wel zal de warmere lucht meer vocht Antarctica in kunnen brengen. Hierdoor gaat het meer sneeuwen: als het warmer wordt, groeit de ijskap van Antarctica dus aan. Deze aangroei naar boven wint het van de afkalving aan de randen. De bijdrage van Antarctica aan het zeespiegelniveau van de komende honderd jaar is negatief: circa 2 tot 6 cm zeespiegel*daling*.

Toch moet men oppassen met grote ijskappen zoals die op Antarctica, want ze vertonen soms een verraderlijk gedrag. Wij hebben al gezien dat ze in het verre verleden al eens hebben gezorgd voor een snelle zeespiegelstijging van catastrofale omvang. Een tijd lang heeft men gedacht dat iets dergelijks zich ook in de huidige tijd zou kunnen voordoen. De Westantarctische ijskap (figuur 9) zou hiervoor dan verantwoordelijk zijn; binnen honderd jaar zou die geheel afbreken. Dit zou mogelijk zijn omdat de kap niet op land rust, maar op de zeebodem, dus ruim onder het zeeniveau in zijn omgeving. Net als een gletsjer gedraagt deze ijsmassa zich als een stroperige vloeistof, die onder zijn eigen gewicht naar beneden wil stromen. Dit wordt tegengehouden doordat de ijskap verankerd is in uitsteeksels in de bodem: eilanden en bergen onder de ijsplaat, die het geheel tegenhouden. Een tijd lang hebben onderzoekers gedacht dat reeds een geringe zeespiegelstijging of een geringe verwarming van de oceaan rond Antarctica voldoende is om het ijs los te maken van deze 'pinning points'. De Westantarctische

Figuur 9. Structuur van de ijskap op Antarctica.



ijskap zou dan in zee glijden, in stukken breken en steeds sneller verdwijnen. In 2050 zouden er al meters verhoging van de zeespiegel zijn en als hij geheel verdwijnt zorgt dit voor 6 meter zeespiegelstijging.



Figuur 10. Verandering in zeespiegelniveau door de Groenlandse en Antarctische ijskap bij doorzettend broeikaseffect. De eerstgenoemde kap smelt en zorgt voor stijging; de tweede groeit en zorgt voor daling. Deze twee kappen compenseren elkaars effect grotendeels, maar de onzekerheid in de twee voorspellingen (de breedte van de banden) is groot.

Gelukkig heeft nader onderzoek uitgewezen dat de Westantarctische ijskap beter op zijn plaats wordt gehouden dan aanvankelijk gevreesd. Het is dus niet waarschijnlijk dat klimaatverandering een plotselinge metershoge zeespiegelstijging veroorzaakt. Op dit moment hebben wij zelfs meer plezier dan last van Antarctica, omdat het de zeespiegelstijging verkleint. In figuur 10 zien wij hoe Groenland en Antarctica elkaar tegenwerken en ook hoe groot de onzekerheden in de voorspellingen zijn. Tabel 1 geeft weer hoeveel stijging de verschillende processen veroorzaken, waarbij wij er, zoals gezegd, vanuit zijn gegaan dat de huidige voorspellingen over het broeikaseffect correct zijn. Wij zien dat in het gunstigste geval de stijging ongeveer drie keer zo snel gaat als nu en in het ongunstigste geval vijf keer zo snel. Hoe onzeker deze voorspellingen ook zijn, men mag in ieder geval verwachten dat de zeespiegel sneller gaat stijgen dan nu al het geval is.

Tabel 1. Verwachte zeespiegelstijging voor de komende 100 jaar

Huidige stijging	18 cm/eeuw
Stijging door extra uitzetting van oceaanwater	12 tot 25 cm
Stijging door extra bijdrage van gletsjerijs	15 tot 25 cm
Stijging door extra afsmelting van Groenland	10 tot 15 cm
Daling door extra aangroei van Antarctica	5 tot 0 cm
Verwachting voor honderd jaar vooruit	50 tot 83 cm

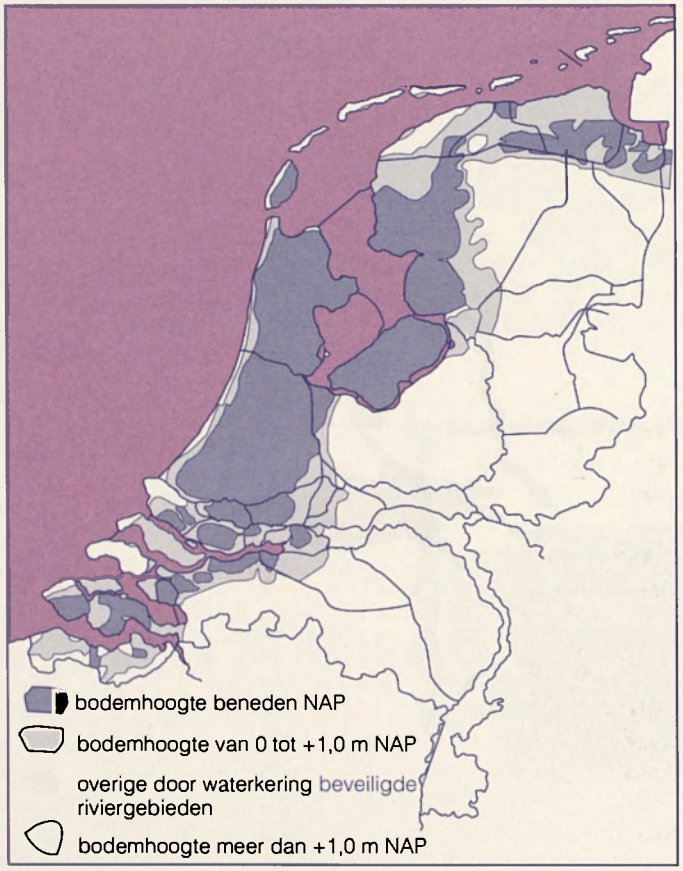
Nu kunnen wij ons afvragen wat er zou gebeuren als wij het broeikaseffect na enige tijd zouden beteugelen en hierdoor naar het huidige klimaat zouden kunnen terugkeren. Bij het bespreken van de uitzetting van de oceanen hebben wij al gezien dat het watervolume weer kan terugkomen tot zijn startwaarde, al gaat dat langzaam. Bij afsmelting is dit niet zo: ijs dat eenmaal weg is, komt er niet meer bij. Hoewel de snelheid van de zeespiegelstijging uiteindelijk weer terug zou keren naar zijn huidige niveau, raken wij de extra verhoging die in de warme periode plaatsvond niet zo maar weer kwijt.

Gevolgen van zeespiegelstijging

Als de zeespiegel stijgt treft dat natuurlijk vooral de lagere delen van de wereld. De landkaart van deze gebieden verandert nogal omdat er land verdwijnt en omdat de rivieren stijgen en hun loop kunnen verleggen. De zeestromen veranderen en daarmee wijzigen de erosiepatronen zich: de aangroei en afkalving van kusten wordt anders. Bij een zeespiegelstijging van 1 meter verdwijnt er uiteindelijk over de hele wereld ongeveer één miljoen vierkante kilometer onder water: een gebied zo groot als Frankrijk.
Mondiaal gezien is dit niet veel, want het verlies is amper één procent van de totale landoppervlakte van de Aarde. Maar wij moeten wel bedenken dat juist in het bedreigde gebied veel mensen wonen omdat de lage, vlakke en vruchtbare gebieden met hun rivierdelta's en hun mogelijkheid van handel via zeeroutes altijd veel aantrekkingskracht hebben gehad. Wij, in het dichtbevolkte Nederland, weten daar alles van en hebben eeuwenlang van onze gunstige ligging kunnen profiteren.

In de oren van een Nederlander klinkt het vooruitzicht op een hogere zeespiegel onheilspellend. Nederland ligt voor een groot deel onder de zeespiegel; als het water bijvoorbeeld één meter hoger komt, wordt dit gebied nog vergroot (figuur 11). We zijn nu beveiligd, maar de geschiedenis van de lage landen is getekend door stormvloedrampen. De vroegst beschreven ramp was in 1287 toen in het hele kustgebied meer dan vijftigduizend mensen verdronken. De laatste stormvloedramp vond plaats in de nacht van 1 februari 1953: door 89 dijkbreuken stroomde meer dan 1500 vierkante kilometer polderland onder, waarbij 1835 mensen het leven verloren. Maar voor Nederland zou een paar meter stijging nog wel te overkomen zijn. We hebben de Afsluitdijk en de Deltawerken gerealiseerd; zoiets zouden we in de toekomst weer kunnen doen. Om een zeespiegelstijging van enkele meters op te vangen moeten wij een dijk 'om Nederland' bouwen, dat wil zeggen langs de hele kust. Rijkswaterstaat heeft al becijferd dat zo'n dijk ongeveer veertig miljard gulden kost (1985). Wel blijft het probleem dat er meer zout water het bodemwater indringt, maar het

hoofdprobleem is dan afdoende bestreden. Meer worden vooral armere landen bedreigd, zoals Bangladesh, Egypte en China, die zeer dichtbevolkte kustgebieden hebben en geen geld om deze goed te beveiligen. Veel van deze gebieden worden nu al geteisterd door grote overstromingen en worden steeds onveiliger omdat de zeespiegel stijgt. Al gaat het sluipend, een versnelde zeespiegelstijging zal ervoor zorgen dat deze overstromingen steeds catastrofaler worden. Een versnelde zeespiegelstijging door het broeikaseffect betekent daarom voor een belangrijk deel van het mensdom een actuele dreiging.



Figuur 11. Bodemhoogte in Nederland

UNITED STATES WELCOMES YOU
TO THE SOUTH POLE

2 Ozon en het Ozongat

H. Kelder

Hoog in de atmosfeer, op zo'n 20 km, bevindt zich een gebied dat regelmatig in het nieuws is. Dit is de zogenaamde ozonlaag - een laag met verhoogd ozongehalte. De hoeveelheid ozon is niet hoog, slechts drie op de miljoen moleculen, maar de betekenis ervan is aanzienlijk. Ozon is namelijk in staat om de ultraviolette straling van de zon in zich op te nemen. De ijle ozonlaag blijkt dik genoeg om een groot deel van deze straling tegen te houden en werkt dus als een soort paraplu. In de lage, dichte atmosfeer zijn er ook wel ozonmoleculen, maar het aantal (per kubieke meter) is tien keer minder dan in de ozonlaag zelf. Het leeuwendeel van de afscherming tegen ultraviolette straling vindt dus plaats in de hoge, ijle ozonlaag rond 20 km.

Ozon is het eerst geconstateerd in 1785 door de Nederlandse chemici M. van Marum (foto) en A. Paets van Troostwijk. Bij het trekken van vonken roken zij de karakteristieke scherpe geur. Deze proef kan men makkelijk herhalen door aan de vonken van een gasaansteker te ruiken.

De ozonlaag heeft ons een signaal gegeven. Ieder jaar, rond oktober, is de laag boven de Zuidpool ruim een maand lang sterk verzwakt. Dit is het befaamde 'Ozongat', dat is veroorzaakt door menselijk handelen. Geheel onvoorzien!
De veroorzakers van het Ozongat zijn de zogenaamde CFK's (chloorfluorkoolwaterstoffen): de drijfgassen van spuitbussen en vloeistoffen in koelkasten. Het was bekend dat ze ozon konden afbreken en er was bovendien voor gewaarschuwd. Maar een wereldwijde verzwakking van de ozonlaag gebeurde toch niet. Blijkbaar kon de atmosfeer beter tegen de CFK's dan gedacht. En toen kwamen wij de drijfgassen opeens weer tegen. Op een totaal onverwachte plaats creëerden ze het Ozongat.
Het Ozongat is geen ramp voor de mensheid. Het verschijnsel doet zich maar kort voor en is bovendien ver weg. Het is wél een ernstige waarschuwing. Het toont ons dat de atmosfeer zich bij verstoring soms totaal onverwacht kan gedragen. Niemand weet wat voor soortgelijke, misschien gevaarlijker verrassingen een verstoorde atmosfeer nog meer kan produceren en tot welke omvang die zouden kunnen groeien. Dit maant tot voorzichtigheid, want als zoiets gebeurt is de geest uit de fles.

De les van het Ozongat is veel belangrijker dan het verschijnsel zelf. Als door menselijk toedoen een ander verschijnsel van soortgelijke omvang was ontstaan, was het signaal precies even duidelijk geweest. Maar ozon komt de eer toe ons als eerste gewaarschuwd te hebben. In dit hoofdstuk zullen wij daarom beknopt

Op de foto is de ingang van de Amerikaanse Amundsen-Scott basis te zien, die op 300 meter van de geografische Zuidpool ligt.

beschrijven waarom er ozon is, hoe het Ozongat ontdekt is, wat de kenmerken zijn en hoe het ontstaat. Tenslotte zullen wij enkele verbanden noemen tussen ozon en gezondheid.

Ozon in de atmosfeer

Ozon (en andere soortgelijke moleculen) hoort eigenlijk niet in de basissamenstelling van de atmosfeer, maar is er eerder een gevolg van. Het dankt zijn aanwezigheid aan scheikundige reacties, die op bescheiden schaal in de vrije atmosfeer plaatsvinden. Op plaatsen waar de omstandigheden gunstig zijn, zorgen deze reacties voor de aanwezigheid van nieuwe moleculen in onze stikstof/zuurstofatmosfeer. Hoeveel ozon er aanwezig is hangt af van de effectiviteit waarmee de reacties voor aanmaak en afbraak plaatsvinden en dit hangt weer af van de hoogte.

Ozon (O_3) ontstaat als een los zuurstofatoom (O) samensmelt met een zuurstofmolecuul, (O_2). Om die reactie tot stand te brengen moeten beide dus aanwezig zijn.
Op zeeniveau zijn vele moleculen te vinden, maar losse atomen niet. Dit komt omdat daar de ultraviolette straling ontbreekt die nodig is om de zuurstofmoleculen in atomen uiteen te doen vallen. Op zeer grote hoogte kan de benodigde straling, met golflengten kleiner dan 250 nm, wél doordringen en is vrijwel alle zuurstof uiteengevallen. Ook daar wordt dus geen ozon gevormd, omdat er geen molecuul meer te vinden is. Maar ergens daar tussenin, bij ons op 22 km en boven de Zuidpool op 18 km hoogte, bestaan de atomen en moleculen in optimale verhouding naast elkaar. Dat is dus het niveau waarop wij het meeste ozon aantreffen. Het bevindt zich dus in de *stratosfeer*. Dat is per definitie de atmosferische laag tussen 15 en 50 km.
Zoals gezegd is de mate waarin ozon wordt gevormd klein, omdat er maar weinig aanmaakreacties plaatsvinden in de ijle, hoge atmosfeer waar de omstandigheden gunstig zijn. Van iedere miljoen zuurstofmoleculen zijn er slechts twee tot ozon omgevormd.

Eén nanometer (nm) is een miljardste meter. Zichtbaar licht heeft golflengten van 400-700 nm.

Naast aanmaak van ozon vindt er ook *afbraak* plaats. Dit gebeurt door samensmelting met zuurstofatomen, in principe via de reactie $O + O_3 \rightarrow 2O_2$. Op zichzelf is deze afbraakreactie weinig effectief, want het losse atoom heeft moeite om een zuurstofatoom uit het ozon te krijgen. Er zijn stoffen die dat veel beter kunnen. Als er zo'n stof aanwezig is blijkt de reactie aanzienlijk beter te verlopen. De reactie wordt dan namelijk in tweeën gesplitst: eerst neemt de stof een zuurstofatoom over van het ozon, en daarna staat het dit weer af aan een los zuurstofatoom die het ontmoet. In reactievorm:

$$X + O_3 \rightarrow XO + O_2$$
$$XO + O \rightarrow X + O_2$$
$$\text{netto } O + O_3 \rightarrow 2O_2$$

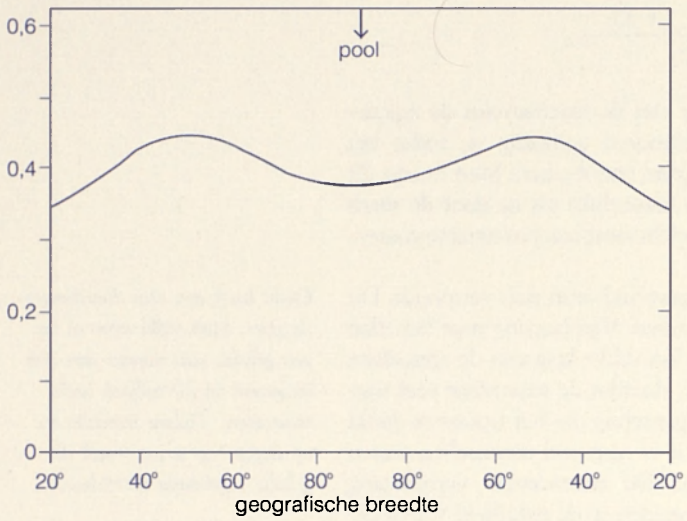
Van belang is dat aan het einde van de reactiecyclus de reactieversnellende stof X weer onveranderd aanwezig is, zodat het opnieuw een ozonmolecuul kan gaan openbreken. Men noemt dit een *katalytische reactie*. Zowel de natuurlijke als de door de mens veroorzaakte afbraak van ozon is op dit soort reacties terug te voeren.

Rest nog de vraag hoe eenmaal gevormd ozon zich verspreidt. Dit gebeurt zowel verticaal als horizontaal. Verplaatsing naar beneden leidt tot ozon in de onderste, 15 km dikke laag van de atmosfeer, de zogenaamde *troposfeer*. Echter, doordat de stratosfeer veel warmer is dan de troposfeer - een eigenschap die het trouwens dankt aan de aanwezigheid van ozon - is er niet veel uitwisseling tussen deze twee atmosferische lagen. De neerwaartse verplaatsing gebeurt vooral op hogere breedtegraden in de nabijheid van actieve, troposferische weersystemen. Die kunnen ervoor zorgen dat de stratosfeer lokaal naar beneden uitstulpt (men noemt dit een *intrusie*). Tien procent van alle ozon zit in de troposfeer en men schat dat slechts de helft ervan ter plekke is gevormd. De andere helft is van stratosferische oorsprong.
Stratosferische ozon verplaatst zich met de heersende winden. Dit leidt tot een herverdeling van ozon over de aardbol. De aard van de wereldwijde stromingen zorgt ervoor dat er voorkeursplaatsen zijn waar de ozon zich verzamelt, namelijk bij de polen. Men zou dus kunnen zeggen dat er een gemiddeld *poolwaarts transport* van ozon plaatsvindt, waardoor gebieden op hoge breedten verrijkt worden ten koste van de tropen. Dit mechanisme zorgt ervoor dat de ozonlaag juist het dikst is op plaatsen waar de zon het laagst staat en waar wij dus zijn beschermende werking het minst nodig hebben, zie figuur 12.

Ozon heeft een zeer doordringende geur. Men ruikt ozon al bij een gehalte van minder dan één molecuul op 20 miljoen luchtmoleculen. Tijdens intrusies en op dagen met smog wordt dit gehalte regelmatig overschreden.

Het Ozongat boven de Zuidpool

In 1974 verscheen een artikel van de Amerikaanse chemici M. Molina en S. Rowland waarin werd aangegeven dat chloor een prima katalysator is voor afbraakreakties van ozon. Dit gebeurt zoals in de vorige paragraaf werd uiteengezet. Chloor was nog nauwelijks in de atmosfeer te vinden, maar de onderzoekers waarschuwden ervoor dat het gebruik van spuitbussen daar verandering in kon brengen. De drijfgassen (CFK's) zijn chloorverbindingen en op zichzelf chemisch buitengewoon inactief, maar daardoor kunnen ze zich ongestoord naar de stratosfeer verplaatsen. Daar aangekomen worden ze ontleed door de ultraviolette zonnestraling. De



Figuur 12. Hoeveelheid ozon in de atmosfeer rond de polen, gemiddeld over het jaar. Uitgezet is de totale hoeveelheid ozon, van onder tot boven in de atmosfeer, gedeeld door de hoeveelheid lucht en uitgedrukt in miljoensten. De meeste ozon zit hoog in de atmosfeer. Door het jaar heen varieert de hoeveelheid ozon rond de polen: 's winters is er meer en 's zomers is er minder.

losse chlooratomen starten de katalytische ozonafbraak; het duurt jaren voor ze weer verdwenen zijn. Hoe meer spuitbussen, des te sneller de afbraak. De onderzoekers schatten dat de wereldwijde ozonlaag door menselijke activiteit ongeveer tien procent zou kunnen afnemen.

Deze studie bracht een lawine van publikaties teweeg. De prognose werd aangescherpt en er werden andere moleculen gevonden die de ozonlaag katalytisch zouden kunnen afbreken. Sommige ervan, met name waterdamp en bepaalde stikstofoxyden, zouden de ozonlaag behoorlijk kunnen aantasten als ze direct in de stratosfeer zouden worden geloosd. Deze moleculen bevinden zich in de uitlaatgassen van straalmotoren en dit was mede een reden om in Amerika de ontwikkeling van hoog vliegende supersonische verkeersvliegtuigen stop te zetten.

Met het verstrijken van de tijd nam de concentratie van CFK's toe. De ozonlaag bleef echter op sterkte en het scheen dat de atmosferische chemie meer kon hebben dan aanvankelijk gedacht.

In 1984, tien jaar na de publikatie van het eerdergenoemde artikel, was de schrik omtrent de afname van de ozonlaag allang weer weggeëbd. Deze rust werd echter in 1985 abrupt verstoord door

een artikel van de Britse zuidpoolonderzoeker J. Farman en zijn medewerkers, die een reductie van ruim 40% meldden in de totale ozonkolom boven de Zuidpool (zie figuur 13 en 14). De grootste afname vond plaats in de maand oktober en herstelde zich na een paar weken, maar keerde ieder jaar terug. Een dergelijke dramatische afname had niemand voorzien. Deze ontdekking bracht dan ook een schok teweeg. Voor de eerste maal was duidelijk dat menselijke activiteit via onvoorziene processen tot ingrijpende veranderingen in de atmosfeer kan leiden. Het Ozongat blijkt inderdaad samen te hangen met verhoogde concentraties chloor in de hoge atmosfeer. Deze verhoogde concentraties brengen de efficiënte katalytische afbraakreacties op gang. Kleine oorzaken hebben hier onverwacht grote gevolgen gehad.

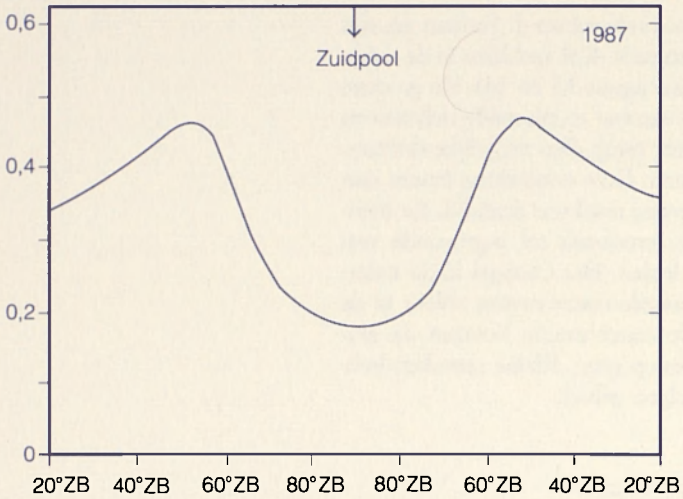
Waar komt het Ozongat vandaan?

Bij de Zuidpool is een Ozongat ontstaan, maar bij de Noordpool tot op heden niet. Blijkbaar maken de extreme weersomstandigheden in het verre zuiden de ozonlaag extra gevoelig. Achteraf is gebleken dat het zuidpoolgebied zich ook vroeger al kenmerkte door een relatief sterke, seizoengebonden ozonfluctuatie. Hierbij vond het minimumgehalte plaats in de wintermaanden, dus rond juni, en het maximum in november. Het verschil met vroeger is, dat er thans in oktober een extra verzwakking bij is gekomen.

Om de seizoenvariatie te begrijpen moeten wij nader bezien welke stoffen een rol spelen bij ozonproduktie en afbraak:

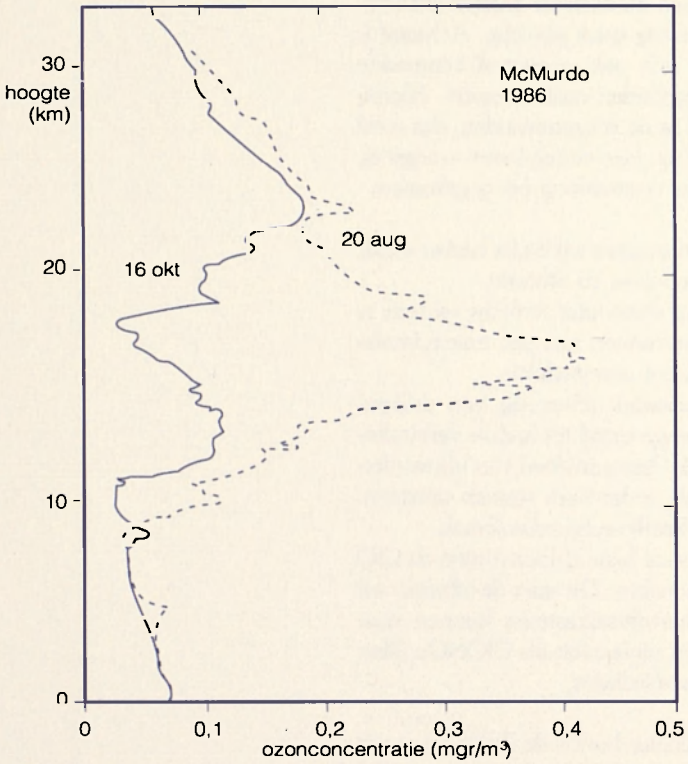
1. Zuurstofmoleculen (O_2). Door ultraviolet zonlicht splitsen ze zich in atomen. Deze atomen kunnen met een zuurstofmolecuul ozon vormen. Dit leidt tot *ozonproduktie*.
2. Chloorverbindingen. Voornamelijk afkomstig van drijfgassen, zijn ze in de atmosfeer omgevormd tot andere verbindingen, zoals chlooroxyde (ClO). Onder invloed van ultraviolette straling ontleden deze zich, zodat losse atomen ontstaan. Chlooratomen zorgen voor katalytische *ozonafbraak*.
3. Stikstofoxyden. Deze zijn in staat losse chlooratomen en ClO te binden en onschadelijk te maken. Dit remt de afbraak; wij zouden de stikstofoxyden *ozonafbraakremmers* kunnen noemen. Bij het binden ontstaan moleculen als $ClONO_2$. Men noemt deze stoffen *reservoirverbindingen*.

De seizoensvariatie in het ozongehalte boven de Zuidpool wordt als volgt verklaard. In de poolwinter is het donker en zijn er dus relatief weinig losse zuurstof- en chlooratomen in de stratosfeer. Zowel de ozonproduktie als de -afbraak is dan gering. In die periode is bovendien de lucht boven de pool afgesneden van de rest



De ruimtelijke verdeling van de ozonhoeveelheid tijdens het Ozongat van 1987 is voorin dit boek afgebeeld.

Figuur 13. Totale hoeveelheid ozon boven de Zuidpool tijdens het Ozongat van oktober 1987. Zelfde eenheden als in figuur 12.



Figuur 14. Ozonconcentratie in de verticaal, zoals gemeten vanuit het Amerikaanse zuidpoolstation McMurdo in 1986. In augustus was de ozonlaag op 18 km duidelijk zichtbaar; in oktober, tijdens het gat, was de ozon grotendeels verdwenen.

van de Aarde door de zogenaamde *polaire vortex*, een krachtige luchtstroming die rond de pool blaast. Hierdoor is verversing met warmere lucht vanaf lage geografische breedten vrijwel afwezig en de poollucht koelt door uitstraling enorm af. Als de luchttemperatuur beneden −78 °C is gekomen kunnen zich in de stratosfeer zelfs wolken gaan vormen. Dit zijn de zogenaamde parelmoerwolken. Ze bestaan uit ijskristallen en komen in de zuidpoolwinter en -lente veelvuldig voor. Met hun hoogte van 10-25 km strekken ze zich uit tot in de ozonlaag. Het zuidpoolgebied is daarmee de enige plaats ter wereld waar de stratosfeer op grote schaal ijskristallen bevat.

Op het noordelijk halfrond worden de stratosferische parelmoerwolken soms waargenomen in de nabijheid van bergketens, met name in Noorwegen. Ze zijn het beste zichtbaar als het schemert en kenmerken zich door hun parelmoerachtige kleuren.

Deze kristallen vervullen een cruciale functie in dit gebeuren. Daarin worden namelijk de afbraakremmende stikstofoxyden opgeslagen, waardoor het losse chloor verbindingen vormt met zuurstof in plaats van met de afbraakremmer. Bovendien gaan de reservoirverbindingen reacties aan met de water- en zoutzuurmoleculen die zich aan het oppervlak van de kristallen bevinden. De reservoirverbinding wordt opgesplitst: de stikstofoxyde verdwijnt in het kristal en moleculair chloor en ClOH komen weer terug in de atmosfeer. Door dit alles is de stijging van de concentratie chloorverbindingen spectaculair: in de winter van 1987 werd binnen de polaire vortex een honderd maal hoger gehalte aan bijvoorbeeld chlooroxyden gevonden dan daarbuiten.

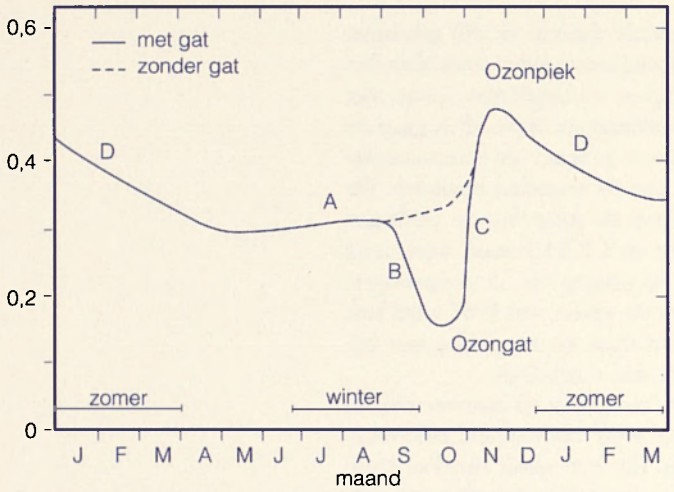
Als nu in de poollente het zonlicht terugkeert en daarmee ook de ultraviolette straling, komt uit deze grote hoeveelheid chloorverbindingen het atomaire chloor vrij. De ozon wordt hierdoor katalytisch afgebroken en het gehalte zakt enorm: het Ozongat ontstaat. Zoals gezegd treedt de grootste ozonafname op in de maand oktober.

Het Ozongat houdt echter niet lang stand. Al snel is de temperatuur zo hoog, dat de parelmoerwolken oplossen. Hierdoor komen de afbraakremmers weer vrij die de chlooratomen elimineren waardoor de versnelde ozonafbraak wordt beëindigd.

In het zonlicht ontstaat nieuw atomair zuurstof en de ozonproduktie komt weer op gang. Tegelijkertijd wordt door de temperatuurstijging de polaire vortex minder sterk. Lucht uit lagere breedten stroomt dus toe. Rond de vortex heeft zich in de winter echter ozon opgehoopt dat elders is gevormd. Deze overmaat stroomt naar binnen en zorgt samen met de op gang gebrachte ozonproduktie voor een enorme toename van het ozongehalte. De balans slaat door naar de andere kant: in november, slechts één maand na het ozonminimum, bereikt het ozongehalte een zeer hoog maximum. Het Ozongat heeft dus plaats gemaakt voor een 'Ozonpiek'!

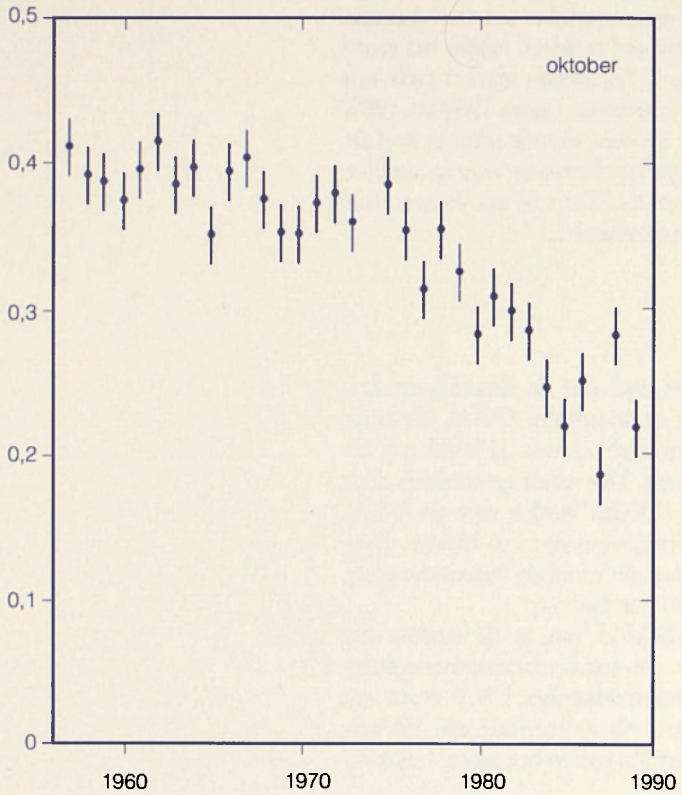
Door de plotselinge overmaat aan ozon vinden er meer afbraak- en aanmaakreacties plaats. Het gehalte zakt dus weer, maar niet erg snel. In de ijle stratosfeer vinden slechts weinig reacties plaats

en na een maand heeft pas de helft van de ozon een reactie kunnen aangaan. De afbraak kan echter geruimte tijd doorgaan, omdat de polaire vortex zich weer sluit en de aanvoer van verse ozon dus stagneert. Pas tegen maart zijn de reacties van aanmaak en afbraak weer in evenwicht gekomen en is het ozongehalte weer terug op zijn 'normale' waarde.
In figuur 15 is het verloop van het ozongehalte bij de Zuidpool schematisch weergegeven. Duidelijk is te zien dat het Ozongat een kortdurend, tijdgebonden verschijnsel is. Tevens zien wij dat de Ozonpiek bijna net zo spectaculair is als het veelgenoemde gat.



Figuur 15. Schematisch verloop van de ozonhoeveelheid boven de Zuidpool door het jaar heen. De gestippelde lijn geeft aan hoe het vroeger was; de getrokken lijn is de situatie nu.
A: Parelmoerwolken vormen, zuigen ozonafbraakremmers weg en breken chloor-reservoirverbindingen open. B: Zonlicht keert terug, overmaat aan chlooratomen ontstaat en tast ozon aan. C: Parelmoerwolken lossen op, afbraakremmers komen vrij en vangen chloor weg. Toestroom ozon uit het noorden. D: Het evenwicht tussen ozonaanmaak en -afbraak herstelt zich.

Het stagneren van de ozonaanvoer tijdens de poolwinter is geen nieuw verschijnsel. Ook zijn er altijd wel enkele ozondestructors in de atmosfeer geweest, zoals bijvoorbeeld chloor dat via de vulkanen in de atmosfeer is gekomen. Hierdoor heeft het ozongehalte boven het zuidpoolgebied altijd variaties gekend door het jaar heen, met relatief lage waarden in de poolwinter en een hoog maximum in november. Het verschil met vroeger is de toegenomen hoeveelheid chloor en daarmee het ontstaan van het Ozongat.
Figuur 16 geeft de diepte van het Ozongat gedurende de afgelopen jaren weer. Het laat duidelijk zien dat het Ozongat steeds dieper



Figuur 16. Totale hoeveelheid ozon in oktober boven de Zuidpool in de afgelopen jaren. De neergaande trend is veroorzaakt door het ontstaan van het Ozongat.

Doorgaans wordt de totale ozonhoeveelheid in de verticale kolom weergegeven in een absolute maat, de Dobson-eenheid. In dit boek geven wij er de voorkeur aan de hoeveelheid te relateren aan het totaal aantal luchtdeeltjes in de kolom en dit uit te drukken in miljoensten (ppm). Dit is gedaan bij alle figuren die betrekking hebben op de ozonhoeveelheid in de verticaal, inclusief de foto in het begin van dit boek. Eén ppm ozon in de verticaal komt overeen met 800 Dobson-eenheden.

is geworden, maar ook dat de diepte varieert. Dit hangt samen met de strengheid van de zuidelijke winter en met fluctuaties in de hoeveelheid ultraviolette straling, mede veroorzaakt door de 11-jarige zonnevlekkencyclus. Voorts blijkt de tweejarige stratosferische omkering van de atmosferische circulatie (zie hoofdstuk 5) van invloed op de ozonlaag en kunnen vulkaanuitbarstingen voor een toename van de ozondestructie zorgen. Door deze oorzaken is het niet mogelijk om uit de grafiek op te maken of de trend tot verheviging van het Ozongat is versterkt of tot stilstand is gekomen.

Zelfs als het Ozongat zich in de toekomst verder versterkt zal het zijn lokale karakter behouden. Het is een typisch zuidpoolverschijnsel. Het is daarom ook niet erg waarschijnlijk dat andere gebieden op Aarde plotseling met soortgelijke Ozongaten geconfronteerd zullen worden.

De vraag rijst tenslotte of er ook buiten het poolgebied een merkbare afname van de ozonlaag door menselijke activiteit bestaat. Op deze vraag is moeilijk een antwoord te geven omdat het ozongehalte van nature sterk fluctueert. Sommigen menen toch een afname van 2 a 3% te kunnen constateren tussen 1969 en 1989, anderen betwisten dit. Maar zelfs als deze afname reëel is, kan dit een onderdeel zijn van een langjarige fluctuatie van natuurlijke oorsprong. Dus uitgezonderd boven de Zuidpool zijn er nog geen duidelijke signalen dat de ozonlaag afneemt.

Gevolgen van ozonafname

Ozon vormt een schild tegen een deel van de ultraviolette straling, die men doorgaans opsplitst in drie delen, UV-A, UV-B en UV-C. UV-A heeft een golflengtegebied van 315-380 nm en heeft weinig invloed op organismen. Het wordt grotendeels door de ozonlaag doorgelaten. UV-C (100-280 nm) is zeer gevaarlijk. Het is in staat scheikundige verbindingen open te breken. Deze straling wordt echter volledig door de ozonlaag tegengehouden, zelfs als de ozonlaag tien keer dunner zou zijn.
UV-B, met golflengten tussen 280-315 nm, is de straling die ervoor zorgt dat wij bruin worden. Tevens veroorzaakt het enkele, doorgaans onschuldige, vormen van huidkanker. UV-B wordt wel gefilterd, maar niet tegengehouden. Als de ozonlaag met 1% verzwakt, neemt de UV-B-straling met 2% toe en het aantal huidkankergevallen met 4%.
Overigens zou zo'n toename bijzonder moeilijk zijn vast te stellen. Bij gelijkblijvend ozongehalte kan men door 250 km zuidwaarts te trekken eveneens met 2% meer UV-B te maken krijgen. Vakantiegangers gaan vaak veel verder. Huidkankergevallen worden waarschijnlijk eerder door ons vakantiegedrag bepaald (waarin wij verreweg de meeste UV-B opdoen) dan door de relatief kleine fluctuaties van de ozonlaag.

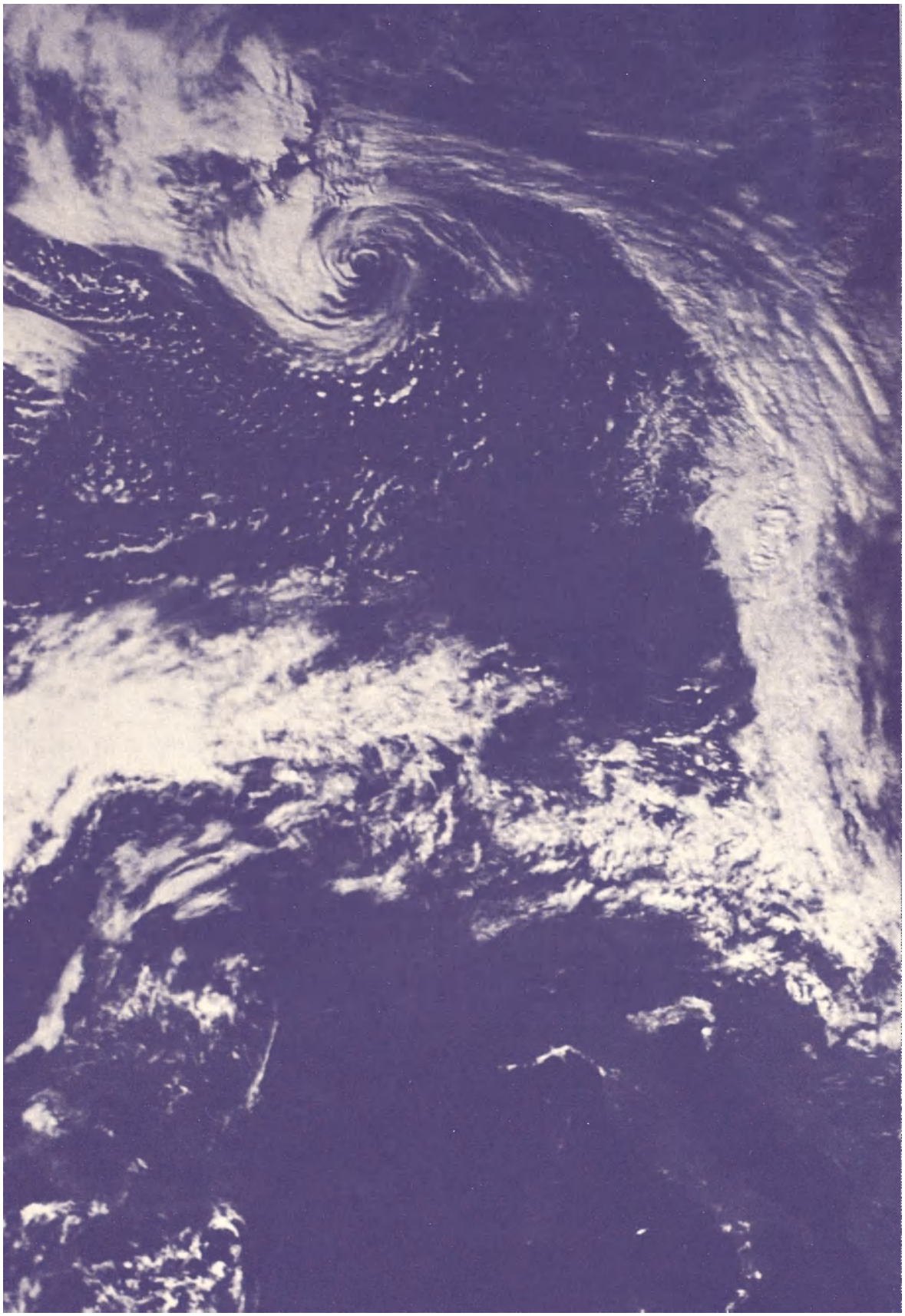
Men zou de risico's van ozonafname flink kunnen verlagen door ozon in de atmosfeer te blazen, en op smog-dagen gebeurt zoiets al. Vooral het autoverkeer en de industrie zorgen voor deze aanvulling. De ozonconcentratie in de onderste één of twee kilometer van de atmosfeer is dan soms al ongeveer vier keer hoger dan de gemiddelde waarde, en dit is genoeg om een afbraak van 10% van de ozonlaag te compenseren. Ozon in de lage atmosfeer blijkt namelijk het ultraviolette licht veel efficiënter te absorberen dan de 'hoge' ozon, doordat er in de lage atmosfeer veel stofdeeltjes zijn die de straling verstrooien. De straling gaat dan niet rechtdoor, maar plant zich kris-kras voort, waardoor de kans dat een ozonmolecuul wordt getroffen toeneemt. Schattingen geven aan

De gemiddelde ozonconcentratie in de lage atmosfeer is 40 microgram per kubieke meter lucht. Eén kubieke meter lucht weegt 1,2 kg.

dat ozon in de lage atmosfeer hierdoor twee keer zo effectief absorbeert dan in de hoge atmosfeer. Als het ozongehalte driemaal zo hoog zou worden als op een flinke smog-dag en dit hoge gehalte tot op 10 km aanwezig zou zijn, zouden wij de ozonlaag niet eens meer nodig hebben en zou het probleem zich vanzelf oplossen.

Helaas blijkt zo'n oplossing haar keerzijde te hebben. Ozon is namelijk een agressief gas en is zelfs giftiger dan chloor. Als er te veel ozon om ons heen is, merken wij dat aan onze gezondheid. Bij een vier keer verhoogde concentratie (de waarde op een dag met veel smog) krijgen al veel mensen last van hun luchtwegen, ofschoon maar één op de 12 miljoen moleculen een ozonmolecuul is. Anders gezegd, als de ozonparaplu te dicht bij ons komt komen we van de regen in de drup!
Deze situatie wordt ook wel eens omschreven door te spreken van 'goede' en van 'slechte' ozon. Goede ozon filtert de zonnestraling en blijft op veilige afstand, zodat wij geen last hebben van zijn ongezonde chemische eigenschappen. Slechte ozon is de ozon die we inademen - deze zijn we liever kwijt dan rijk.

De giftige werking van ozon is al voelbaar bij een concentratie van 2 mg/m^3 lucht, dus als één op de miljoen moleculen ozon is. Chloorgas is vijf keer minder giftig.



3 Ons permanent veranderend klimaat

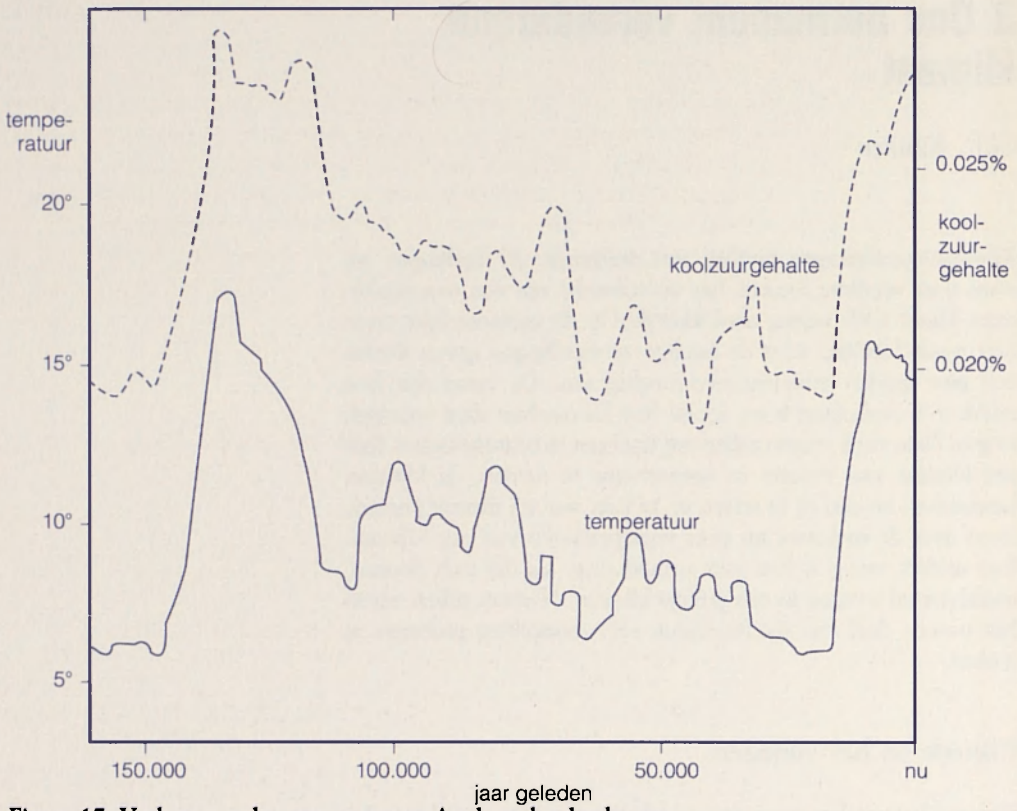
G.P. Können

Klimaatveranderingen hebben iets dreigends. Al verlangen wij soms naar warmere zomers, het vooruitzicht van een woestijnklimaat klinkt toch weinig aanlokkelijk. Op dit moment lijkt zoiets niet waarschijnlijk, want de huidige voorspellingen geven slechts een paar graden temperatuurverhoging aan. De vraag rijst hoe uniek zo'n verhoging is en vooral hoe *betrouwbaar* deze voorspelling is. Deze twee vragen zullen wij trachten te beantwoorden door het klimaat van vroeger in ogenschouw te nemen, de klimaatkenmerken op een rij te zetten en te zien wat wij daaruit kunnen leren over de toekomst en over voorspellingen van ons klimaat. Een andere vraag is hoe een verandering, als die zich doorzet, merkbaar zal worden in ons grillige klimaat. Hiervan zullen wij in het tweede deel van dit hoofdstuk een voorstelling proberen te maken.

Klimaat in het verleden

Figuur 17 toont het temperatuurverloop op Aarde van de afgelopen 160.000 jaar en geeft tevens het koolzuurgehalte aan. We zien dat de wereld enorme temperatuurschommelingen heeft gekend. Geen wonder, want de figuur beslaat de gehele vorige ijstijd. Geheel links is nog het staartje van een eerdere ijstijd zichtbaar; de piek 130.000 jaar geleden markeert het laatste interglaciaal, dat wil zeggen de laatste ijstijd-loze periode.
Blijkbaar hebben zich op Aarde enorme klimaatveranderingen voltrokken. Dit betekent dat er vroeger in ons land (en ook elders) weertypen optraden die nu ondenkbaar zijn. Wij kennen uit ervaring de grilligheid van ons huidige weer, maar weten dat het geheel toch binnen bepaalde grenzen blijft. Dit geheel van weertypen noemen wij het *klimaat*. In de loop van duizenden jaren vertoont het klimaat echter schommelingen, die in grilligheid zeker niet onderdoen voor die van ons dagelijkse weer!
Eigenlijk is de grens tussen de begrippen klimaat, weer of gemiddeld weer niet erg scherp. Het verschil zit alleen in de tijdsduur waarover wij kijken of waarover wij het weer middelen. Zo gezien is een klimaatschommeling niets anders dan een gewone fluctuatie in het weer, maar dan op een erg lange tijdschaal. Met andere woorden: het grillige 'Aardse weer' kent blijkbaar niet alleen

Satellietfoto's geven een treffend beeld van het grillige karakter van het weer (foto links).



Figuur 17. Verloop van de temperatuur op Aarde en het koolzuurgehalte in de atmosfeer van de afgelopen 160.000 jaar, zoals gereconstrueerd uit ijsboringen bij het Russische zuidpoolstation Vostok. Lage temperaturen corresponderen met een ijstijd.

variaties over een dag of een jaar heen, maar ook fluctuaties op tijdschalen die een mensenleven ver overtreffen.

IJstijden

De grote schommeling in figuur 17 is het gevolg van het komen en gaan van een ijstijd. De ijskappen bouwen zich langzaam op, worden vervolgens instabiel en verdwijnen dan vrij snel, waarna de omstandigheden weer gunstig worden voor een nieuwe ijstijd. Dit gaat globaal als volgt in zijn werk. Land dat bevrijd is van het gewicht van een ijskap, rijst. Hierbij komt het in steeds koudere delen van de atmosfeer. Op een gegeven moment is het zó koud, dat de sneeuw erop in de zomer niet meer helemaal verdwijnt. Die hoopt zich op als ijskap; hoe hoger de kap, des te kouder is het er bovenop en des te sneller gaat zijn groei. Na verloop van tijd is de kap zo zwaar dat hij het land weer naar beneden drukt, in

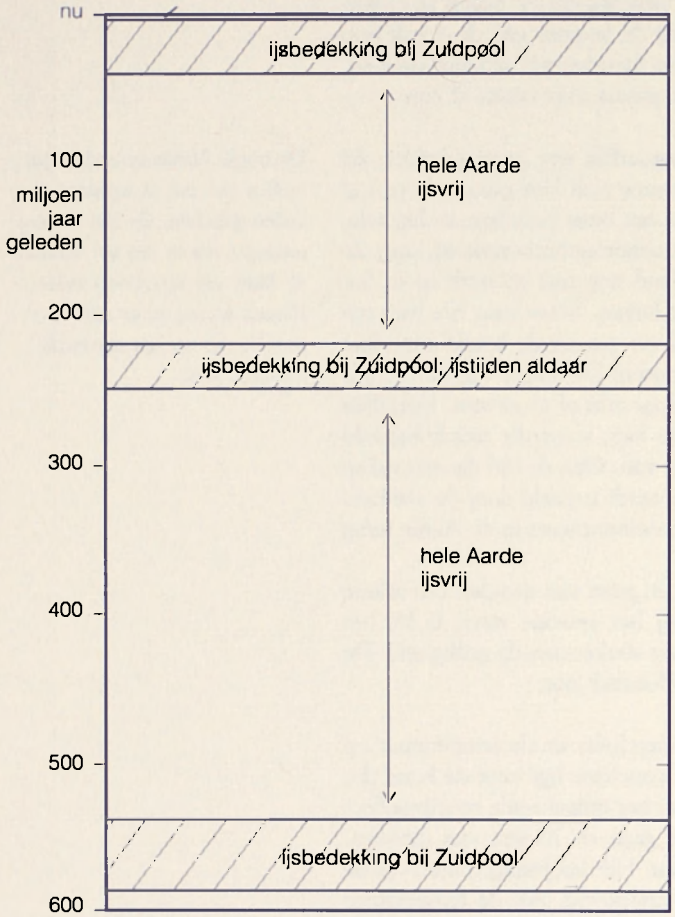
warmere lagen van de atmosfeer terechtkomt en begint af te breken. Bovendien smelt de kap door de warmte van de Aarde aan zijn onderkant, zodat hij inzakt en hiermee zijn afbraak versnelt. Als hij verdwenen is, begint het proces van voren af aan.

Drastische klimaatveranderingen hebben zich ook voorgedaan op andere planeten. Zo zijn er aanwijzingen dat in een ver verleden op Mars een aanzienlijk milder klimaat heerste en er zelfs stromend water op zijn oppervlak aanwezig was.

In werkelijkheid is het proces natuurlijk wat ingewikkelder. Zo hangt het moment waarop de sneeuw zich kan gaan ophopen af van de gemiddelde temperatuur in het hoge noorden: als het relatief koud is (bijvoorbeeld door astronomische oorzaken), start de ijstijd al als de stijging van het land nog niet zo sterk is; in het tegenovergestelde geval duurt het langer. Maar waar het hier om gaat, is dat vroeg of laat het land ver genoeg de koude atmosfeer insteekt om de ijsgroei te laten starten. De lengte van de periode tussen die twee ijstijden ligt hierdoor min of meer vast. Hetzelfde geldt voor de aangroeitijd van de kap, want die wordt bepaald door de hoeveelheid sneeuw die er valt. Ook de tijd die een ijskap leeft, ligt min of meer vast - deze wordt bepaald door de snelheid waarmee een volwassen kap een continent weer in de Aarde terug kan drukken.
Door dit alles zit er in het komen en gaan van ijstijden een zekere regelmaat. In tegenstelling tot bij het gewone weer, is bij het Aardse 'ijstijden-weer' de regelmaat sterker dan de grilligheid. De cycluslengte is ongeveer honderdduizend jaar.

Figuur 17 laat zien dat het koolzuurgehalte en de temperatuur op een zelfde wijze schommelen. De conclusie ligt voor de hand dat het broeikaseffect (hoofdstuk 6) - of het omgekeerde broeikaseffect - een oorzaak is geweest van het gaan en komen van ijstijden. Maar dit is waarschijnlijk niet waar. Het koolzuurgehalte *volgt* de temperatuurverandering en niet omgekeerd. Als de temperatuur hoger wordt, verdampt de koolzuur die in de oceaan is opgelost; bij een temperatuurdaling lost de koolzuur op in het water. Dit *versterkt* echter wel de klimaatschommeling die door de kappen wordt veroorzaakt: meer koolzuur betekent meer broeikas en dus een nog hogere temperatuur; minder koolzuur betekent het omgekeerde. Dit heet terugkoppeling; in hoofdstuk 6 wordt hier verder op ingegaan.

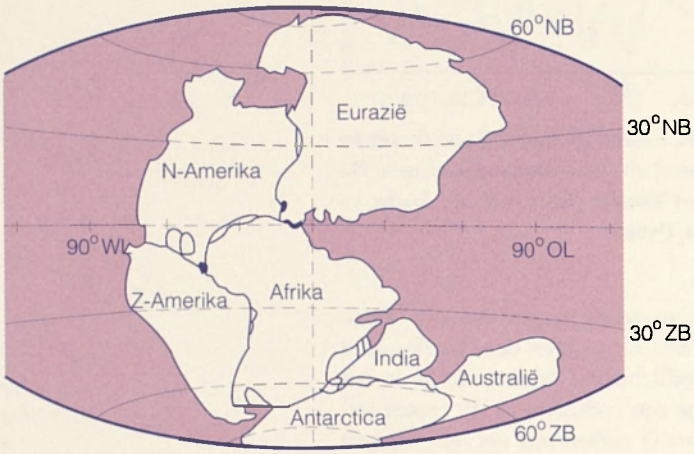
Uit de duur van de warme periode tussen de ijstijden in zou men kunnen opmaken dat een warme periode zoals wij nu beleven eigenlijk uitzonderlijk is. Dit is inderdaad waar en de voortekenen van nieuwe koude zijn zelfs al te herkennen. In het hoge noorden rijst de bodem en uiteindelijk zal de sneeuw erop niet meer verdwijnen. Het lijdt geen enkele twijfel dat het huidige interglaciaal over enkele tienduizenden jaren afgelopen zal zijn en wij dan een nieuwe, langdurige ijstijd tegemoet gaan. Het is ook zeker dat het interglaciaal daarna weer relatief kort zal zijn. Maar als wij het



Figuur 18. IJskappen in de geologische historie. Een ijskap kan zich pas vormen als er een continent over een pool schuift. Als het continent groot genoeg is, kan dit tot ijstijden leiden. Geologisch gezien zijn poolkappen zeldzaam.

klimaat over een zéér lange tijdsduur bekijken, dan komt warmte toch vaker voor dan kou.
In het huidige tijdperk zijn ijstijden wel mogelijk, maar enkele miljoenen jaren geleden was dat niet zo. Er moet zich namelijk een ijskap bij de pool kunnen vormen en dat kan alleen maar als er zich daar een grote landmassa bevindt. Dit is lang niet altijd het geval. De continenten schuiven over de Aarde en bedekken slechts af en toe een pool. Als dat gebeurt koelt de Aarde af omdat er een periode van 'ijstijden-weer' aanbreekt. Men zou dit een ijstijd-*episode* van de Aarde kunnen noemen. Als de continenten wegdrijven van de pool is het gedaan met de ijstijd-episode. De

Aarde is dan relatief warm en bovendien ijsvrij, omdat zeestromingen ervoor zorgen dat de pooloceanen uit open water bestaan. Geologisch gezien duren ijstijd-episoden maar kort, want er is nu eenmaal meer oceaan dan land. Meestal is de Aarde dus ijsvrij en relatief warm. Op dit moment maakt de Aarde een van zijn zeldzame, koele perioden door. Figuur 18 laat zien dat er de afgelopen 600 miljoen jaar slechts twee keer eerder sprake is geweest van een ijstijd-episode. Beide keren was er alleen op het zuidelijk halfrond een kap. Figuur 19 toont de positie van de continenten tijdens de voorafgaande ijstijd-episode, ruim 200 miljoen jaar geleden.



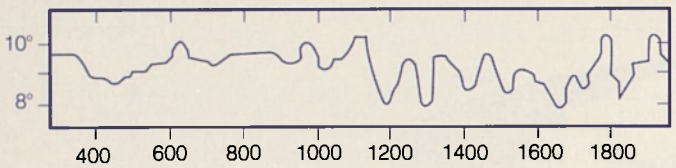
Figuur 19. Land-zee verdeling 225 miljoen jaar geleden. Destijds was er sprake van één oercontinent, Pangea genaamd. Dit continent strekte zich uit over de Zuidpool, hetgeen tot ijstijden aanleiding gaf. De plaats van de nul-meridiaan is willekeurig gekozen.

Klimaatschommelingen die het gevolg zijn van het komen en gaan van ijstijd-episoden zijn de traagste die wij kennen. De cycluslengte ervan is ongeveer 250 miljoen jaar. Deze wordt bepaald door de snelheid waarmee de grote continenten over de Aarde schuiven. Ook in deze schommeling overheerst de regelmaat. Een 'grillige' component in deze schommeling is echter ook aanwezig en is terug te voeren op het toeval waarmee continenten kunnen opsplitsen, waarna de brokstukken hun eigen weg kunnen gaan.

Klimaatschommelingen in de afgelopen eeuwen

IJstijden en ijstijd-episoden kenmerken zich door regelmaat. De vraag is of dat voor klimaatschommelingen over kortere tijd ook

zo is. Figuur 20 laat het verloop van de temperatuur zien in de afgelopen 1700 jaar. Ook daar zien wij een patroon in: tot ruwweg het jaar 1100 was het warmer dan nu; daarna werd het koeler en was er ook sprake van grotere grilligheid. De warme periode in de vroege middeleeuwen noemen wij wel eens het Optimum; de periode daarna de Kleine IJstijd. Klein was deze 'ijstijd' zeker, want het temperatuurverschil ten opzichte van de voorafgaande periode was slechts een of twee graden.



Figuur 20. De temperatuur op het noordelijk halfrond van de afgelopen 1700 jaar, zoals gereconstrueerd uit Groenlandse ijsboringen. Na 1100 maakte een relatief constant klimaat plaats voor een koeler en meer variabel klimaat (de 'Kleine IJstijd').

We kunnen ons afvragen of klimaatovergangen van een 'Optimum' naar een 'Kleine IJstijd' zich kenmerken door regelmaat of dat zij bepaald worden door grilligheden. Waarschijnlijk is het laatste het geval. Het is moeilijk een oorzaak voor dit proces aan te geven, maar mogelijk heeft het te maken met het zich wijzigen van oceaanstromen. Oceaan- en luchtstromingen beinvloeden elkaar en het kan zijn dat hun combinatie meerdere 'voorkeurspatronen' heeft. Het huidige patroon is er één van. Als door een of andere weerkundige oorzaak de oceaanstromingen zich verleggen, kan het oceanische stromingspatroon toevallig dicht bij een ander voorkeurspatroon komen. De kans bestaat dan dat het er vervolgens in terecht komt. Eenmaal in dit nieuwe patroon komt de trage oceaanstroming er niet makkelijk meer uit. Door de verlegde oceaanstromen is de oppervlaktetemperatuur van het water veranderd en daardoor wijzigt zich ook de gemiddelde stroming van de atmosfeer erboven. Het nieuwe patroon van oceaan- en luchtstromingen hoort bij elkaar en houdt elkaar in stand. Daarmee is het klimaat veranderd, of liever gezegd, overgesprongen naar een andere mogelijkheid. Dit nieuwe klimaat houdt aan totdat een toevalligheid bewerkstelligt dat de stroming weer in de oude toestand terugkomt of misschien naar nog een ander voorkeurspatroon gaat.
Als het bovenstaande waar is, kenmerken klimaatovergangen zoals die van de Kleine IJstijd naar het Optimum zich volledig door grilligheid. Een toevallige extreme weersituatie moet de

aanzet geven en niemand weet wanneer die plaatsvindt. De overgang zelf kan binnen een honderdtal jaren voltooid zijn (zie figuur 20). In dit beeld hebben wij dus te maken met meerdere klimaten (of klimaatregimes), die op zichzelf even waarschijnlijk kunnen zijn en elkaar voortdurend afwisselen

De overgang van het Optimum naar de Kleine IJstijd heeft Groenland dichter bij de grens van onleefbaarheid gebracht en geleid tot ontvolking van het noordelijk deel.

De voorgaande verklaring van het komen en gaan van een 'Kleine IJstijd' kan alleen juist zijn als de stromingen inderdaad meerdere stabiele voorkeurspatronen kennen. We weten echter niet of dat zo is. Als het inderdaad zo is en er dus meerdere klimaatregimes bestaan, noemt men het klimaat *intransitief*. In het andere geval hebben wij een *transitief* klimaat, dat altijd om één bepaalde toestand schommelt. Ook dan zijn de fluctuaties in figuur 20 nog wel te verklaren uit toevallige verstoringen in het oceaanpatroon, maar van een definitief overspringen is dan geen sprake.

Het is buitengewoon belangrijk een antwoord te vinden op de vraag of het klimaat al dan niet transitief is. Als het klimaat inderdaad intransitief mocht blijken te zijn en er dus meerdere voorkeurspatronen zijn, legt dat *ernstige* beperkingen op aan onze mogelijkheden de veranderingen van het klimaat door bijvoorbeeld het broeikaseffect te voorspellen. Het is dan namelijk heel goed mogelijk dat de atmosferische stroming zich niet een klein beetje wijzigt, maar in een ander voorkeurspatroon wordt gebracht. De klimaatverandering zou dan een volstrekt onverwachte wending nemen. Welke richting die op zou kunnen gaan is onbekend, omdat wij niet weten welke klimaatregimes er naast 'Kleine IJstijden' en 'Optima' nog meer zouden kunnen bestaan.

Schommelingen over korte perioden

We besluiten het onderwerp klimaatschommelingen door nog even een blik te werpen op de korte tijdschalen. Hierbij is de grens tussen klimaat en weer vervaagd, maar om ons aan te passen bij het algemeen spraakgebruik, spreken we van nu af over weer. Weer op tijdschalen variërend tussen een dag en vele jaren kent zowel een periodieke als een grillige variatie. De regelmaat ontstaat natuurlijk doordat de zon overdag schijnt en 's nachts niet en doordat de zon 's zomers hoog staat en 's winters laag. De grilligheid is een gevolg van het feit dat de posities van de hoge- en lagedrukgebieden voortdurend wisselen waardoor er bijvoorbeeld een onvoorspelbare volgorde in hete zomers en strenge winters ontstaat en snelle wijzigingen in het weer van dag tot dag. In de volgende paragraaf zullen wij dit nader bekijken. Voorlopig volstaan wij met de constatering dat het 'klimaat' op tijdschalen tussen één dag en jaren grillig is en alleen door een dag of door een jaar heen regelmatige wisselingen vertoont.

In tabel 2 vatten wij de karakteristieken van het klimaat op verschillende tijdschalen samen.

Tabel 2. Klimaat/weerschommelingen op verschillende tijdschalen

verschijnsel	karakteristiek	temperatuurvariatie op breedte Nederland	oorzaak
ijstijd-episoden	regelmatig	ca. 10 graden	continentenverschuiving, periode 250 miljoen jaar
ijstijden	regelmatig	ca. 10 graden	instabiliteit van ijskappen, rijzen en dalen van continenten, periode 100.000 jaar
klimaatschommelingen over eeuwen ('Kleine IJstijd')	grillig	enkele graden	verleggen oceaanstromingen; intransitiviteit ?
weer van jaar tot jaar	grillig	enkele graden	verdeling van de depressiebanen, gemiddeld over het jaar
weer van seizoen tot seizoen	regelmatig	15 graden	zonshoogte, periode één jaar
weer van dag tot dag	grillig	0-15 graden	wisseling posities hoge- en lagedrukgebieden
weer van dag naar nacht	regelmatig	7 graden	zonsopkomst en -ondergang
broeikaseffect	stijgende trend	enkele graden in een eeuw	menselijke activiteit

We keren terug naar de vraag die wij ons in dit hoofdstuk stelden: in hoeverre is een klimaatverandering zoals die verwacht wordt bij doorzettend broeikaseffect uniek? Niet wat betreft de grootte van de klimaatverandering, want de tabel laat zien dat het aardse 'weer' grotere veranderingen kent. Het bijzondere zit hem in de snelheid waarmee het proces zich voltrekt. Op een tijdschaal van een eeuw is een verdubbeling van het koolzuurgehalte zeer veel en een temperatuurverhoging van enkele graden ook. Klimaatveranderingen hebben altijd aanpassingen vereist, ook als ze zich langzaam voltrokken. Maar voor ons zijn de gevolgen van kleine, snelle klimaatwijzigingen ingrijpender, omdat de tijdsduur waarin maatregelen moeten worden genomen, beperkt is tot één of twee generaties. Een voorbeeld van zo'n kleine wijziging is de overgang van het Optimum naar de Kleine IJstijd, die door zijn snelheid de loop van de geschiedenis heeft veranderd en tot migraties aanleiding heeft gegeven. Als de voorspellingen over een doorzettend broeikaseffect uitkomen, zal de komende klimaatverandering niet minder snel zijn.

Het is echter niet zo dat *zonder* menselijk ingrijpen een klimaat constant blijft. Aan de klimaatvariaties van vroeger is duidelijk te zien dat het klimaat uit zichzelf ook al grote sprongen kan maken. Het is mogelijk dat dit ieder moment weer kan gebeuren, ook zonder ons ingrijpen.
Op dit moment wordt de samenstelling van de atmosfeer veranderd en lijkt het waarschijnlijk dat er een ander klimaat komt. Berekeningen geven aan dat dit tot een paar graden temperatuurverhoging zou kunnen leiden. De berekeningen bevatten echter verregaande vereenvoudigingen van het uiterst complexe atmosfeersysteem en het is zeer de vraag of aan deze voorspellingen al te veel waarde moet worden gehecht. In het hoofdstuk over ozon hebben wij al gezien dat door een betrekkelijk kleine atmosferische verandering een groot gat boven de Zuidpool is ontstaan dat door de berekeningen absoluut niet was voorzien. Niemand weet of de atmosfeer niet soortgelijke verrassingen voor ons in petto heeft als wij het koolzuurgehalte verhogen. Daarbij is het onbekend of het klimaat wel of niet intransitief is, en als het intransitief is, welke stabiele klimaatregimes bestaan. Maar mocht er inderdaad sprake zijn van intransitiviteit, dan zou een verhoging van het koolzuurgehalte het klimaat misschien in een ander, mogelijk onbekend klimaatregime kunnen brengen en bovendien zal deze verandering blijvend zijn.

Wellicht wordt de verwachte temperatuurstijging door het broeikaseffect deels teniet gedaan omdat er meer lage wolken komen. Een overgang naar een bewolkter klimaat is echter zeker zo ingrijpend als een overgang naar een warmer klimaat.

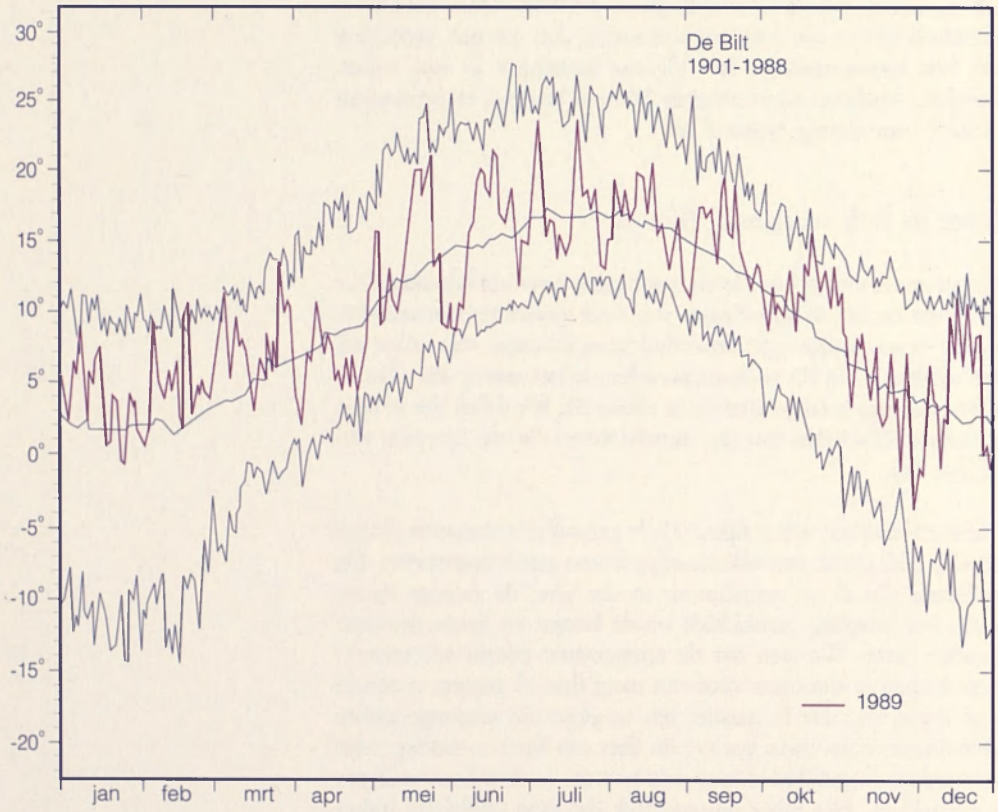
Weer in zich wijzigend klimaat

Als wij ervan uitgaan dat de voorspellingen over het broeikaseffect uitkomen en dat de schattingen van twee graden temperatuurverhoging in een vijftig- tot honderdtal jaren juist zijn, wat zullen wij dan merken? Om dit te beantwoorden, is het nuttig om eens te bezien hoe ons huidige klimaat in elkaar zit. We dalen dus af naar de kortste tijdschalen van ons 'Aardse weer': die van het weer van dag tot dag.

Hiervoor bekijken wij in figuur 21 de gemiddelde temperatuur per etmaal, zoals die in een willekeurig gekozen jaar is opgemeten. De gekleurde lijn is de temperatuur in dat jaar; de overige lijnen geven het langjarig gemiddelde en de hoogst en laagst gemeten waarden weer. We zien dat de temperatuur enorm schommelt: soms komen er sprongen voor van meer dan 10 graden in één of twee dagen tijd. De fluctuaties zijn zo groot dat sommige zachte winterdagen nauwelijks koeler zijn dan een frisse zomerdag. Met geen enkele mogelijkheid is er enig systeem in de schommelingen te ontdekken. Het blijkt onmiddellijk dat deze grilligheid inderdaad het opvallendste kenmerk van ons dagelijkse weer is.

Zoals gezegd kent ons weer ook voorspelbare regelmatigheden. 's Nachts is het kouder dan overdag en 's winters kouder dan in de zomer. Door het etmaal heen is deze regelmaat zeer sterk, doordat het weer zelf in zo'n korte tijd meestal niet opvallend verandert (zie de figuur) maar de zonnewarmte wel. Door de seizoenen heen is de regelmaat echter minder opvallend: een grillige component zorgt ervoor dat het bijvoorbeeld soms weken duurt vóór men voelt dat de lente doorzet. In het algemeen zou men kunnen zeggen dat het weer van dag tot dag wordt gestuurd door toevalligheden, met daarnaast een regelmaat door het jaar heen. Deze karakteristiek is duidelijk uit de figuur af te lezen.

Figuur 21. Het verloop van de temperatuur in een willekeurig gekozen jaar (1989) in De Bilt is weergegeven met een gekleurde lijn. De zwarte lijnen geven het gemiddelde en de hoogst- en laagstgemeten temperaturen aan voor iedere dag, van 1901 tot 1988.



De grilligheid in ons weer ontstaat door de zich voortdurend wijzigende posities van hoge- en lagedrukgebieden om ons heen. Soms veroorzaakt hun ligging een warme zuidenwind, dan weer een koude noordenwind. Weersystemen ontstaan, verdwijnen en hergroeperen zich onophoudelijk en dit wijzigt voortdurend ons weer.
Deze grilligheid is zó groot, dat het over de jaren gemeten merkbaar blijft. Hierdoor treden warme zomers of koude winters in een onvoorspelbare volgorde op. Vreemd genoeg beleeft de mens dat vaak anders: wij zijn geneigd overal een patroon in te zien en menen dat ook te ontdekken in het beperkte aantal winters of zomers dat wij meemaken. Een selectief geheugen helpt ons vermeende trends op te sporen. Daarom heeft iedere generatie het over 'vroeger, toen het nog echt winter werd', of meent men een opwarming te bespeuren door het feit dat een paar winters zacht waren. Als wij de cijfers echter op een rij zetten, blijkt er generaties lang geen sprake te zijn geweest van een klimaatverandering die in een mensenleven merkbaar is.
Op dit moment voorspelt men een opwarming en wacht iedereen gespannen op de eerste tekenen daarvan. Maar enkele opeenvolgende warme zomers hoeven absoluut niet in die richting te wijzen. Niet alleen vanwege het bovenstaande, maar ook omdat warme zomers in ons land ontstaan doordat de grote weersystemen om ons heen toevallig een wat ongewoon patroon hebben gevormd. Dit leidt niet alleen bij ons, maar ook elders tot 'abnormaal' weer. Het resultaat, vooral op grote afstand, is vaak tegengesteld: een warme zomer bij ons gaat vaak samen met een slechte zomer in bijvoorbeeld Spanje. Als wij dus aanwijzingen menen te bespeuren van een opwarming, denkt de Spanjaard op hetzelfde moment dat de Aarde afkoelt! Het objectief vaststellen van een klimaatverandering is hierdoor zeer moeilijk en daarom is het beter naar het weer over een groot gebied te kijken. Maar als er een verandering vastgesteld wordt, dan moet deze flink doorzetten voordat wij haar aan den lijve kunnen ervaren.

Omdat Nederland gelegen is op een breedte met veel depressieactiviteit, is de grilligheid van het weer relatief groot. Dichter bij de evenaar heeft het weer een gelijkmatiger karakter.

Figuur 21 toont ons een andere belangrijke eigenschap van ons weer. Hoewel er veel schommelingen te zien zijn blijft het totale aantal toch beperkt. Het gebeurt dus niet zo vaak dat het weer van twee opeenvolgende dagen totaal verschillend is. Anders gezegd: als het weer op een bepaalde dag van een bepaald type is, is de kans groot dat dit de volgende dag hetzelfde zal zijn. Blijkbaar heeft de atmosfeer een zeker geheugen dat voorkomt dat het weer van dag op dag enorm wisselt. Dit geheugen danken wij aan de grote afmetingen en lage verplaatsingssnelheid van de weersystemen. Als wij eenmaal onder invloed van een bepaald weersysteem zijn duurt het doorgaans enige tijd voordat een ander systeem het overneemt.

Dit geheugen - ook wel persistentie genoemd - van het weer zorgt ervoor dat warme, koude, natte of droge dagen gegroepeerd optreden. Dat is nu zo en bij een veranderend klimaat zal het niet anders zijn.

In tabel 3 zetten wij de temperatuurverhoging zoals die verwacht wordt bij doorzettend broeikaseffect naast de temperatuurfluctuaties die zich in een ver verleden hebben voorgedaan en naast enkele karakteristieken van ons weer.

Tabel 3. Temperatuurvariaties

Oorzaak	Temperatuur-verschil	Fluctuaties nu (Nederland)	Temperatuur-verschil
toename koolzuurgehalte	2°	dag/nacht, gemiddeld	7°
ijstijden/interglaciaal, Nederland	10°	dag/nacht, grootste	22°
ijstijden/interglaciaal, wereld	5°	tussen twee opeenvolgende etmalen, gemiddeld	2°
zomer/winter, Nederland	15°	tussen twee opeenvolgende etmalen, grootste	16°
verschil in lokatie:			
Parijs/De Bilt	1,6°	koudste/zachtste winter	9°
Rome/De Bilt	6,3°	koelste/heetste zomer	5°
De Bilt/Oslo	3,4°	koudste/warmste jaar	4°

We zien dat twee graden temperatuurverhoging maar weinig is vergeleken met de fluctuaties die het weer over de jaren heen vertoont. Hierdoor is klimaatverandering een sluipend proces en duurt het bijzonder lang voordat wij kunnen vaststellen dat er iets anders aan de hand is dan de gewone wisselvalligheid die het weer toch al kent. Een verhoging van twee graden kan men ook ervaren door van Nederland naar Parijs te gaan. De zon staat dan wat hoger, maar het verschil in luchttemperatuur valt nauwelijks op.

Blijft de oorspronkelijke vraag: hoe zal een verandering van het wereldklimaat zich bij ons doen gevoelen? Niet door een geleidelijke, systematische toename van de temperatuur, want wij hebben gezien dat door de grilligheden van ons weer dit niet duidelijk merkbaar is. Wat er zal gebeuren is dat de groepjes met warme dagen iets vaker zullen voorkomen, gemiddeld iets langer zullen duren en iets warmer zijn; voor de koude dagen geldt het

omgekeerde. Dit effect is echter zo klein dat tegen de tijd dat wij in Nederland echt ondervinden dat er van klimaatverandering sprake is, de wereldwijde trend allang heeft doorgezet en de gevolgen op flora en de zeespiegel al merkbaar zijn.

4 Kwetsbaarheid van samenlevingen

G.P. Können

Als het klimaat verandert, heeft dat altijd gevolgen voor de samenleving. We kunnen deze gevolgen op een rijtje zetten; enkele ervan zijn elders in dit boek al toegelicht. Maar als wij het probleem wereldwijd bekijken, zoals wij dat in verderop zullen doen, dan zien wij het volgende beeld verschijnen.

1. De gevolgen van klimaatveranderingen verschillen van gebied tot gebied.
2. Een klimaatverandering kan zowel gunstig als ongunstig uitwerken op de verschillende onderdelen van de maatschappij. In een aantal landen zal de balans negatief zijn; in andere gebieden positief.
3. Voor ontwikkelingslanden zijn de gevolgen ingrijpender dan voor industrielanden. Het hoofdprobleem van de ontwikkelingslanden is de voedselvoorziening in stand te houden en de fragiele economie op te bouwen, iets dat zelfs zonder verstoring van het klimaat maar moeizaam lukt. Voor de industrielanden daarentegen is de klimaatverandering in een aantal opzichten een luxeprobleem: hoe kunnen de welvaart (of zelfs de recreatie!) met zo min mogelijk kosten en moeite in stand worden gehouden en hoe beperken wij het ongemak.

De oorzaak van de verscheidenheid aan gevolgen is terug te voeren op de migratiedrift van de mens en zijn vermogen zich aan de omgeving aan te passen. De mens is van tropische oorsprong: in de gebieden rond de evenaar zijn de leefomstandigheden het beste. Kleren zijn daar niet nodig en er is voedsel in overvloed. Maar de mens is toch in staat gebleken over de hele Aarde uit te zwerven tot aan de poolgebieden toe. Dit door gebruik te maken van kleren en behuizingen, die ervoor zorgen dat de omstandigheden 'op de huid' leefbaar blijven. De wijze van aanpassing verschilt van streek tot streek: in het hoge noorden worden bijvoorbeeld huizen gebouwd op ijs, iets wat men in Nederland wel uit zijn hoofd zal laten.
De meest geliefde vestigingsplaatsen zijn vruchtbare of economisch gunstige gebieden, waar de voedselvoorziening het makkelijkst is of waar het meest te verdienen valt. Vulkaanhellingen, lage rivierdelta's en kustgebieden hebben hierdoor grote aantrekkingskracht gehad. Eenmaal gevestigd, heeft een mens niet veel

Foto links: zonder de speciale voorzieningen zou een aanzienlijk deel van ons land vrijwel onbewoonbaar zijn.

zin om te verhuizen, ondanks de gevaren die zo'n locatie met zich meebrengt. Zelfs een ramp is niet voldoende om de bevolking te verjagen: na een overstroming, een vulkaanuitbarsting of een misoogst keert iedereen gewoonlijk weer terug. Pas als een ramp te vaak voorkomt of te hevig uitpakt, trekt de bevolking weg of worden er maatregelen genomen. Onze Afsluitdijk (gevolg van de overstroming van 1916) en de Deltawerken (stormvloed van 1953) zijn van dit laatste een goed voorbeeld.

Ondanks al onze aanpassingen blijven wij relatief kwetsbaar in streken die buiten het oorspronkelijke woongebied van de mensheid liggen. Kleine fluctuaties in een onvriendelijker klimaat of leefomgeving hebben vérstrekkender gevolgen. Welke die zijn hangt af van de omgeving, de economische aktiviteit die is ontplooid en de wijze van aanpassing die is toegepast, en dit verschilt van gebied tot gebied.
In dit licht is het illustratief om schematisch te kijken naar enkele gevolgen van een warmer klimaat. De zeespiegel stijgt: het wonen in de lage gebieden wordt gevaarlijker. Bruggen en dergelijke worden te laag. Door de warmte (en de koolzuur, zie verderop) gaan planten beter groeien zodat de landbouw effectiever kan worden. Bovendien komen er nieuwe landbouwgebieden beschikbaar: voor iedere graad extra schuiven de landbouwzones van het noordelijk halfrond ruwweg 200 km noordelijk op; in de bergen gaan de zones 200 m omhoog. Maar in de subtropen worden sommige gebieden onvruchtbaar. In een aantal landbouwgebieden ten noorden hiervan moet de cultuur worden aangepast en ook de landbouwtechniek: bepaalde onkruidsoorten zullen beter of slechter gaan groeien, met alle gevolgen van dien. Tevens trekken insecten en bepaalde plantenziektes naar het noorden en zorgen voor tot dan toe onbekende plagen.
Omdat de winters minder streng zijn, wordt het leven in noordelijke streken draaglijker, zodat minder mensen zullen bezwijken door de koude. Maar in warmere gebieden zullen meer hittegolven optreden met als gevolg een hogere mortaliteit onder de kwetsbare bevolkingsgroepen. Bovendien krijgen bepaalde ziekten (zoals malaria) beter de kans uit te breken.
Nog verder poolwaarts smelt de permafrost, de altijd bevroren grond. Hierdoor ontstaan poelen en moerassen, zodat gebieden ontoegankelijker worden en zakken constructies die op de permafrost gebouwd zijn weg.

Het is moeilijk een totaalbalans op te maken van al deze effecten, te meer daar wij niet precies weten wat er nu echt met het klimaat gaat gebeuren. Maar wat er ook verandert, de gevolgen zijn altijd in hoge mate streek- en welvaartgebonden.
In het onderstaande geven wij summier weer hoe een klimaatver-

andering doorwerkt op een aantal onderdelen van de maatschappij. Hierbij omzeilen wij het probleem van de onzekerheid van de voorspellingen door één bepaald scenario voor juist aan te nemen. We nemen hiervoor de thans gehanteerde schattingen over de gevolgen van verdubbeling van het koolzuurgehalte in een eeuw tijd. Volgens deze berekeningen leidt dit tot een gemiddelde verhoging van de wereldtemperatuur van 2 a 3 graden met de grootste verwarming bij de polen en tot poolwaartse verschuivingen van de regenzones. Wij benadrukken echter dat de gevolgen van een eventuele *andere* klimaatverandering wel anders, maar zeker niet minder ingrijpend zullen zijn.

Landbouw en bossen

Er zijn drie factoren die vooral van belang zijn voor plantengroei, namelijk vocht, temperatuur en koolzuurgehalte. Hogere temperaturen leiden tot meer verdamping en dus minder vocht; anderzijds verschuiven de regenzones op ons halfrond naar het noorden, waaronder de tropische moesson. Sommige droge gebieden van nu worden dus vochtiger. In de tijd van de farao's is dat ook gebeurd en had bijvoorbeeld de Sahara een veel vochtiger klimaat, met alle positieve gevolgen voor de leefbaarheid. Op een zelfde wijze zouden gebieden zoals de Sahel in de toekomst met meer neerslag te maken kunnen krijgen. Dit lijkt gunstig, maar de neerslag zal vooral als buien vallen en de begroeiing - niet in staat de snelle klimaatverandering te volgen - kan het vocht dan niet voldoende vasthouden. Gevolg: erosie van de vruchtbare bovenlaag en meer problemen met de voedselvoorziening. Er zijn verschillende ontwikkelingslanden die op deze wijze bedreigd worden en dit wordt vooral veroorzaakt door de snelheid van de klimaatverandering: 0,2 of 0,3 graad per tien jaar is tien tot vijftig keer meer dan de opwarming aan het eind van een ijstijd.

De toestand van de vegetatie op Aarde laat zich uitstekend meten vanuit een satelliet.

Wereldwijd gezien is een toename van het koolzuurgehalte helemaal niet slecht voor de landbouw, omdat een aantal gewassen beter groeit als er meer koolzuur is. Men noemt dit wel CO_2-bemesting. Het gevoeligst hiervoor zijn de zogenaamde C3-gewassen - tarwe, rijst, gerst, suikerbiet, groentes, soyabonen, onze grassen en alle bomen. C4-planten (mais, gierst, suikerriet) reageren minder sterk op CO_2-bemesting. In de gematigde zones groeien vooral C3-gewassen; rond de evenaar is relatief veel C4-gewas.
Door deze CO_2-bemesting kunnen opbrengsten groter worden; dit kan nog worden versterkt door om te schakelen van C4- naar C3-gewassen. Ook het onkruidprobleem kan minder worden, omdat 14 van de 17 hardnekkigste onkruidsoorten in de wereld

C4-planten zijn. C4-onkruid in C3-gewas krijgt bij een verhoging van koolzuurgehalte minder kans. Omgekeerd is het probleem natuurlijk groter bij C4-gewassen waar men met C3-onkruid te maken heeft. Door aanpassing van landbouwtechnieken en verandering van soorten kan het voordeel van CO_2-bemesting worden uitgebuit op wereldwijde schaal. Overigens moet worden opgemerkt dat bij CO_2-bemesting de opbrengsten gevoeliger worden voor temperatuurschommelingen en dus voor het weer: de kans op een 'misoogst' wordt groter.

De toekomstige oogsten hangen af van de totale uitwerking van CO_2-bemesting en klimaatveranderingen, speciaal van vocht. Irrigatie is soms in staat het vochttekort effectief te compenseren (een voorbeeld is Los Angeles dat kan bestaan doordat de Colorado-rivier is afgetakt), maar zo'n oplossing is duur. In sommige landen zal de landbouw dus verliesgevend worden. Merkwaardigerwijze zou een instorting van sommige landbouwtakken economisch gezien *winst* kunnen betekenen. Reden hiervoor is dat in veel industrielanden een onrendabele landbouwsoort om politieke redenen in stand wordt gehouden. Er is dus geen sprake van dat de landbouwmogelijkheden op Aarde thans optimaal worden benut. Het is niet waarschijnlijk dat men snel zal overgaan op een ander gebruik van landbouwgrond, bijvoorbeeld door het ontsluiten van de Noordcanadese en Noordeurasische landbouwzones, die bij klimaatverandering ter beschikking komen. Eerder zal misschien worden getracht de huidige gebieden te handhaven. Dit onderstreept nogmaals de stelling hierboven: klimaatverandering is voor ontwikkelingslanden een levensbedreigend probleem, maar voor de rijke landen vaak een luxeprobleem. Wij kunnen het ons nog steeds permitteren om 'kunstmatige' en dure landbouw in stand te houden om redenen die niets met optimale voedselvoorziening te maken hebben.

Irrigatie kan tot gevolg hebben dat andere gebieden met een vochttekort komen te zitten. Het probleem is dan alleen maar verplaatst. Dit kan leiden tot een ingewikkeld politiek of juridisch steekspel. Zulk soort complicaties hebben er in Amerika toe geleid af te zien van pogingen om, ten behoeve van bepaalde landbouwgebieden, regen te maken door middel van het kunstmatig activeren van wolken.

Een verwarming van de Aarde leidt, naast het veranderen van landbouwzones, ook tot een poolwaarts verschuiven van de boomgordels. De tropische gordel wordt breder, de subtropische en gematigde boomgordels kleiner - mede omdat het grondoppervlak minder groot is in noordelijker streken van de Aardbol (de atlas geeft hiervan vaak een vertekend beeld).

In het verleden hebben klimaatveranderingen inderdaad verschuivingen van bossoorten veroorzaakt. Het verschil met toen is opnieuw de snelheid van de klimaatverandering. Deze is vele malen groter dan de snelheid waarmee bossen zich poolwaarts kunnen verplaatsen. Als de zaden met de wind worden verplaatst is dit ruwweg 25 km per eeuw; als dieren voor de uitzaaiing zorgen is dit ongeveer 50 km per eeuw. De verandering van het leefgebied van de bossen gaat echter met een snelheid van 400 km/eeuw als de opwarming 2 graden is. De aangroei van de bossen in het

noorden gaat dus trager dan het afsterven in het zuiden met als gevolg verlies aan bosgrond. Het kan zeer lang duren voor dit zich herstelt, want de levenscyclus van een boom is lang.
Afname van de bebossing heeft verregaande consequenties. Bossen vormen een waterbuffer en zorgen voor continuïteit in het grondwatergehalte, bovendien beschermen ze de grond tegen erosie en temperen ze grote verschillen in temperatuur. Het verlies van bossen leidt tot woestijnvorming en versterkt daarmee de effecten van een klimaatverandering.

In tegenstelling tot wat wel eens wordt beweerd, zijn bossen niet de zuurstofproducenten op Aarde. Als een boom vergaat neemt hij de zuurstof weer op die hij tijdens zijn leven heeft geproduceerd. Planten en bossen zorgen alleen voor netto zuurstofproduktie als de levende massa zich uitbreidt of als de dode massa niet volledig vergaat maar wordt opgeslagen, bijvoorbeeld als steenkool.

Zoetwater en permafrost

Een opwarming zal waarschijnlijk leiden tot minder vochtgehalte in de grond. Dit heeft consequenties voor de drinkwatervoorziening en dus voor de bewoonbaarheid van verschillende streken op Aarde. Opnieuw zullen de gevolgen het sterkst zijn voor de ontwikkelingslanden; door verandering in infrastructuur kunnen de industrielanden wellicht hun watervoorziening in stand houden (zie bovengenoemd voorbeeld van Los Angeles). Uitdroging zou ertoe kunnen leiden dat waterkrachtcentrales minder energie kunnen leveren en een land als Brazilië bijvoorbeeld wekt maar liefst 94% van zijn elektriciteit op deze wijze op. Verder is het mogelijk dat bestaande energiecentrales problemen krijgen met hun koeling als er minder water beschikbaar is. Ook hier kunnen wij dus te maken krijgen met zeer ingrijpende verschuivingen in economische patronen.

Permafrost vormt een probleem apart; de consequenties van het afsmelten zijn hierboven al aangestipt. Een andere latente dreiging is het feit dat in permafrost een enorme hoeveelheid methaangas is opgeslagen. Methaan is twintig keer effectiever dan koolzuur als 'broeikasgas'. Het is daarom mogelijk dat het verdwijnen van de permafrost de opwarming nog verder versterkt.

Oceanen en klimaatversterking

Een klimaatverandering kan veranderingen veroorzaken in de stromingen van de oceaan. Zulke veranderingen kunnen een enorme extra klimaatwijziging veroorzaken in bepaalde gebieden op Aarde, zie ook hoofdstuk 5. Verderop in dit boek zullen wij zien dat het vrijwel onmogelijk is om toekomstige oceaanstromingen te voorspellen. Wel is het illustratief om te kijken wat er in het verleden is gebeurd tijdens warmere perioden van de Aarde, al benadrukken wij dat het absoluut niet zeker is dat dit zich zal herhalen.

De laatste twee warme perioden liggen 5000 en 125.000 jaar achter ons. De temperatuur was toen ongeveer twee graden hoger dan nu. Het blijkt dat in die perioden de gebieden van opwelling - dat zijn gebieden waar koud water vanuit de diepten naar boven komt - aanzienlijk waren verschoven. Vooral bij de westelijke kusten waren ze zwakker, aan de oostkusten wat sterker. Het meest in het oog springend was het vrijwel verdwijnen van de zogenaamde Peru-opwelling. Op dit moment gebeurt van tijd tot tijd hetzelfde, tijdens de zogenaamde El Nino-jaren (zie hoofdstuk 5), met voor Peru enorme consequenties. Als El Nino optreedt, gemiddeld eens per tien jaar, stijgt de zeewatertemperatuur met 2 tot 6 graden. Hierdoor verandert de atmosferische stroming en kunnen zich tropische buien ontwikkelen, die landinwaarts trekken over een gebied waar normaal een woestijnklimaat heerst. De gevolgen zijn rampzalig: vanwege de schamele begroeiing spoelt alles weg. Mocht een verwarming leiden tot een definitief verdwijnen van de Peru-opwelling, dan is ieder jaar El Nino-jaar. Peru heeft dan niet alleen te maken met 'een paar graden meer', maar met een gigantische klimaatverandering die het land mogelijk tijdelijk vrijwel onbewoonbaar maakt.
Het risico op versterkte uitwerking van klimaatverandering van het hiergenoemde type is het grootst voor gebieden waar de oceaan gevoelig is voor verstoring. Het is niet bekend waar die gebieden zijn, maar het ligt voor de hand dat vooral zwakke oceaanstromingen gevoelig zijn. Een voorbeeld is de Somalistroom bij Oost-Afrika die zich periodiek omkeert en daarmee een centrale rol speelt bij de moessonvorming in India. Mocht hij verdwijnen of van gedrag veranderen, dan zijn de gevolgen voor dat gebied verstrekkend.

Tijdens El Nino loopt de visstand in de oceaan drastisch terug met als gevolg een grote sterfte onder de zeevogels. In 1972 nam dit verschijnsel echter een catastrofale omvang aan. De reden was dat er een grote vismeelindustrie was ontstaan, die vooral ansjovis als grondstof gebruikte. Tijdens de El Nino van dat jaar trok de ansjovis zich zoals gebruikelijk terug in het koude water van de baaien aan de Peruaanse kust, waar ze een makkelijke prooi vormde voor de vissersvloten. De vis werd vrijwel uitgeroeid waarna er massale sterfte volgde van zeevogels, die in enorme getale het strand opspoelden. Zowel de visserij als de vogelstand stortte volledig in; pas aan het eind van de jaren zeventig had dit zich weer enigszins hersteld.

Verandering van oceaancirculatie heeft consequenties voor de visserij en dus voor de voedselvoorziening. De rijkste visgronden op Aarde zijn de opwellingzones en nu al zorgen weersfluctuaties ervoor dat ze kunnen versterken of verzwakken. Bij een klimaatverandering kunnen de visrijke gebieden definitief van de ene kust naar de andere verschuiven en daarmee zorgen voor ingrijpende veranderingen in het economisch patroon.
Tenslotte, als de verandering van de atmosferische samenstelling leidt tot toenemende ultraviolette straling, kan het leven in de bovenste laag van de oceaan beïnvloed worden. Dit kan een verandering in de fauna teweegbrengen (een toenemende zuurgraad door meer opgelost koolzuurgas overigens ook). De grootste zuurstofproducenten zijn de algen in de bovenste laag van de Zuidelijke Oceaan. Al is er nu zuurstof genoeg, op de lange duur zou toenemende ultraviolette straling kunnen leiden tot een verminderd zuurstofgehalte in de atmosfeer.

Gevolgen van afkoeling

Op dit moment gaan wij ervan uit dat de temperatuur met een paar graden per eeuw gaat stijgen, maar in het complexe klimaatsysteem is heel wat mogelijk. Misschien worden wij ooit nog eens geconfronteerd met de dreiging van een afkoeling van soortgelijke snelheid. Erg waarschijnlijk is dat nu niet, maar het is interessant om de gevolgen er van te vergelijken met die van opwarming.

Bij afkoeling schuiven de landbouw- en vegetatiezones richting evenaar en het onbewoonbare poolgebied breidt zich uit. Als het koolzuurgehalte vermindert, verlaagt dat de landbouwproduktie en neemt het onkruidprobleem toe. De noordelijke woestijngebieden van ons halfrond worden natter, maar het vruchtbare gebied rond de evenaar kleiner. De zeespiegel zakt en er komt nieuw land beschikbaar. Maar gebieden die van de zee afhankelijk zijn moeten hun havens uitbaggeren of verder zeewaarts trekken.
In bepaalde opzichten zijn de gevolgen van afkoeling en opwarming analoog: bossen kunnen het tempo niet volgen, visserijgronden verschuiven en bepaalde plaatsen kunnen te maken krijgen met een versterkte uitwerking van klimaatverandering door verandering in de oceaancirculatie. Maar als wij de totaalbalans van de gevolgen opmaken zien wij dat die bij afkoeling duidelijk negatiever uitvalt dan bij opwarming.

Op dit moment beinvloeden wij de samenstelling van de atmosfeer en het is duidelijk dat zoiets tot een klimaatverandering kan leiden, die zich naar historische maatstaven zeer snel kan voltrekken. Bovendien is het mogelijk dat er plaatselijk of wereldwijd zich onvoorziene omstandigheden voordoen. Voorbeelden uit het verleden, El Nino en het Ozongat maken ons duidelijk dat een kleine verstoring soms verregaande en onverwachte gevolgen kan hebben. De toekomst van het klimaat is altijd onzeker geweest; menselijk ingrijpen heeft deze onzekerheid verhoogd.
De veranderende atmosfeersamenstelling wordt vooral veroorzaakt door het verstoken van fossiele brandstof. Het effect zal nog groter worden naarmate de ontwikkelingslanden meer behoefte krijgen aan energie - zelfs als de industrielanden zich matigen. Een hieruit voortvloeiende klimaatverandering zal verregaande consequenties hebben voor de samenleving en zal voor een aantal landen - soms niet eens de veroorzakers van het probleem - rampzalig kunnen zijn. Maar gegeven het feit dat menselijke activiteiten - misschien bijna onvermijdelijk - tot klimaatveranderingen van deze omvang en snelheid leiden, dan mogen wij ons nog gelukkig prijzen dat er sprake is van opwarming en niet van afkoeling. Dat laatste zou zonder meer catastrofaal zijn.

5 Begrijpen en voorspellen

C.J.E. Schuurmans

Weer en klimaat zijn aan voortdurende verandering onderhevig, altijd en overal. Wij willen voor deze veranderingen gewaarschuwd worden, zodat we tijdig voorzorgsmaatregelen kunnen nemen. Kortom, we willen naast weersvoorspellingen ook klimaatvoorspellingen maken. Het lijkt logisch dat dit voorspellen beter zal gaan naarmate we het klimaat beter begrijpen. De vraag rijst dan ook of we werkelijk een goede verklaring hebben voor zijn eigenaardigheden, zijn variabiliteit en voor de waargenomen weersverschijnselen op diverse plaatsen op Aarde. Hierover gaat dit hoofdstuk en het zal vanzelf blijken hoever dit soort kennis ons helpt bij het maken van voorspellingen.

Begrijpen van de temperatuur

Wij weten dat de gemiddelde temperatuur op Aarde 15 graden is en in Nederland ongeveer 9 graden. Wij kunnen ons afvragen wat wij van het klimaat moeten weten om dit simpele gegeven te verklaren. We bouwen het beeld van de grond af op en stoppen pas als het antwoord ongeveer goed is.

De Aarde blijft op temperatuur door de zon. Zij vangt ongeveer 70% op van de zonnewarmte die de atmosfeer bereikt en kaatst de rest direct terug in de ruimte. De ingevangen warmte wordt als infrarode straling weer uitgestraald. Hoe hoger de Aardse temperatuur, hoe meer warmte er uitstraalt. Bij één bepaalde temperatuur neemt de Aarde precies evenveel warmte op als zij uitstraalt en deze temperatuur kunnen wij berekenen. Rekening houdend met het feit dat een aantal gassen ervoor zorgt dat de warmte moeilijk uit de onderste atmosfeer kan wegkomen (zie hoofdstuk 6 bij de beschrijving van het broeikaseffect), komen wij inderdaad uit op 15 graden.

Ieder lichaam straalt elektromagnetische straling uit. Hoe hoger de temperatuur, des te korter is de golflengte. Bij aardse temperaturen is de straling in het ontzichtbare, infrarode gebied. Men duidt deze straling ook wel aan als warmtestraling.

Op dezelfde manier kunnen wij nu proberen de temperatuur van Nederland te berekenen en komen dan voor de zomer uit op 20 graden. Dit is vier graden te hoog. Maar de gemiddelde jaartemperatuur zou volgens deze berekening *min* 15 graden moeten zijn en voor de winter komen wij zelfs uit op min 70 graden. Dit is natuurlijk niet goed. Blijkbaar kunnen wij de in- en uitstralingstheorie niet zo maar toepassen als wij naar de temperatuur*verdeling* op Aarde kijken.

Uit dit falen moeten wij echter geen verkeerde conclusies trekken: de theorie is niet *fout*, maar kennelijk wel *onvolledig*. Om de temperatuur in Nederland door het jaar heen te berekenen moet de theorie dus worden uitgebreid. Voor de zomer is dat dus het minste nodig. Anders gezegd: in de zomermaanden wordt de temperatuur inderdaad grotendeels bepaald door in- en uitstraling, maar in de overige seizoenen is dat niet het geval.
De extra warmte die nodig is om onze berekening kloppend te krijgen komt uit andere streken en wordt aangevoerd door de wind. Het waait vaker uit het zuiden dan uit het noorden en de wind brengt dus vaker warme dan koude lucht naar ons toe. Hierdoor is er een netto-aanvoer van warmte en die is goed te meten, zelfs van maand op maand. Als wij deze aanvoer in rekening brengen vinden wij het juiste antwoord: een wintertemperatuur van 2 graden, zomers 16 graden en een gemiddelde temperatuur van 9 graden.
Wij hebben nu een simpele theorie voor het klimaat gevonden: warmtetransport en straling. Dit lijkt eenvoudig, maar ongemerkt is het beeld toch al aardig gecompliceerd geworden. Wij weten namelijk dat de luchtstromingen voortdurend veranderen en daarmee ook het warmtetransport en het weer zelf. Voorspellen hoe de luchtstromingen zich zullen ontwikkelen en of een winter koud wordt, is met deze klimaattheorie niet mogelijk; wij kunnen alleen maar achteraf constateren dat de gemeten warmteaanvoer klopt met de opgetreden temperatuur. Voorlopig leggen wij dit probleem echter terzijde en gaan wij onderzoeken of wij met ons simpele beeld verder komen bij het beschouwen van enkele andere onderdelen van het klimaat.

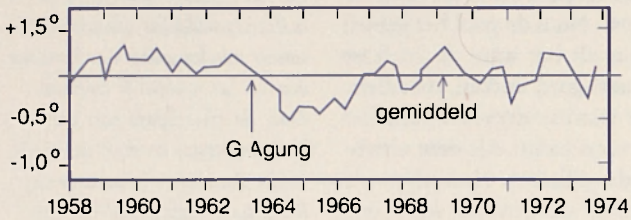
Enkele klimaatpuzzels

Het klimaat produceert meer dan alleen maar temperatuur. Het zorgt voor merkwaardige weersverschijnselen, die wereldwijd of lokaal voor tijdelijke veranderingen zorgen. In de volgende paragrafen zullen wij een aantal voorbeelden hiervan behandelen waarbij wij kunnen zien of wij ze met onze simpele voorstelling van zaken kunnen begrijpen.

Vulkaanuitbarstingen

Uit temperatuurmetingen weten wij dat na een grote vulkaanuitbarsting een kleine, wereldwijde temperatuurdaling optreedt. Het gaat om enkele tienden van graden gedurende één a twee jaar, met een maximumafkoeling die meestal slechts enkele maanden na de uitbarsting optreedt (zie figuur 22). Van zo'n minieme afkoeling merken wij natuurlijk niet veel, maar dankzij de metingen

Een hevige vulkaanuitbarsting wordt vaak gevolgd door een periode met ongewoon fraaie schemeringskleuren. Deze zijn over de hele wereld te zien. Ze worden veroorzaakt door fijn vulkaanstof dat bij de uitbarsting in de stratosfeer terecht is gekomen en door de wind over de hele globe is verspreid. Het kan jaren duren voor het stof weer is verdwenen en de schemering weer normaal is.



Figuur 22. Temperatuur in de tropen. De uitbarsting van de Gunung Agung op 17 maart 1963 heeft tot een merkbare afkoeling geleid.

weten wij zeker dat die plaatsvindt. De belangrijkste oorzaak is dat er vulkaanstof in de atmosfeer komt dat ervoor zorgt dat er tijdelijk meer zonlicht direct wordt teruggekaatst in de wereldruimte. Verder verandert er niet veel, want de luchtstromingen blijken door een dergelijke kleine afkoeling niet merkbaar te worden beïnvloed. De afkoeling is dus in principe overal op Aarde even sterk. Uit satellietmetingen weten wij hoe groot de extra terugkaatsing is en met behulp van onze simpele klimaattheorie kunnen wij de afkoeling berekenen. Deze methode heeft succes, want de gevonden afkoeling klopt met de metingen.

Strenge en zachte winters

Strenge winters zijn zeldzaam en grillig over de jaren heen verdeeld. Dit is eenvoudig te verklaren uit de wisseling van luchtstromingen: koud weer bij ons ontstaat als de lucht uit veel koudere delen van Europa of Azië wordt aangevoerd. Omdat hiervoor een weinig voorkomend stromingspatroon nodig is, zijn zulke winters zeldzaam. Hetzelfde stromingspatroon zorgt ook elders voor abnormaal weer - op sommige plaatsen te koud, op andere te zacht.
Het simpele beeld van warmtetransport is dus in staat de afwisseling van zachte en strenge winters op één plaats te verklaren maar wordt moeilijker als wij wereldwijd kijken. Het blijkt dan namelijk wel voor te komen dat het noordelijke halfrond als *geheel* een relatief hoge wintertemperatuur heeft, bijvoorbeeld in de periode 1900-1940. In het beeld van herverdeling van warmte is dat niet onmiddellijk te begrijpen.
Voor dit verschijnsel zijn verschillende oorzaken aangevoerd, zoals een beginnend broeikaseffect en een tijdelijk iets warmere zon. Omdat het verschijnsel na 1940 ophield (de koolzuurtoename ging door) en de andere seizoenen deze opwarming niet vertoonden, zijn deze verklaringen niet houdbaar gebleken. Wij moeten dus verder zoeken.
Een sleutel voor de oplossing kunnen wij vinden als wij het stromingspatroon bekijken. Op ons halfrond blijkt die in de winters van 1900-1940 meer west-oost te zijn geweest dan daarvoor en

daarna. Dat betekent dat de lucht rond de pool tolde en de lucht boven de pool maar weinig werd ververst. Nu is de pool het gebied waar de lucht het beste afkoelt. Het is als het ware de koelkast van een halfrond. Wil deze 'poolkoelkast' goed werken, dan dient de afgekoelde lucht van tijd tot tijd te worden afgevoerd naar het zuiden en te worden vervangen door verse lucht. Als deze uitwisseling stagneert werkt de koeling minder efficiënt. Hoewel er wel degelijk plaatsen kunnen zijn die toch, op de 'gewone' wijze, een koude winter beleven, blijft het halfrond als geheel dan relatief warm.

Als het bovenstaande juist is, moet het ook gelden voor individuele winters, want het temperatuurgeheugen van de atmosfeer strekt zich zeker niet uit over een jaar. Dit blijkt inderdaad het geval te zijn en wij vinden in de jaren dat de winters op het hele noordelijke halfrond zacht waren het bovengenoemde west-oost gerichte stromingspatroon terug.

Al met al zijn wij in staat om met ons simpele klimaatbeeld zachte winters te begrijpen, maar het berekenen ervan is niet meer mogelijk. Dit geeft aan dat wij de grenzen beginnen te bereiken waarbinnen wij onze klimaattheorie nog kunnen toepassen.

Op het zuidelijk halfrond is de halfrondgemiddelde wintertemperatuur minder grillig van karakter dan op het noordelijk halfrond. Door de afwezigheid van veel land en bergen en door de koude boven Antarctica is de stroming (de polaire vortex) veel strakker west-oost gericht. Hierdoor blijft de lucht bij de pool afgesneden van de rest van het halfrond (zie ook hoofdstuk 2) zodat er weinig wisseling optreedt in de effectiviteit waarmee het halfrond afkoelt.

Half begrepen verschijnselen

Wij behandelen nu twee verschijnselen die zich op grote schaal afspelen en grote gevolgen hebben voor hun omgeving, maar die wij toch maar gedeeltelijk begrijpen. Het eerste betreft de Saheldroogte, het tweede het befaamde verschijnsel El Nino. Wij zullen aan de hand van deze voorbeelden eens trachten op te sporen wat wij missen in het simpele beeld dat wij tot nu toe hebben gehanteerd.

Sahara-Sahel

Het Saharagebied is zeer warm, warmer zelfs dan tropisch Afrika. Dit is op het eerste gezicht merkwaardig: de zon staat gemiddeld lager aan de hemel dan bij de evenaar en bovendien kaatst de woestijn meer zonnestraling terug dan een tropisch bos. Toch is het Saharagebied zelfs zo warm dat het meer warmte uitstraalt dan het van de zon ontvangt. Hierboven hebben we gezien dat als de temperatuur niet klopt met de straling, warmtetransporten door de lucht een rol kunnen spelen, maar uit een koele omgeving kan de wind geen warmte halen. Blijkbaar spelen hier ingewikkelder processen een rol.

In het Saharagebied gebeurt het volgende. Er wordt, vooral uit het zuiden, op grote hoogte lucht aangevoerd die boven de Sahara gaat dalen en vervolgens de grond bereikt. Tijdens het dalen vanuit de ijlere atmosfeer wordt de lucht echter samengeperst en dat

leidt, net als in een fietspomp, tot temperatuurstijging. Hierdoor is de Sahara warmer dan men op het eerste gezicht voor mogelijk houdt. Eenmaal beneden verdwijnt de lucht voor het grootste deel weer terug naar het zuiden.
Dit proces van dalende luchtbeweging leidt, behalve tot temperatuurstijging, ook tot uitdroging van de lucht. Er zijn geen wolken en geen regen: in het midden van de woestijn is het gortdroog. Aan de rand is het minder droog, omdat de dalende luchtstroming daar minder sterk is en vaker onderbroken wordt. Als de daling plaatsmaakt voor een stijging kan er regen vallen. Dit komt - meestal 's zomers - voor in de Sahel, het gebied juist ten zuiden van de Sahara, zodat de leefomstandigheden daar beter zijn.

In gebieden nabij de keerkringen bereikt de lucht die in de tropen is opgestegen de grond en daardoor heerst er een woestijnklimaat. Dit geldt ook boven zee en is er de oorzaak van dat schipbreukelingen in de subtropen in ernstige mate last kunnen hebben van uitdrogingsverschijnselen.

De Sahel komt tegenwoordig regelmatig in het nieuws omdat de regen uitblijft. Er is vaak geopperd dat het verdwijnen van begroeiing hiervan de oorzaak is. Eenmaal in gang gezet zou dit proces zichzelf versterken: meer droogte - nog minder begroeiing - grotere terugkaatsing van zonlicht - nog meer droogte - enzovoort. Helaas weten wij nog steeds niet of dit versterkende effect ook inderdaad optreedt. Men zou dit kunnen testen door de begroeiing een tijd lang te laten toenemen en te kijken of de regens terugkomen, maar een dergelijk experiment is nog niet ondernomen. Los daarvan is het ook niet helemaal duidelijk hoe een grotere terugkaatsing tot een versterking van de dalende luchtstroming en dus tot droogte kan leiden. Er zitten derhalve veel zwakke schakels in de geopperde verklaring.
Het is zelfs mogelijk dat de oplossing in een geheel andere richting moet worden gezocht. Engelse onderzoekers hebben namelijk redelijk overtuigend aangetoond dat er verband bestaat tussen de oceaantemperatuur nabij Afrika en de sterkte van de dalende luchtstroming in de Sahel. Het exacte mechanisme is onduidelijk, maar het verband is voor alle droge en natte perioden van deze eeuw terug te vinden. Dit wijst erop dat de droogte helemaal niet door ontbossing is veroorzaakt, maar door een bepaald stromingspatroon in de oceaan. Als deze verklaring correct is houdt de droogte vanzelf op als de oceaanstromingen zich weer verleggen en zouden droge en natte perioden van langere duur gewoon bij het Sahel-weer horen.

El Niño (ENSO)

Of het Sahel-weer bepaald wordt door het verleggen van oceaanstromingen weten wij niet zeker, maar wij weten wél zeker dat lucht- en oceaanstromingen samenhangen en elkaar beïnvloeden. Dit is geconstateerd voor diverse situaties. Het sprekendste voorbeeld is El Niño, een verschijnsel dat wij al kort in hoofdstuk 4 hebben genoemd. We zullen dit nu wat nader bekijken.

El Nino is een klimaatschommeling die vooral in Peru merkbaar is. Het verschijnsel treedt lang niet ieder jaar op, maar als het gebeurt is het rond Kerstmis. Vandaar de naam ('het (kerst)jongetje') die de Peruanen eraan hebben gegeven. Tijdens El Nino maakt het woestijnklimaat van Peru plaats voor een soort tropisch buienklimaat met alle ingrijpende gevolgen van dien. De verandering wordt veroorzaakt doordat de oceaan bij de kust warmer is en dit de dalende luchtstroming boven de Peru-woestijn doet verdwijnen.
Uit temperatuurmetingen van de Stille Oceaan is echter gebleken dat de verwarming zeer grootschalig is en dat het hele zeegebied tussen Zuid-Amerika en Indonesië erbij betrokken is. Deze abnormale temperatuurverdeling beïnvloedt de luchtdrukverdeling en daarmee het weer in het hele gebied. Zo blijkt El Nino samen te gaan met droogte in Indonesië en Noord-Australië, omdat de natte moesson wegblijft. Verder komt er ook een 'tegengestelde' El Nino voor, namelijk een grootschalige afkoeling van de oceaan met tegengestelde maar even verstrekkende gevolgen. Dit verschijnsel noemt men wel La Niña (het meisje). In Peru is dit verschijnsel niet zo erg merkbaar, omdat het er normaal al zeer droog is, maar elders des te meer. Het complex van samenhangende El Nino- of La Nina-verschijnselen wordt ENSO (El Nino Southern Oscillation) genoemd.
Door de jaren heen treedt ENSO in El Nino- of La Nina-vorm op met een onvoorspelbare opeenvolging, net als bijvoorbeeld onze koude winters en duurt ongeveer een jaar. Als wij ook de zwakkere vormen meetellen blijken de tussenpozen tussen twee ENSO-gebeurtenissen 3 tot 7 jaar te zijn. Het verschijnsel is zó grootschalig dat ENSO-jaren zelfs zijn terug te vinden in de gemiddelde wereldtemperatuur, die wel 0,1 tot 0,2 graad kan veranderen. Bij het zoeken naar een wereldwijde temperatuurverhoging door het broeikaseffect moet met de verdeling van ENSO's door de jaren heen dan ook rekening worden gehouden.

Sommige historici concluderen uit het succes van de opmars van de Spaanse conquistador Francisco Pizarro tegen het Inkarijk, dat 1532 een El Nino jaar is geweest. Zonder dat is het nauwelijks te begrijpen dat Pizarro en zijn troepen de lange tocht door de anders kurkdroge Sechura-woestijn hebben kunnen overleven.

De samenhang van ENSO-verschijnselen is redelijk duidelijk, maar wat nu precies de aanzet geeft niet. Voorspellen is daarom niet mogelijk. Alleen als het verschijnsel zich op enig punt duidelijk manifesteert, is er iets te zeggen over het verdere verloop.
Het meest interessante aspect van ENSO is echter dat het geen specifiek atmosfeer- of oceaanverschijnsel is, maar voortkomt uit het geheel. Zelfs de tijdschaal van zijn verloop is in de atmosfeerdynamica of in de oceaandynamica niet terug te vinden, want hij is veel groter dan die van luchtstromingen of oceaanstromingen apart. Het totale systeem van atmosfeer en oceaan is kennelijk in staat een geheel nieuw verschijnsel van enorme omvang te creëren.

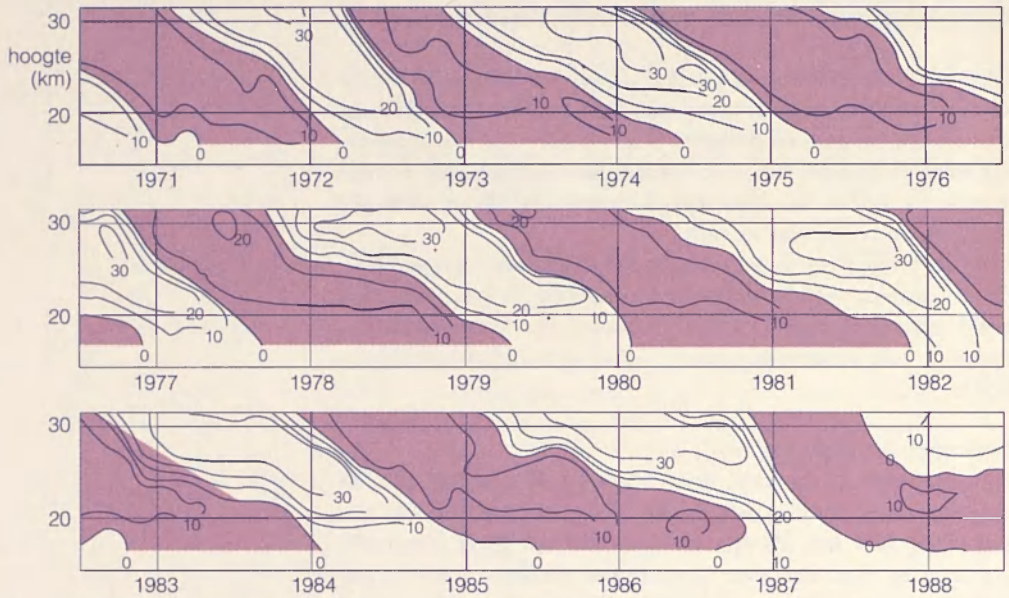
Onopgeloste raadsels en vermeende verschijnselen

Uit het voorgaande zou men de indruk kunnen krijgen dat wij de verschijnselen die zich in onze atmosfeer afspelen aardig kennen en ook redelijk kunnen doorzien. Toch is dat maar zeer gedeeltelijk waar. Er zijn grootschalige, periodieke verschijnselen waargenomen die wij óf niet begrijpen óf opeens wegblijven nadat wij ze al begrepen dachten te hebben.
Een voorbeeld van een onverklaard, reëel verschijnsel is de periodieke omkering van de luchtstroming op grote hoogte; een voorbeeld van een vermeend periodiek verschijnsel is de tweejaarlijkse cyclus in onze zomertemperatuur. We zullen ze in het kort behandelen.

Stratosferische omkering
Een jaar kent 12 maanden, nooit 13 of 14. Regelmatigheden in het weer sluiten hierbij aan; er zijn er met een periode van één jaar of een half jaar. De verrassing was dan ook groot toen bleek dat er in de hoge atmosfeer in de tropen sprake is van een verschijnsel met een cyclus van 27 maanden. Het doet zich voor op een hoogte van 15 tot 30 km en uit zich in een periode van ongeveer 13 1/2 maand oostenwind, gevolgd door 13 1/2 maand westenwind (zie figuur 23). Het verschijnsel bestaat zonder twijfel, maar de vreemde lengte van de cyclus is onbegrijpelijk. Pogingen de omkering te doorgronden stranden op dit punt. Het is ook niet duidelijk of stratosferische fluctuaties door kunnen werken bij klimaatschommelingen, hetgeen een tweede onzekerheid is.

De tweejaarlijkse zomercyclus
In de jaren zeventig ontdekte men dat de zomertemperatuur in heel Europa sinds 1850 een tweejaarlijkse cyclus heeft vertoond. Uit de waarnemingen kon een aangescherpte regel worden geformuleerd, die een grote voorspellende waarde leek te hebben. Deze regel luidt: 'De zomer van een jaar met oneven rangnummer is warmer dan die van het jaar daarvoor'. Dit werd in 1974 gepubliceerd en er werden enkele oorzaken gesuggereerd, waaronder een verband met de bovengenoemde stratosferische omkering.
Het toeval wil dat de regel het vrijwel onmiddellijk na publikatie liet afweten. In 1974/1975 ging het nog goed, want de zomer in het laatste jaar was warmer. Helaas was de zomer van 1977 aanzienlijk koeler dan die van 1976 en ook 1985 en 1987 hadden minder warme zomers dan het jaar daarvoor. De regel klopt dus niet meer. Het is niet na te gaan of hier sprake is geweest van een schijnperiodiciteit, zoals die zich wel meer voordoen in het grillig fluctuerende weer, of dat de periodiciteit toch echt was, maar als verschijnsel verdween.

Het is bijzonder moeilijk om met statistiek wetmatigheden in seizoen- of jaartemperaturen op te sporen. Ieder jaar produceert slechts één getal, zodat meetreeksen zeer lang moeten zijn om significante resultaten op te leveren. Een nieuw ontstane wetmatigheid kan dus zeer lang onopgemerkt blijven.

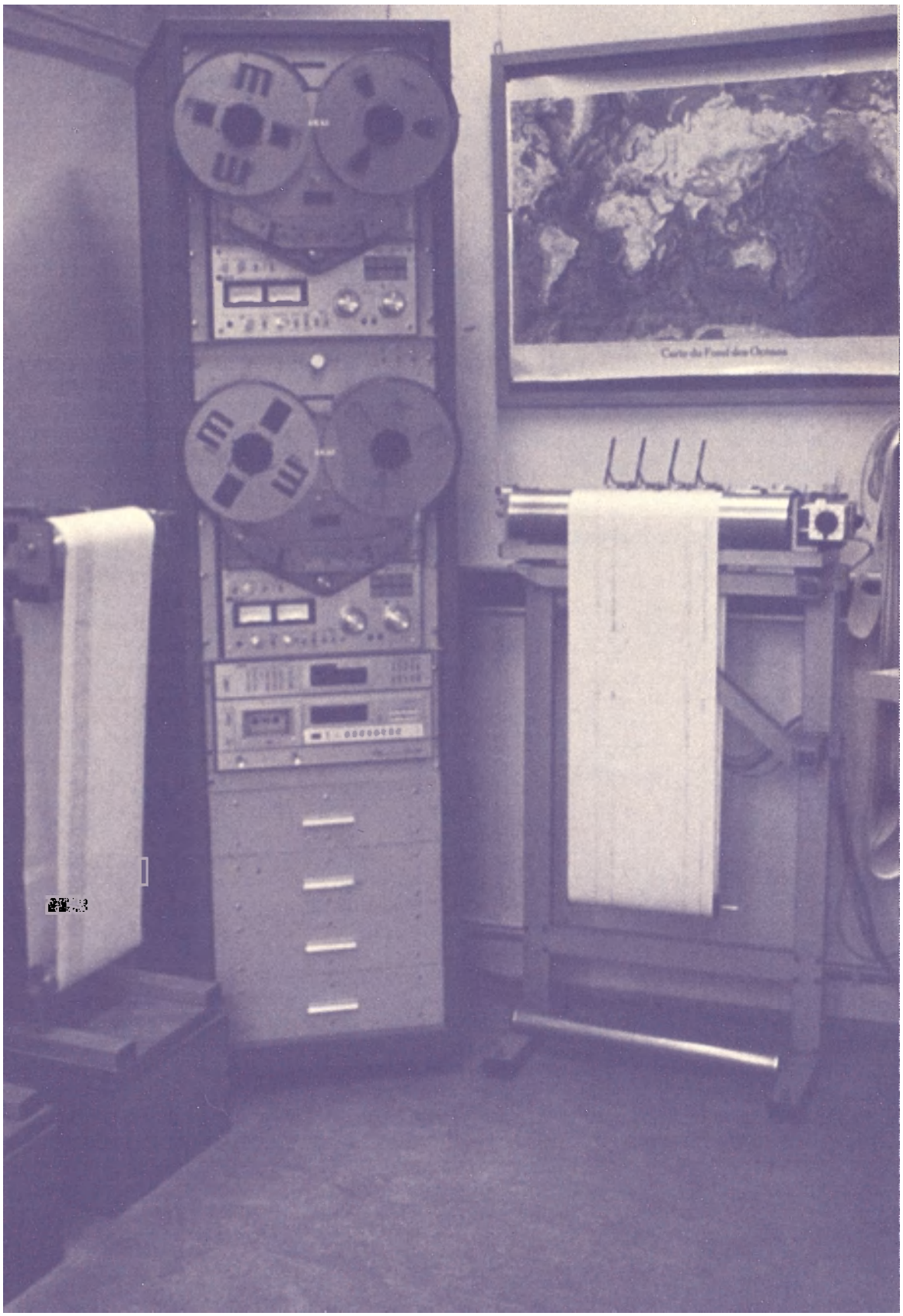


Figuur 23. West-oost windsnelheid (meters/sec) in de onderste stratosfeer. Westenwind is weergegeven in kleur, oostenwind in wit. Gemiddeld eens per 13,5 maand keert de windrichting om, het eerst bovenin de atmosfeer.

Voorspellen door begrip?

Wij hebben gezien dat wij een aantal verschijnselen kunnen begrijpen en van andere de verklaring op het spoor zijn. De vraag rijst of wij met dit soort kennis ook het toekomstige klimaat kunnen voorspellen. Het antwoord hierop luidt helaas nee.
De reden hiervoor zit in de aard van de problemen die wij hebben behandeld en in de wijze waarop het klimaatsysteem werkt. De atmosfeer en de oceaan zijn altijd in beweging en er spelen zich voortdurend allerlei processen in af. In dit chaotische geheel kunnen processen elkaar soms versterken. Op plaatsen waar dit gebeurt, ontstaat een herkenbare structuur - een wolk, een bepaald stromingspatroon, een weerfront of El Nino. Zo'n structuur rijst als het ware uit het niets op en heeft een herkenbare fysica. Beter gezegd: in het chaotische geheel heeft een aantal processen de overhand gekregen, wat aanleiding geeft tot specifieke verschijnselen. Bij het beschouwen daarvan kunnen wij de talloze andere processen die zich afspelen even verwaarlozen. Er blijft dan een relatief simpel beeld over dat ons in staat stelt de structuur te begrijpen. Als andere processen weer de overhand krijgen, verdwijnt de structuur meestal en ontstaan er andere. Ook die

kunnnen wij begrijpen, maar dan uit een andere selectie van de fysica van het totaal.
Dit is de kern van het probleem. In dit hoofdstuk hebben wij voorbeelden van duidelijke verschijnselen gegeven en gekeken welk beeld - of welke vereenvoudiging van het totaal - op de situatie van toepassing is. Het is dus altijd een verklaring achteraf, die wij alleen maar kunnen hanteren als het betreffende verschijnsel er eenmaal is of is geweest. Het bij voorbaat voorspellen óf het verschijnsel optreedt of hoe het klimaatsysteem zich in de tijd ontwikkelt, is met dit soort vereenvoudigingen principieel onmogelijk. Hiervoor moeten wij *alle* processen zo goed mogelijk blijven volgen, omdat processen die op een zeker moment op een bepaalde plaats van ondergeschikt belang lijken, later bepalend kunnen zijn voor wat er verder gebeurt. In onze klimaatmodellen trachten wij zulke totale beschrijvingen te geven en dat zullen wij het in het volgende hoofdstuk behandelen.
Deze teleurstellende conclusie betekent echter niet dat het simpel begrijpen van klimaatverschijnselen en hun kenmerken echt zinloos is. Als wij met een volledig klimaatmodel de werkelijkheid nabootsen, moet het namelijk dezelfde verschijnselen creëren, zoals af en toe een zachte winter, El Nino, stratosferische omkering enzovoort. Lukt dit niet, dan stelt de simpele fysica van dit soort verschijnselen ons misschien in staat de tekortkomingen van het klimaatmodel op te sporen. Echter, met deze toetsende rol houdt het belang van de eenvoudige aanpak bij onze pogingen om het klimaatsysteem als totaliteit te begrijpen of te voorspellen op. We verlaten dan ook deze weg en concentreren ons op het beschrijven van het klimaat als geheel.


Carte du Fond des Océans

6 Klimaat voorspellen met computermodellen

A.P.M. Baede en A. Kattenberg

Historisch gezien is het onderzoek van de atmosfeer en de oceanen, samen met het onderzoek van de zon, de maan en de planeten de motor achter de ontwikkeling van de natuurkunde. In meer recente tijden is het zwaartepunt verschoven naar de sterrenkunde en de elementaire deeltjesfysica, die de ontwikkeling van de 'moderne' natuurkunde op gang hebben gebracht. De meteorologie en oceanografie hebben hier nauwelijks meer invloed op gehad en werden eerder gezien als enigszins achterhaalde toepassingen van de oudere delen van de natuurkunde waarin verder weinig eer te behalen viel. Veel vooruitgang - bijvoorbeeld in de weersvoorspelling - leek niet mogelijk en het zag er helemaal niet naar uit dat van problemen met zo'n eenvoudige fysische basis nog iets nieuws te leren viel.

De afgelopen tientallen jaren is er verandering in deze situatie gekomen. In eerste instantie werd dit veroorzaakt door de komst van de computer. Deze maakte het aantrekkelijk om een poging te ondernemen de meteorologie echt op natuurkundige basis te herformuleren en het voorheen uitzichtloze aantal berekeningen ook daadwerkelijk uit te voeren. Dit heeft tot een doorbraak geleid in de weersvoorspelling: in plaats van voor één dag, kan 'de computer' nu ongeveer zes dagen vooruit iets over het weer zeggen.

De volgende stap was om te proberen het klimaatsysteem op dezelfde wijze te beschouwen en te kijken of er iets te zeggen valt over klimaatschommelingen, al dan niet door de mens veroorzaakt. Dit is veel delicater dan het probleem van de weersvoorspelling, omdat met processen rekening moet worden gehouden die op termijn van een paar dagen geen rol spelen. Kenmerk van een dergelijke beschrijving is dat alles van alles af kan hangen en dit heeft onverwachte gevolgen. Het blijkt namelijk dat een complex systeem als totaliteit soms een gedrag kan vertonen dat je van de losse, relatief simpele basisprocessen nooit zou verwachten. Het is te vergelijken met volkshysterie: ook daar doet een groep als geheel iets onverwacht en laten de deelnemers in de groep een gedrag zien dat ze als individu nooit zouden vertonen. Na afloop kan het zijn dat het geheel zich weer gedraagt als voorheen, maar het is ook mogelijk dat er zich een permanente wijziging heeft voltrokken, omdat andere krachten in het 'stabiele systeem' de overhand hebben gekregen.

Foto links: zonder computers zouden weersvoorspellingen voor meer dan een dag vooruit en onderzoek aan het broeikaseffect niet mogelijk zijn.

Het onderzoek naar het gedrag van deze zogenaamde niet-lineaire systemen, waartoe de Amerikaanse meteoroloog E.N. Lorenz wat betreft het klimaatonderzoek de aanzet heeft gegeven, heeft een revolutie teweeggebracht in de natuurwetenschappen. Wij zijn gaan inzien dat zelfs betrekkelijk simpele samengestelde systemen soms het bovengenoemd uiterst complexe gedrag al kunnen vertonen en dat zulk gedrag door heel kleine effecten kan worden veroorzaakt.
Wetenschappelijk gezien is dit zeer interessant, maar voor ons doel - beschrijven en voorspellen van het klimaat - is het uiterst vervelend. Klimaat wordt namelijk bepaald door tenminste vier grote, niet-lineaire systemen: de atmosfeer, de oceaan, ijsvelden en de biosfeer, die elkaar onderling beinvloeden. Om de gevolgen van bijvoorbeeld een toenemend koolzuurgehalte in de atmosfeer te beschrijven, is het nodig dat zoveel mogelijk wisselwerkingen in rekening worden gebracht. Deze kunnen er op zich al voor zorgen dat de opwarming anders uitpakt dan men op het eerste gezicht zou verwachten. Maar het belangrijkste probleem is dat het systeem als geheel rare kuren kan vertonen. Dit beperkt in hoge mate de voorspelbaarheid. In hoofdstuk 3 hebben wij dit al toegelicht. Een kleine 'verstoring' (bijvoorbeeld koolzuur of een toevallig ontstaan van een bepaald stromingspatroon) kan genoeg zijn om het klimaat aanzienlijk te veranderen, in een wellicht onvoorziene richting.
Het is niet duidelijk hoever wij kunnen gaan met klimaatvoorspelling, of - anders gezegd - wat we wel en niet kunnen voorspellen. Dit neemt niet weg dat er - ondanks deze problemen - vooruitgang is geboekt in het beschrijven van het klimaat op natuurkundige basis. Er zijn thans conclusies te trekken die enige tientallen jaren geleden geheel onmogelijk waren. In dit hoofdstuk zullen wij uitleggen wat de achtergrond van het klimaatsysteem is, hoe de ontwikkeling van het klimaatvoorspellen is verlopen en wat op dit moment de stand van zaken is ten aanzien van het broeikaseffect.

Voorspelbaarheid van de atmosfeer kent grenzen die nauwer zijn naarmate er meer detail wordt gevraagd. Voor het doen van weersvoorspellingen wil men minstens weten hoe het atmosferische stromingspatroon zich ontwikkelt, dus waar de weersystemen komen te liggen. Onderzoek heeft uitgewezen dat voorspellingen van dit type fundamenteel onmogelijk zijn voor meer dan twee weken vooruit. Bij klimaatvoorspellingen gaat het om de evolutie van tijdgemiddelde grootheden, maar vraagt men die wel met ruimtelijk detail. Het is niet bekend waar de grens van dit type voorspelling ligt.

Natuurkunde van het klimaat

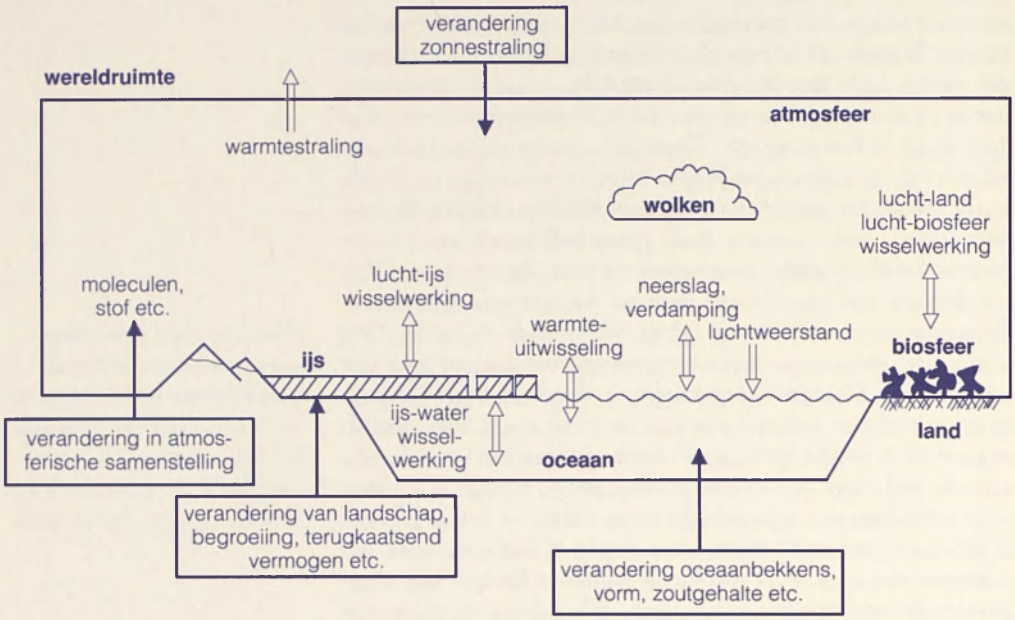
Klimaat - en weer - komt tot stand doordat de Aarde de ontvangen zonnewarmte kan herverdelen over de globe. Het principe is simpel. Bij de evenaar, recht onder de zon, is meer verwarming dan op hogere breedten, waar het zonlicht schuin invalt. Als de Aarde een vast, atmosfeerloos lichaam zou zijn zoals de maan, zou er verder niets gebeuren en zou het vooral in de winter aan de polen verschrikkelijk veel kouder zijn dan bij de evenaar. Op Aarde echter geeft de ongelijke verwarming aanleiding tot warmtetransporten in de atmosfeer en in de zee die de grootste verschillen weer egaliseren. Dit gaat ongeveer als volgt. Warme lucht is

lichter dan koude lucht en een hete ondergrond warmt de lucht erboven op. Deze stijgt op en stroomt na een tocht in de hoge atmosfeer weer uit in koele gebieden; lucht uit de koele omgeving stroomt langs de grond naar de verwarmingsplaats om de opgestegen warme lucht aan te vullen. Dergelijke processen spelen zich ook af in de oceanen en we zien dat atmosfeer en oceanen daardoor altijd in beweging zijn. Gemiddeld transporteren zij warme massa's van de tropen naar hogere breedten en brengen zij koude massa's terug. De grootste temperatuurverschillen worden daarmee geëgaliseerd, maar daarvoor in de plaats hebben wij een planeet waarop het altijd waait, soms regent en waar alles stroomt. Dit is per definitie een planeet met weer en dus met een klimaat.

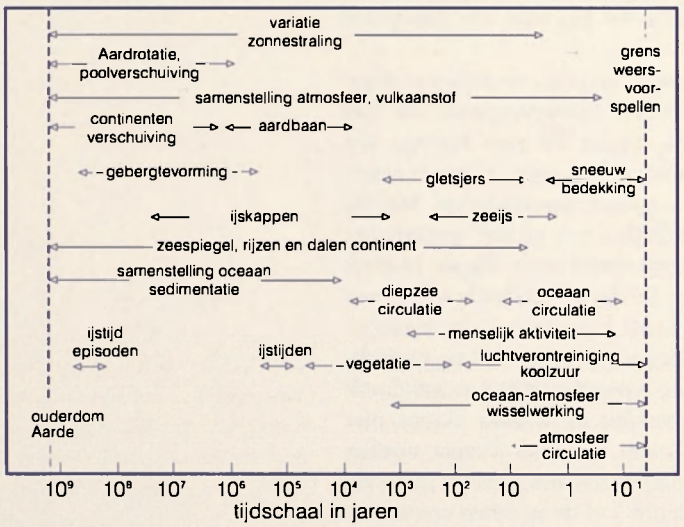
De zonnewarmte is de motor achter het klimaat op Aarde. Deze wordt niet alleen opgevangen en getransporteerd, maar soms ook voor langere of kortere tijd *opgeslagen*, in de grond, in de oceanen, in ijs, in vocht en wolken in de atmosfeer enzovoort. Het klimaatsysteem heeft allerlei 'geheugens'; herinneringen aan voorbije situaties die toch weer van invloed kunnen zijn op huidige of toekomstige veranderingen: bijvoorbeeld extra warme of koude plekken in de oceaan, ontstaan tijdens extra warme of koude episodes; een overmaat aan sneeuw na een koude winter in Europa; een uitgedroogde bodem na een droge periode. We hebben de ijskap van Groenland al genoemd als een overblijfsel uit de ijstijd van meer dan tienduizend jaar geleden. De koude diepzee is dit ook: water op kilometers diepte in de oceanen was duizenden jaren geleden oppervlaktewater en zijn huidige temperatuur en zoutgehalte stammen uit die tijd. Al deze relicten bepalen mede de structuur van het klimaat tot aan de ontwikkeling van het weer van dag op dag toe.

Hoewel ze maar weinig zonnewarmte ontvangen hebben de reuzenplaneten Jupiter, Neptunus en Saturnus toch een dynamisch kolkende atmosfeer. De motor hierachter is een warmtebron in het inwendige van deze planeten.

In zijn totaliteit is het klimaatsysteem een zich voortdurend wijzigend, complex geheel van onderling samenhangende en met elkaar wisselwerkende onderdelen. Figuur 24 geeft hiervan een schematisch beeld. Alle delen hebben hun eigen transporteigenschappen, warmtecapaciteit en vooral hun eigen *tijdschaal*. Met dit laatste bedoelen wij dat ieder onderdeel een andere rondstroomtijd, mengtijd, verversingtijd of opwarmtijd heeft. Figuur 25 geeft een overzicht van de tijdschalen die de verschillende delen van het klimaatsysteem en processen daarin beheersen. Zulke intrinsieke tijdschalen kunnen een doorslaggevende rol spelen bij veranderingen van weer of klimaat. Zolang bijvoorbeeld in een ijstijd miljoenen vierkante kilometers sneeuwdek in Midden Europa niet gesmolten zijn, kan de lucht erboven niet veel warmer worden dan nul graden. En als het 'broeikaseffect' het klimaat gaat verwarmen, moeten eerst de bovenlagen van de oceanen opwarmen voordat de hele atmosfeer echt warmer kan gaan worden. Hierdoor wordt de tijdschaal voor het broeikaseffect in belangrijke mate bepaald door de opwarmtijd van de oceanen.



Figuur 24. Schematisch overzicht van de wisselwerkingen tussen onderdelen van het klimaatsysteem.



Figuur 25. Karakteristieke tijdschalen van diverse klimaatschommelingen en van processen die er een rol in spelen.

Terugkoppelingen

Naast zulke vertragingen is met name de manier waarop verschillende delen van het klimaatsysteem op elkaar uitwerken, bepalend voor wat er gebeurt. Wij geven hier nu een aantal voorbeelden van. Als de zon het water van tropische oceanen verwarmt wordt de verdamping sterker. Maar tijdens het verdampen wordt warmte onttrokken, zodat sterke verdamping de opwarming remt. Hoe hoger de temperatuur van het zeewater, des te sterker is de verdamping. Hierdoor wordt het steeds moeilijker de oceaan verder op te warmen. Rond een temperatuur van 30 graden is die verdamping zó sterk dat de zon niet meer krachtig genoeg is om de verdampende oceaan verder op te warmen. Wij vinden dan ook nergens in de oceanen water dat warmer is dan 30 graden. Wij zien hier dat een natuurkundig verschijnsel (verwarming) langs indirecte weg (verdamping) zichzelf kan afremmen (afkoeling). Zulke op zichzelf terugrijpende processen heten '*terugkoppelingen*'. Terugkoppelingen zijn van heel groot belang bij de ontwikkeling in de tijd van allerlei ingewikkelde processen; ze zijn van cruciaal belang bij het klimaatsysteem. Het bovengenoemde voorbeeld, waarbij een verschijnsel zichzelf tegenwerkt, heet *negatieve* terugkoppeling; het zorgt voor constantheid, stabiliteit, geen verandering. Een ander voorbeeld van zo'n stabiliserende, remmende terugkoppeling is bijvoorbeeld een ijskap die aangroeit omdat er sneeuw bovenop valt. Door het aangroeien komt het oppervlak steeds hoger in de atmosfeer te liggen waar het kouder en droger is ... en de sneeuwval neemt af! Zou de kap daardoor meer gaan afsmelten en het oppervlak weer lager worden, dan neemt de sneeuwval weer toe, totdat ...
Het omgekeerde gebeurt ook: soms *versterkt* een verschijnsel zichzelf. Men noemt dat *positieve* terugkoppeling. Een van de duidelijkste voorbeelden hiervan is de zogenaamde ijs-albedo terugkoppeling. Als het een beetje kouder wordt op het noordelijk halfrond, gaat het Noordpoolgebied wat meer bevriezen: er komt meer ijs in de zee rondom de pool, meer sneeuw op het land in de buurt. Maar sneeuw en ijs zijn wit! Ze kaatsen zonlicht terug, dus door extra sneeuw en ijs koelt het nog verder af ... er komt meer sneeuw en ijs ... enzovoort! Dit versterkend effect speelt een belangrijke rol bij de ontwikkeling van het weer en het klimaat op allerlei tijdschalen, tot die van een ijstijd toe. Een ander voorbeeld is het oplossen van een wolkenlaag: als de bodem ergens warm genoeg is, ontstaat een gaatje in de bewolking. Er kan nu meer warmte naar beneden, dus het gat wordt groter ... meer warmte ... enzovoort! Het oplossen versterkt zichzelf zodat er niet veel voor nodig hoeft te zijn het schijnbaar solide wolkendek vrijwel op slag te doen verdwijnen.

Enkele voorbeelden buiten de meteorologie van verschijnselen die zichzelf door positieve terugkoppeling kunnen versterken zijn: marktschaarste, een koersval, een verkeersfile, een dijkbreuk, een nucleaire reactie, populariteit, een slechte reputatie en succesvol leiderschap.

Terugkoppelingen, positieve die verschijnselen doen groeien en negatieve die verschijnselen stabiliseren, beheersen de dynamica

van het klimaat. Die moet men goed beschrijven als men het klimaat wil begrijpen of voorspellingen wil doen. De koppelingen zorgen er ook voor dat eenvoudige sommetjes over het effect van menselijke activiteiten op het klimaat niet opgaan. In bepaalde gevallen blijkt de atmosfeer onverwacht veel te kunnen hebben, maar in andere gevallen kan het geheel behoorlijk uit de hand lopen. Zie bijvoorbeeld hoofdstuk 2 over ozon. Als wij op voorhand iets willen zeggen over de wijze waarop een schijnbaar onbetekenende verandering doorwerkt, is blijkbaar een diep inzicht in het klimaatsysteem als geheel - met al zijn terugkoppelingen en tijdschalen - noodzakelijk.

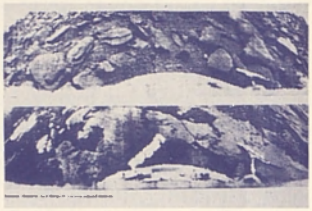
Het broeikaseffect

De temperatuur van de Aarde wordt bepaald door de afstand tot de zon en door de hoeveelheid zonnestraling die zij kan opvangen. Het sommetje is snel gemaakt, want wij weten hoeveel straling de Aarde direct weer de ruimte inkaatst en dus ook hoeveel warmte er binnenkomt. De temperatuur die wij zo vinden, is ruim 15 graden onder nul.
Dit is een merkwaardige uitkomst, want in werkelijkheid is de temperatuur aan het aardoppervlak *plus* 15 graden, dus maar liefst 30 graden hoger. Blijkbaar hebben wij iets over het hoofd gezien en dat is het broeikaseffect. Inderdaad, de Aarde heeft van nature al een broeikaseffect, dat vele malen sterker is dan de extra verwarming die verwacht wordt door menselijke activiteiten. Het is maar gelukkig dat dit broeikaseffect bestaat, want zonder dat zou het leven op Aarde in zijn huidige vorm onmogelijk zijn.

Het principe van het broeikaseffect is als volgt. De Aarde is in stralingsevenwicht en straalt dus even veel warmte uit als het van de zon ontvangt. De vorm waarin dit gebeurt is echter anders. De inkomende straling is vooral zichtbaar licht, de uitgaande straling infrarood. Dit verschil wordt natuurlijk veroorzaakt door het enorme verschil in temperatuur tussen de witgloeiende zon en de relatief koele Aarde.
De inkomende straling, voor zover ze niet meteen wordt teruggekaatst, kan vrij ongehinderd door de atmosfeer heen komen en vervolgens het aardoppervlak en de oceanen opwarmen. De uitgaande infrarode straling kan echter niet zomaar vanaf deze oppervlakken door de atmosfeer weer naar buiten komen. Dit komt door de aanwezigheid van waterdamp, koolzuur, methaan, ozon en enkele andere 'broeikasgassen'. Deze gassen kunnen de infrarode straling effectief opnemen en warmen daarbij de atmosfeer weer op. De uitgestraalde warmte kan dus niet makkelijk ontsnappen en moet door andere processen omhoog worden gebracht voor het

Broeikasgassen bestaan uit meer dan twee atomen en kunnen daardoor zeer veel verschillende ingewikkelde trillingen uitvoeren. Infrarode straling is in staat een trilling aan te slaan, mits de golflengte de juiste waarde heeft. Omdat er altijd wel een trillingswijze is die door infrarode straling van een bepaalde golflengte kan worden aangeslagen, zijn broeikasgassen in staat om infrarode straling over een zeer breed golflengtegebied te absorberen.

de ruimte in kan verdwijnen. Als gevolg hiervan is het aan het oppervlak en in de onderste atmosfeerlagen aanzienlijk warmer dan je uit het stralingsevenwicht zou afleiden. Zoals gezegd scheelt dat 30 graden en dat is verbazend veel als wij naar de minieme concentraties van de broeikasgassen kijken. Ze zijn blijkbaar tot heel wat in staat. Dat kunnen wij ook zien aan de helse omstandigheden op onze gesluierde zusterplaneet Venus, die een dikke atmosfeer heeft die vrijwel geheel uit het broeikasgas koolzuur bestaat. Zonder broeikas zou het moeten vriezen op Venus; in werkelijkheid heerst er een temperatuur van maar liefst 480 graden boven nul!



Op het oppervlak van de broeikasplaneet Venus (hierboven) is het nooit geheel donker. Door de zeer hoge temperatuur zijn de bodem en de rotsen roodgloeiend en zorgen dus tijdens de 59 dagen durende Venusnacht voor verlichting. Omdat de temperatuur 's nachts nauwelijks daalt, blijft dit licht voortdurend op sterkte.

Naast dit effect, hebben wij te maken met een kleine extra verwarming die veroorzaakt wordt doordat de mens de concentraties van broeikasgassen verhoogt. Men noemt dat in de volksmond 'het' broeikaseffect, maar eigenlijk is het alleen maar een kleine versterking van het grote, natuurlijke broeikaseffect. Om het effect van menselijke activiteiten in te schatten moeten wij dus een kleine *verandering* in het broeikaseffect voorspellen en dit is niet makkelijk, te meer omdat ook hier terugkoppelingen een rol spelen. Bijvoorbeeld: meer broeikasgas leidt tot hogere temperatuur en dit tot meer verdamping. Hierdoor komt meer waterdamp (= broeikasgas) in de atmosfeer, zodat de temperatuur nog hoger wordt en er nog meer verdamping komt en zo verder. Of: meer broeikasgas geeft hogere temperatuur; de permafrost smelt en methaan (= broeikasgas) komt hieruit vrij ... nog hogere temperatuur en nog meer smelting ... enzovoort. Of misschien: meer broeikasgas ... hogere temperatuur ... meer wolkenvorming ... meer terugkaatsing ... minder hoge temperatuur! Wat er uiteindelijk gebeurt hangt af van de balans tussen positieve en negatieve terugkoppelingen, waarvan er zeer veel zijn en waarvan het maar zeer de vraag is of wij ze allemaal kennen.

Klimaatmodelleren

De complexiteit en de omvang van de atmosfeer en de oceaan staan ons geen experimenten toe. We kunnen het broeikaseffect niet bestuderen door het maar eens even uit te proberen. Gecontroleerde proeven zoals we die kennen uit de natuur- en scheikunde kunnen we niet uitvoeren met het klimaatsysteem. Terwijl we dus in de natuurkunde gewend zijn onze kennis te vergroten door zorgvuldig uitgevoerde gecontroleerde experimenten, moeten we bij het bestuderen van het klimaatsysteem onze toevlucht nemen tot andere middelen. Gelukkig zijn die er: we kunnen het gedrag van de atmosfeer en de oceaan nabootsen met behulp van de computer en daarbij de omstandigheden kiezen zoals we dat zelf willen.

Anders gezegd: op de computer kunnen we met het klimaatsysteem experimenteren. We doen dit met behulp van een *model*, een vereenvoudigde nabootsing van de werkelijkheid, op basis van onze natuurkundige kennis van het klimaatsysteem.
We kennen vele soorten modellen in de wetenschap en de technologie. Vaak bestaan zij uit een verkleinde weergave van de werkelijkheid. Voorbeelden van zulke schaalmodellen zijn de watermodellen van het Waterloopkundig Laboratorium, waarmee men de gevolgen van het bouwen van waterstaatkundige werken bestudeert. Een ander voorbeeld is het vliegtuigmodel, waarmee men in de windtunnel de invloed van ontwerpwijzigingen op vliegeigenschappen kan nagaan. Alle modellen hebben gemeen dat ze, noodgedwongen, de werkelijkheid vereenvoudigen maar hem daarmee wel toegankelijk maken voor proefnemingen. Dit is ook het geval bij klimaatmodellen. De modellen waarmee we het klimaatsysteem bestuderen zijn echter niet tastbaar, maar bestaan uit een verzameling van wiskundige vergelijkingen die de natuurkundige processen in de atmosfeer zo goed mogelijk beschrijven en met de computer worden opgelost. Het oplossen van deze vergelijkingen is een buitengewoon rekenintensief werk: het kan alleen door zeer snelle computers worden gedaan met behulp van technieken uit de numerieke wiskunde. Men noemt zo'n (onzichtbaar) computermodel ook wel een *numeriek model*. Aanvankelijk werd dit soort rekenmodellen vooral gebruikt voor de weersverwachting. Pas later werden ze goed genoeg om toegepast te kunnen worden bij de bestudering van het klimaat. Voordat we dieper op deze modellen ingaan, kijken we eerst naar hun historische ontwikkeling.

De ontwikkeling van klimaatmodellen

De natuurkunde van de atmosfeer is klassieke hydrodynamica ofwel stromingsleer en klassieke thermodynamica ofwel warmteleer. De grondslagen hiervan zijn in principe al lang bekend. Merkwaardigerwijs heeft het lang geduurd voordat het besef doorbrak dat de wetten van de stromingsleer en de warmteleer ook werkelijk op de atmosfeer kunnen worden toegepast om het gedrag van die atmosfeer te kunnen voorspellen. De Franse ingenieur G.G.Coriolis, die leefde in het begin van de 19e eeuw, heeft zich nooit gerealiseerd dat de naar hem genoemde kracht iets te maken zou kunnen hebben met het verband tussen windrichtingen en luchtdrukverdeling op onze draaiende Aarde. Dit verband werd pas veel later, in 1857, langs empirische weg ontdekt door C.H.D. Buys Ballot, oprichter van het KNMI, maar voor zover is na te gaan is hij nooit op het idee gekomen dat zijn wet een simpel gevolg is van de Coriolis-kracht. Pas rond de eeuwwisseling werden dit soort verbanden doorzien en in 1904 formuleerde de

Het KNMI bestaat sinds 31 januari 1854 en was tot 1896 gevestigd in de sterrenwacht Sonnenborgh te Utrecht.

Noorse natuurkundige V. Bjerkness het probleem van de weersverwachting in fysisch-mathematische termen: *Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik.* Hij zag in dat weersvoorspelling met behulp van berekeningen mogelijk was, maar voorzag ook grote problemen bij de praktische toepassing. Het toenmalige waarnemingsnet was niet alleen ten ene male onvoldoende om een enigszins betrouwbaar beeld van de atmosfeer te krijgen, ook het immense rekenwerk leek praktische toepassingen in de weg te staan.

In 1922 verscheen een hoogst merkwaardig en origineel boek: *Weather Prediction by Numerical Process*, geschreven door de Engelse meteoroloog L.F. Richardson. Hierin deed hij op uiterst gedetailleerde wijze verslag van zijn poging de luchtdrukverandering op twee plaatsen in Europa te berekenen langs fysisch-mathematische weg. Het resultaat was onzinnig: 145 millibar luchtdrukverandering in zes uur; over dit resultaat had hij zes weken gerekend. Zelden zal een negatief resultaat een dergelijk klassiek wetenschappelijk werk hebben opgeleverd. Nu begrijpen wij waarom zijn poging gedoemd was te mislukken: door een combinatie van natuurkundige en numeriek-wiskundige problemen.
Na het verschijnen van Richardson's boek volgde een lange stilte, maar er vonden toch allerlei ontwikkelingen plaats die stuk voor stuk noodzakelijk waren om de volgende poging, ruim 30 jaar later, tot een succes te maken. Zo werd de theorie van de atmosferische circulatie zodanig ontwikkeld dat verregaande vereenvoudigingen van de wiskundige vergelijkingen mogelijk werden; het inzicht in de numeriek-wiskundige aanpak van de zogeheten partiële differentiaalvergelijkingen werd vergroot; mede gestimuleerd door de Tweede Wereldoorlog werd het waarnemingsnetwerk, vooral van de bovenlucht, verbeterd; en tenslotte, aan het eind van de jaren veertig, kwam de elektronische computer die het mogelijk maakte de noodzakelijke berekeningen in de praktijk uit te voeren. En dan was er nog het genie van de Amerikaanse wis- en natuurkundige J. von Neumann nodig, die inzag dat het probleem van de numerieke weersverwachting uitstekend met zijn ENIAC-computer kon worden aangepakt. In 1950 publiceerde hij samen met de meteorologen J. Charney en R. Fjörtoft de eerste succesvolle weersverwachting die door een computer was gemaakt.

Lewis Richardson (1881-1953) heeft zijn fameuze berekening uitgevoerd tijdens de Eerste Wereldoorlog, toen hij als gewondenverzorger dienst deed bij het Franse leger. Voor de berekening had hij een speciale set van formulieren ontworpen die hij later, bij het verschijnen van zijn boek, op eigen kosten liet vermenigvuldigen. Dat deed hij voor het geval mogelijke volgelingen behoefte zouden krijgen de berekening nog eens over te doen voor een andere meteorologische situatie. Na 1926 keerde hij de meteorologie de rug toe en ging zich toeleggen op mathematische psychologie, speciaal het modelleren van de wapenwedloop.

Hierna gingen de ontwikkelingen snel. Al in 1954 begonnen de Zweden, direct gevolgd door de Amerikanen, met de dagelijks operationele produktie van numeriek vervaardigde weersverwachtingen. Sindsdien zijn de modellen aanzienlijk gecompliceerder geworden, gelijk opgaand met de ontwikkeling van de computer. Deze ontwikkeling vond in twee richtingen plaats.
Aan de ene kant legden talrijke meteorologische centra zich toe

op de ontwikkeling van modellen die van dienst konden zijn bij de dagelijkse operationele weersvoorspelling. Een eerste vereiste is echter dat de voorspelling sneller, en liefst zeer veel sneller, verloopt dan de werkelijkheid: niemand heeft behoefte aan een voorspelling achteraf. Dit legt beperkingen op aan de gedetailleerdheid van een model dat voor praktische toepassingen nog op een bepaalde computer kan draaien.
De andere lijn van ontwikkeling vindt plaats in onderzoeksinstituten waar zeer complexe en verfijnde modellen worden gemaakt om achteraf na te gaan of we de atmosfeer goed begrijpen en om voorspellingen te doen over klimaatveranderingen. Zo'n model hoeft niet elke dag resultaten af te leveren. Er moet echter zeer ver vooruit worden gerekend en er moeten allerlei trage, ingewikkelde en rekenintensieve processen worden meegenomen die op termijn van de weersvoorspelling rustig verwaarloosd kunnen worden. Met name warmte en vocht moeten veel nauwkeuriger worden bijgehouden. Dit alles verhoogt de rekentijd zó sterk, dat het tot 1965 heeft geduurd voordat er enig succes met deze aanpak werd behaald. Het Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) te Princeton in de Verenigde Staten en de Britse meteorologische dienst in Europa hebben bij de ontwikkeling een pioniersrol gespeeld. Ook nu kan dit soort modellen alleen maar op de snelste computers draaien, waarbij de rekentijd slechts in de hand wordt gehouden door verregaande concessies aan de ruimtelijke detaillering te doen.
Dit soort complexe modellen worden aangeduid met *algemene circulatiemodellen*. Daarmee kan de invloed van allerlei natuur- en scheikundige processen op het gedrag van de atmosfeer in detail worden nagegaan. Het zijn nu deze algemene circulatiemodellen die worden gebruikt bij de bestudering van ons klimaatsysteem en van de menselijke invloed op het klimaat. We zullen ze verder aanduiden als *klimaatmodellen*.

Voorspellingen van het broeikaseffect

Methode van onderzoek

Met atmosferische klimaatmodellen is veel onderzoek verricht naar het broeikaseffect: de gevolgen van de toename in de atmosfeer van koolzuurgas en andere broeikasgassen die, zoals we al gezien hebben, invloed hebben op de uitstraling van de warmte van de Aarde. Dit onderzoek gaat als volgt: eerst wordt het model zo afgesteld dat de omstandigheden dezelfde zijn als in de huidige atmosfeer: dezelfde instraling van zonlicht, dezelfde hoeveelheid koolzuurgas en andere sporegassen, dezelfde zeewatertemperatuur. Met dit model wordt het gedrag van de atmosfeer over een lange periode, tien jaar of meer, nagebootst. Zo'n nabootsing (vaak

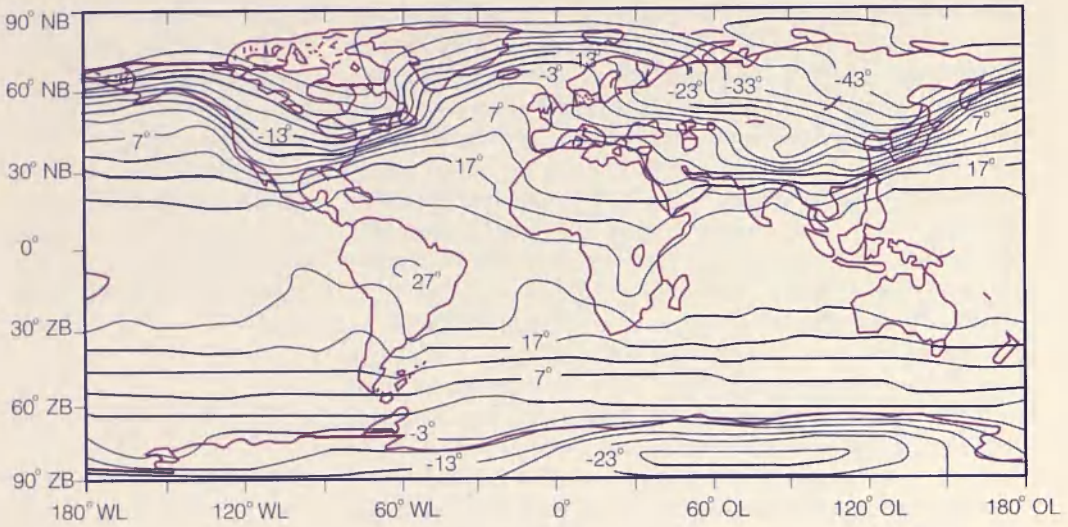
'klimaatrun' genoemd) kan, afhankelijk van de snelheid van de computer en de ingewikkeldheid van het model, enkele dagen tot enkele weken computertijd kosten. Uit de zo verkregen gegevens kan het nagebootste klimaat worden bepaald. Vergelijking met het werkelijke klimaat laat dan zien hoe goed het model is: hoe beter de nabootsing van ons huidige klimaat, hoe meer vertrouwen we in het model hebben. Figuur 26 laat links een modelsimulatie zien van de gemiddelde temperatuur nabij het aardoppervlak voor de maanden januari en juli. Rechts is de waargenomen temperatuurverdeling te zien. In grote lijnen slaagt het model er inderdaad in de waargenomen temperatuurverdeling te simuleren.

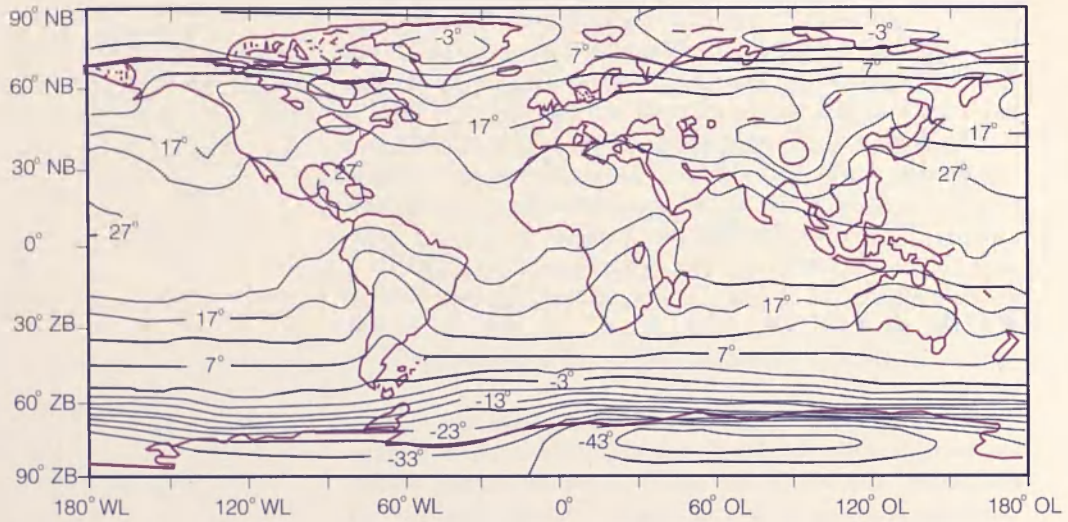
Hebben we ons ervan verzekerd dat het model in staat is het huidige klimaat voldoende nauwkeurig na te bootsen, dan komt de volgende stap: de simulatie van de gevolgen van het broeikaseffect. Met de huidige computers zou het te veel tijd kosten om de langzame toename van de hoeveelheid koolzuurgas en andere sporegassen en de langzame daarbij behorende klimaatveranderingen te simuleren. Daarvoor zou een klimaatrun tot misschien wel 200 jaar vooruit nodig zijn, die maanden, misschien wel jaren computertijd zou kosten. Daarom wordt meestal een snellere weg bewandeld: de hoeveelheid koolzuurgas wordt in het model in één keer met een factor twee vergroot en op dezelfde wijze als hierboven wordt het bijbehorende klimaat berekend. Vrijwel alles wat we menen te weten over de klimaatveranderingen ten gevolge van het broeikaseffect is gebaseerd op deze methode.

Deze aanpak heeft ernstige beperkingen. Ten eerste is de vertragende invloed van de oceanen buiten beschouwing gelaten. We hebben al gezien dat de tijdschaal van het broeikaseffect hierdoor in sterke mate wordt bepaald. Klimaatveranderingen zullen dus flink na-ijlen op de toename van de concentratie van broeikasgassen, maar met deze methode kunnen wij niet zien hoe. Erger is nog dat de oceaanstromingen helemaal niet in deze modellen zijn opgenomen, terwijl er zonder meer belangrijke terugkoppelingen tussen de oceaan en het atmosfeersysteem bestaan. Deze kunnen ertoe leiden dat het broeikaseffect toch tot een andere eindtoestand zou kunnen leiden dan de modellen suggereren. Toch zijn de resultaten die met de 'simpele' aanpak zijn bereikt instructief, omdat ze ons een aanwijzing geven in welke richting een door mensen veroorzaakte klimaatverandering zich zou kunnen voltrekken.

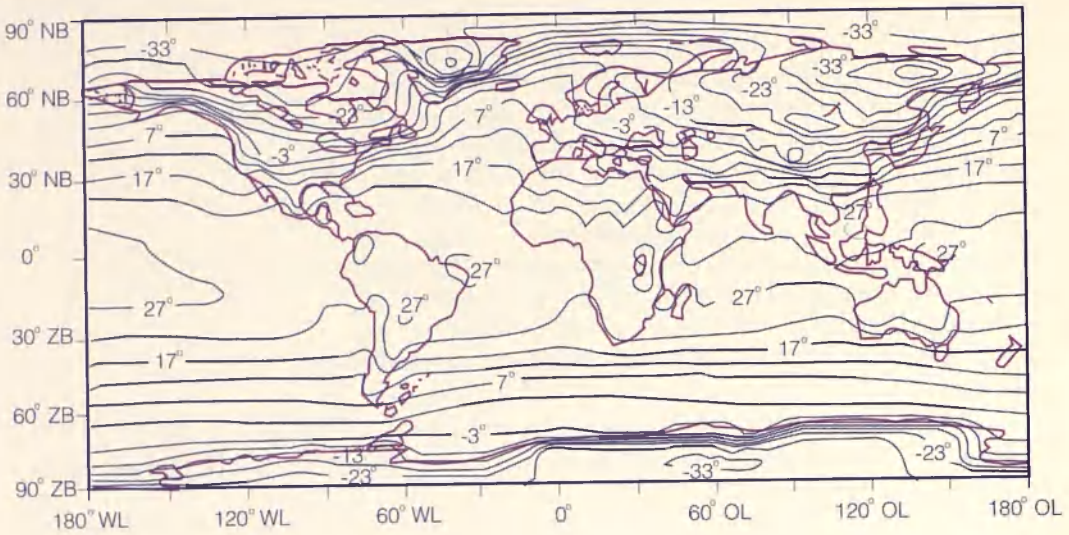
Wij zullen nu enkele resultaten van de huidige generatie klimaatmodellen over het broeikaseffect kort behandelen. Uit de grote hoeveelheid gegevens die uit een klimaatmodel kunnen worden verkregen, kiezen we er twee die voor leefomgeving, landbouw en economie, van speciaal belang zijn: de temperatuur nabij het aardoppervlak en de bodemvochthuishouding.

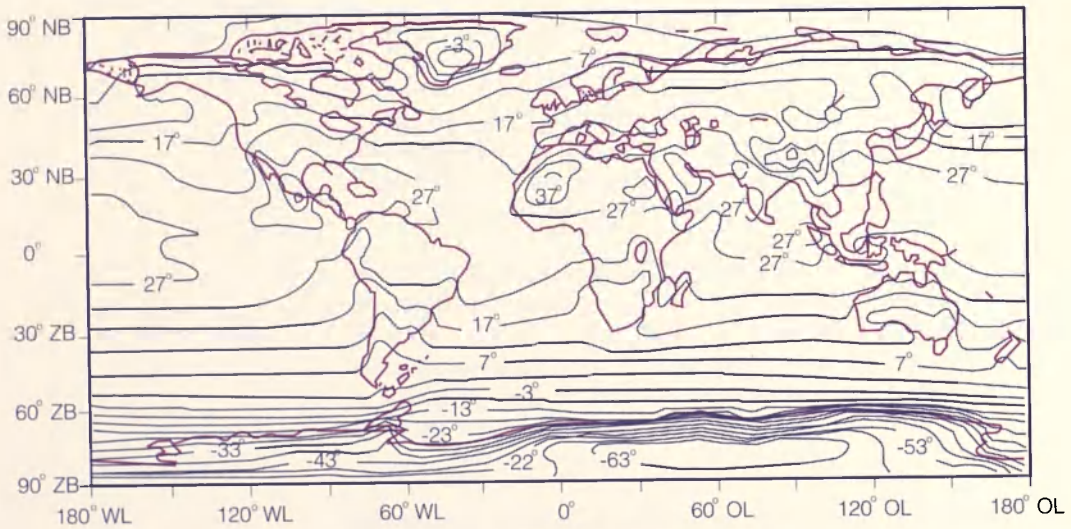
Behalve voor de berekening van klimaat en broeikaseffect zijn klimaatmodellen ook gebruikt voor het bestuderen van het Ozongat en het klimaat van andere planeten. Voorts bestaan er sinds kort modellen waarmee chemische processen in de vrije atmosfeer kunnen worden nagebootst. Op deze ontwikkeling gaan wij hier verder niet in.





Figuur 26[a]. Door een klimaatmodel berekende temperatuurverdeling nabij het aardoppervlak voor januari (boven) en juli (onder) in graden Celsius.





Figuur 26[b]. Waargenomen temperatuurverdeling nabij het aardoppervlak voor januari (boven) en juli (onder).

Temperatuur
Tabel 4 laat zien tot welke conclusies vijf grote klimaatmodellen komen als het gaat om de gemiddelde verandering van de wereldtemperatuur aan het aardoppervlak en de neerslagverandering ten gevolge van een verdubbeling van de hoeveelheid koolzuurgas. De modellen zijn op verschillende instituten ontwikkeld en hebben als overeenkomst dat het alle atmosferische klimaatmodellen zijn, dus zonder stromende oceanen en zonder atmosfeer-oceaan terugkoppelingen erin. Ze verschillen in de wijze waarop ze het atmosfeersysteem beschrijven en daardoor komen ze tot verschillende conclusies. Maar allemaal berekenen ze een mondiale temperatuurverhoging van 3-5 graden. Dat lijkt misschien weinig, gewend

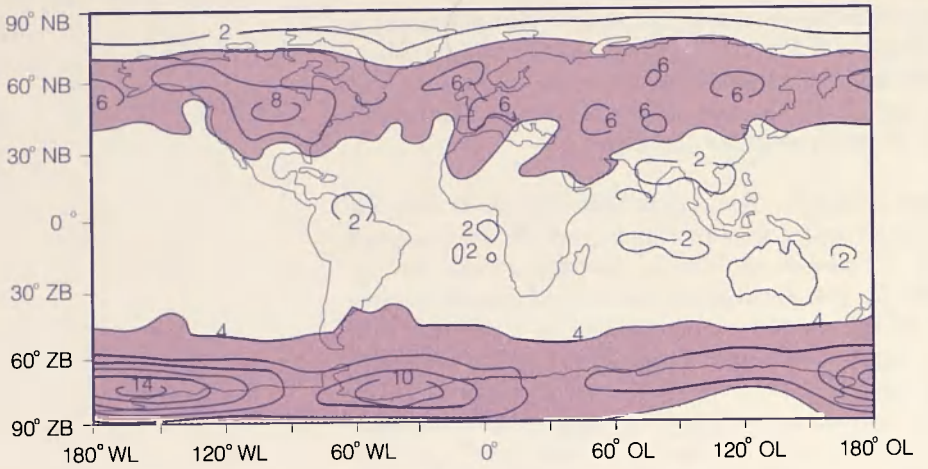
Tabel 4. Voorspellingen van temperatuur en neerslag bij verdubbeling van het koolzuurgehalte door vijf grote klimaatmodellen

Model	Temperatuur-verhoging (graden)	Neerslag-toename
GFDL/Wetherald en Manabe (1986)	4,0	8,7%
GISS/Hansen e.a. (1984)	4,2	11,0%
NCAR/Washington en Meehl (1984)	3,5	7,1%
OSU/Schlesinger en Zhao (1988)	2,8	7,8%
UKMO/Wilson en Mitchell (1987)	5,2	15,0%

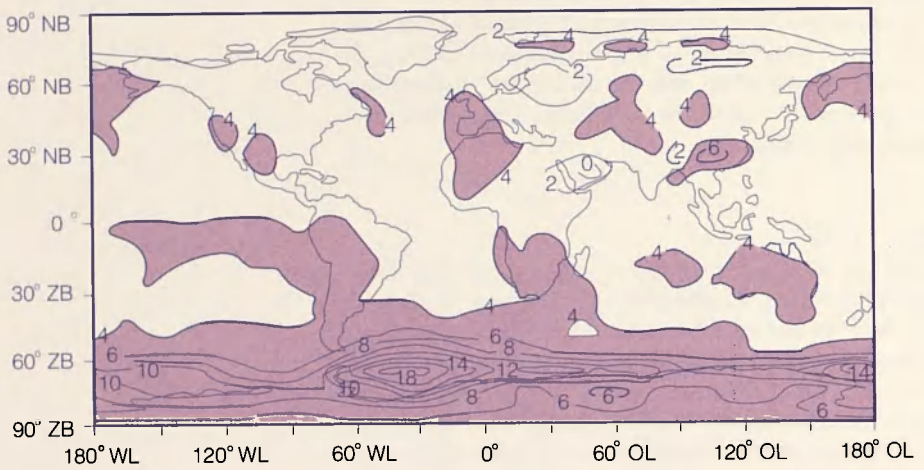
als we zijn aan veel grotere verschillen tussen winter en zomer. Maar het effect van zo'n temperatuurverhoging kan wel degelijk groot zijn. Dit blijkt wel als we bedenken dat de gemiddelde wereldtemperatuur sinds de laatste ijstijd slechts 5 graden is gestegen. Bij ons was deze stijging echter twee maal zo groot.

Figuur 27 laat de verdeling zien van de temperatuurverhoging over de Aarde, zoals berekend door drie van de eerder genoemde vijf modellen. We zien onderling wel grote verschillen, maar de modellen zijn het er over eens dat de grootste temperatuurverhoging bij de winterpool optreedt, tot hier en daar 15 graden of meer. Dit is een onverwachte uitkomst en heeft nogal wat

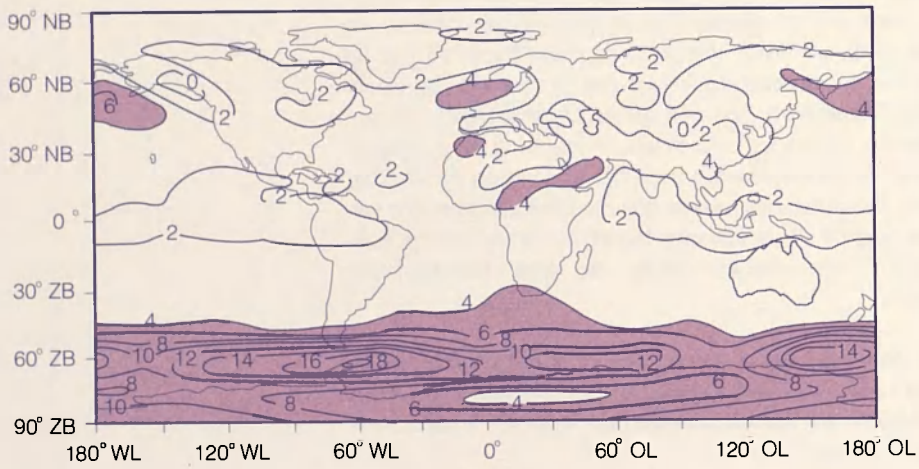
Figuur 27. Toename van de temperatuur in graden bij verdubbeling van het koolzuurgehalte, berekend voor de zomermaanden door drie klimaatmodellen. Een opwarming van meer dan 4° is weergegeven in kleur. Let op de grote opwarming bij de winterpool (de Zuidpool).



GFDL



GISS



NCAR

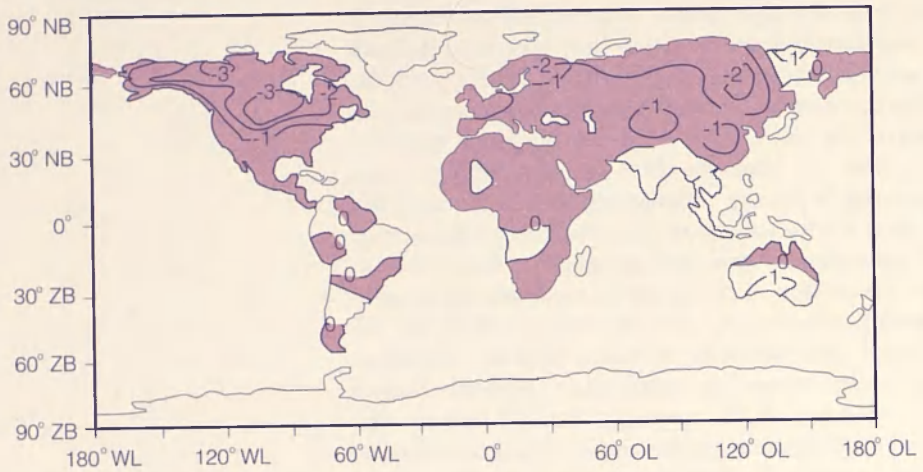
consequenties bij de berekening van bijvoorbeeld ijsafsmelting en zeespiegelstijging. Zonder klimaatmodel zouden wij niet meteen op het idee zijn gekomen dat de atmosfeer met een vreemd 'pool-effect' op verwarming zou reageren, al is het drijvend mechanisme (ijs-albedo terugkoppeling) wel duidelijk.

De klimaatmodellen zijn het in grote lijnen met elkaar eens. Dat is bemoedigend omdat het aanwijzingen geeft dat wij een aantal delen van de natuurkunde van de atmosfeer redelijk kunnen beschrijven. De uitkomsten geven daardoor wel degelijk een aanwijzing van wat zou kunnen gebeuren en er is alle reden dat serieus te nemen. Aan de andere kant moeten wij ons wel realiseren dat de eerdergenoemde tekortkomingen voor alle vijf modellen gelden. Overeenstemming geeft dus helemaal geen extra aanwijzing dat de voorspellingen op zichzelf juist zijn. Er zijn zelfs aanwijzingen voor het tegendeel. Zo is bijvoorbeeld de snelle opwarming van de polen tot op heden niet waargenomen en is de grootte van het voorspelde effect sterk omstreden. Dankzij de modellen weten wij nu echter wel dat wij bij het broeikaseffect op dit soort onverwachte en weinig voor de hand liggende uitwerkingen voorbereid moeten zijn.

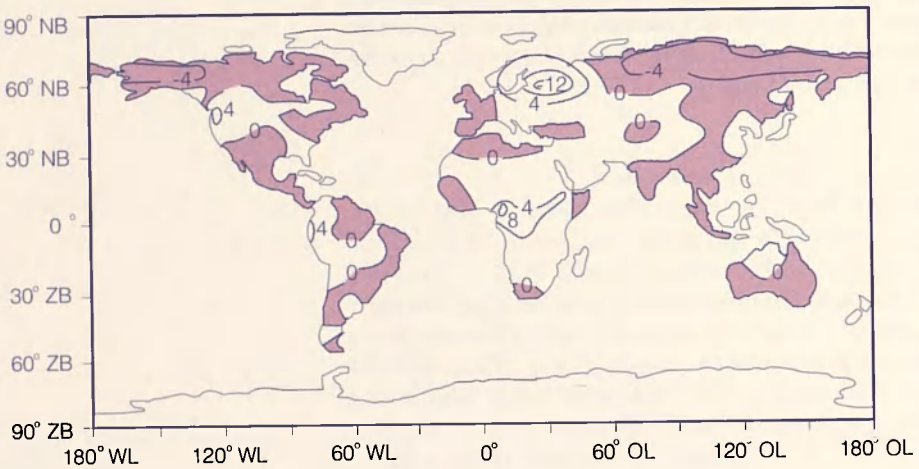
Bodemvocht

De opbrengst van de landbouw hangt af van veel factoren. Twee van de belangrijkste zijn de gemiddelde temperatuur en de hoeveelheid vocht in de bodem. Dit laatste op zijn beurt hangt af van de balans tussen neerslag en verdamping. Dit zijn grootheden die een klimaatmodel kan berekenen. In tabel 4 zagen wij dat alle modellen een toename van de wereldwijd gemiddelde hoeveelheid neerslag ten gevolge van verdubbeling van de hoeveelheid koolzuur voorspellen, uiteenlopend van 7 tot 15%. Maar ook de verdamping neemt toe ten gevolge van de gestegen temperatuur, en het gaat er maar om welke van de twee wint. Figuur 28 laat de verdeling over het aardoppervlak zien van de verandering van de hoeveelheid bodemvocht ten gevolge van verdubbeling van het koolzuurgehalte. Laten we eens letten op wat er wordt voorspeld voor de grote landbouwgebieden in de Sovjet-Unie en de Verenigde Staten in de zomer. Eén van de drie modellen voorziet een uitdroging van vrijwel alle landbouwgebieden op het noordelijk halfrond, terwijl de twee overige modellen een meer wisselend beeld te zien geven.

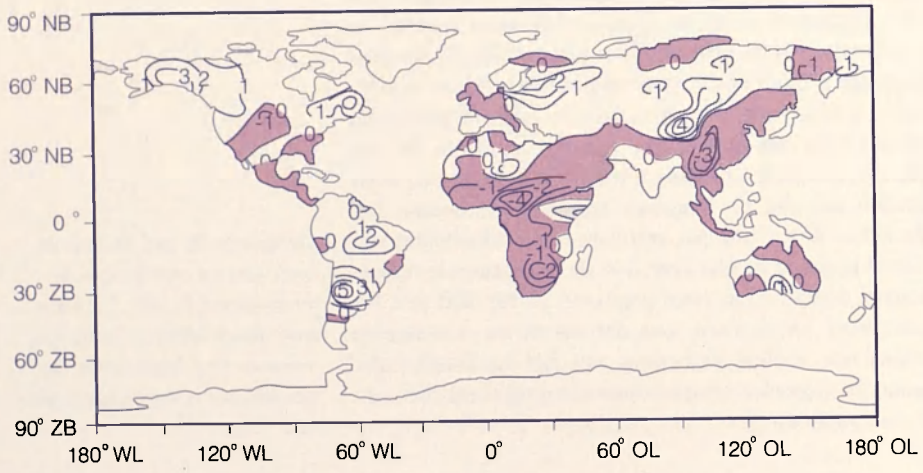
Figuur 28. Bodemvochtverandering voor de zomermaanden, uitgedrukt in cm neerslag, bij verdubbeling van het koolzuurgehalte, zoals voorspeld door de drie klimaatmodellen van figuur 27. Uitdroging is weergegeven in kleur.



GFDL



GISS



NCAR

Al met al is er duidelijk minder overeenstemming tussen de modellen wat betreft vocht dan over de temperatuur. Blijkbaar doorzien wij neerslagvorming en verdamping minder goed dan herverdeling van warmte. De reden is dat neerslag en verdamping sterk afhangen van omstandigheden die op het eerste gezicht in het grote geheel van klimaatbeschrijving maar bijzaken lijken, zoals vegetatie en de precieze verdeling van wolken. Tot op heden bestaat er geen enkel klimaatmodel dat de effecten van vegetatie goed kan meenemen, terwijl wolkenvorming, mede door het gebrek aan ruimtelijke detaillering van de modellen, slechts schematisch wordt beschreven. Het lijdt daarom geen twijfel dat wij bepaalde terugkoppelingen in het subtiele proces van neerslag en verdamping geheel missen en andere maar gebrekkig kunnen beschrijven, waardoor de voorspellingen tamelijk onzeker zijn. Maar wat de verschillende resultaten van de klimaatmodellen ons wel leren, is dat vocht bijzonder gevoelig op klimaatverandering kan reageren. Het is daarom zeer waarschijnlijk is dat een doorzettend broeikaseffect met ingrijpende veranderingen van de vochthuishouding gepaard zal gaan.

De vertragende invloed van de oceanen

De berekeningen die we hierboven hebben bekeken, gingen ervan uit dat de hoeveelheid koolzuurgas in één keer werd verdubbeld en dat de atmosfeer en het oceaanoppervlak direct in evenwicht zijn met de bijbehorende klimaatverandering. Nu is het inderdaad eenvoudig ijle lucht te verwarmen, maar er is heel wat meer nodig om de oceanen in temperatuur te doen stijgen. We kunnen dat iedere zomer weer merken. Ook al warmt de zon de lucht bij ons soms tot 30 graden op, de zeewatertemperatuur aan onze kust komt met moeite aan 17 graden. De oceanen vertragen dus de temperatuurstijging ten gevolge van het stijgende koolzuurgehalte. De mate van vertraging is op dit moment bijzonder moeilijk te schatten, omdat de huidige generatie klimaatmodellen de warmteuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan niet goed kan beschrijven. Wel hebben wij enig inzicht in de tijdschalen die bij verversing van oppervlaktewater van belang zijn. Als wij aannemen dat een atmosferische verandering de oceanen niet te veel verstoort, leren deze tijdschalen ons dat de langzaam opwarmende oceaan het broeikaseffect met 50 tot 100 jaar vertraagt. Bij verdubbeling van de hoeveelheid koolzuur in één keer, zou de bijbehorende temperatuurverhoging derhalve pas over ongeveer 50 tot 100 jaar tot stand komen. Maar het betekent ook dat, als we nu maatregelen zouden nemen om verdere verhoging van het koolzuurgehalte tegen te gaan, de ingezette temperatuurverhoging meer dan een halve eeuw zal na-ijlen.

De opwarmtijd van de oceanen komt overeen met die van de thermokline (blz. 27). De bepalende factor hierbij is de snelheid waarmee deze laag warmte kan uitwisselen met het oceaanoppervlak.

Is het broeikaseffect al merkbaar?
De hoeveelheid koolzuur is sinds het midden van de vorige eeuw toegenomen van 0,027% tot 0,034%. Dit is nog lang geen verdubbeling. Gaan we uit van een temperatuurstijging van 4 graden bij verdubbeling dan correspondeert dit met een temperatuurstijging van zo'n 1,3 graden. Door de vertraging door de oceanen halveert deze stijging nog eens zodat de temperatuur nu ongeveer 0,7 graad hoger zou moeten zijn dan halverwege de vorige eeuw. Een feit is dat de temperatuur sinds het begin van de eeuw 0,3-0,6 graad is gestegen. Zo op het eerste oog is dit in overeenstemming met de berekende stijging. Echter, dit soort temperatuurstijgingen zouden ook kunnen optreden zonder een toenemend koolzuurgehalte. Met andere woorden: die 0,3-0,6 graad zou best 'natuurlijk' kunnen zijn: ons klimaat kent nu eenmaal variatie. We kunnen dus niet vaststellen of koolzuur de oorzaak is. Maar als de temperatuurstijging doorzet en we op zekere dag met zekerheid moeten vaststellen dat die door koolzuur wordt veroorzaakt, dan zitten we ook direct in de problemen. Want ook al nemen we dan direct maatregelen om verdere toename van de hoeveelheid koolzuur te voorkomen, zal de temperatuurstijging toch meer dan een halve eeuw doorgaan en uiteindelijk nog twee keer zo groot worden.

De zorg voor het klimaat en de vaak verwarde discussies er omheen heeft in 1988 geleid tot de oprichting van de IPCC (Intergovernmental Panel on Climatic Change) die tot opdracht had de stand van zaken bij klimaat en klimaatvoorspelling te inventariseren, een studie over de gevolgen van klimaatveranderingen te maken en aanbevelingen te doen voor het nemen van maatregelen. Dit panel heeft in 1990 rapport uitgebracht.

Toekomst van klimaatmodellen

Waar schieten onze modellen te kort?
Modellen zijn altijd vereenvoudigingen van de werkelijkheid en dus nooit volmaakt. Dit geldt zeker voor klimaatmodellen. Hoewel het bemoedigend is dat er al enkele resultaten zijn bereikt bij het beschrijven van een ingewikkeld systeem als ons klimaat, is het duidelijk dat het geheel nog in de kinderschoenen staat. We hebben te maken met een gecompliceerd systeem dat bestaat uit de atmosfeer, de oceaan, zeeijs, landijs en de biosfeer en wij weten dat zij elkaar beïnvloeden en elkaars effecten kunnen versterken of verzwakken. Toch zijn wij nog niet in staat om de genoemde systemen tegelijk te beschrijven. Dit tast niet alleen de voorspelwaarde van de modeluitkomsten aan, maar geeft ook ernstige beperkingen aan de gedetailleerdheid van de uitspraken. Het feit bijvoorbeeld dat de wisselwerking tussen oceaan en lucht nog niet goed in de modellen is verwerkt, maakt het onmogelijk het verloop van de verwarming door het broeikaseffect in de tijd te beschrijven. Om toch iets te kunnen zeggen over het uiteindelijke resultaat is toevlucht genomen tot vereenvoudigingen en kunstgrepen, zoals we hierboven hebben beschreven.
Voor de tekortkomingen van de klimaatmodellen is een aantal duidelijke oorzaken aan te wijzen.

Over de toestand van de Aarde nu, is te weinig bekend
Wij weten nauwelijks hoe de oceaanstromingen in de diepten plaatsvinden, hoe warm of hoe koud en hoe zout of hoe zoet het water daar is. Dit alles bepaalt hoe warmte wordt herverdeeld of - in andere woorden - hoe een klimaatverandering naar andere streken wordt verplaatst. Van wolken weten wij dat ze een belangrijke rol spelen in het klimaat: lage wolken brengen afkoeling teweeg, omdat ze het zonlicht terugkaatsen de ruimte in; hoge ijle wolken zorgen voor opwarming. Dit laatste komt doordat ze zonlicht grotendeels doorlaten maar de uitgaande warmtestraling niet. Helaas is niet precies bekend hoeveel wolken er gemiddeld op Aarde zijn op de verschillende hoogten en nog minder hoe dat zich zal wijzigen bij een veranderend klimaat. De invloed van wolken op het klimaat is daarom niet goed te modelleren, laat staan de terugkoppelingen op het broeikaseffect die daarmee samenhangen (ontstaan er meer of minder wolken als de Aarde warmer wordt?). Hetzelfde geldt voor zeeijs: wij weten niet precies hoe het verdeeld is, hoe het aangroeit of afsmelt, wat de levensduur van ijsschotsen is en wat het terugkaatsend vermogen van oude of verse ijsschotsen is. Daarnaast zijn er talloze andere gegevens die wij nauwelijks kennen, zoals de sneeuwval op en afsmelting/afkalving van ijskappen, de verandering van het terugkaatstend vermogen van het land door verse sneeuw, als dat al dan niet op oude sneeuw valt, enzovoort. In de huidige modellen zijn deze zaken noodgedwongen niet of zeer geschematiseerd weergegeven, met alle beperkingen van dien voor het beschrijven van een veranderend klimaat. Verfijningen zijn pas te verwachten na lange jaren van intensief waarnemen.

De computers zijn krap
Klimaatmodellen, ook in hun huidige vorm, vragen enorm veel rekentijd. Om deze voor enige tijd vooruit te draaien (bijvoorbeeld om het broeikaseffect te berekenen) en toch nog binnen de computerruimte te blijven, moeten verregaande concessies worden gedaan aan de ruimtelijke detaillering van de modellen. Klimaat- en weermodellen lossen de atmosferische vergelijkingen op in een beperkt aantal punten, die gebiedsgemiddelden representeren en als een regelmatig rooster verdeeld zijn over de aardbol. Hoe meer roosterpunten, des te groter de detaillering. Lange klimaatruns zijn echter alleen maar uitvoerbaar als het aantal roosterpunten zeer beperkt wordt gehouden. Zo worden bijvoorbeeld Nederland en de Noordzee in de vijf genoemde modellen door slechts één roosterpunt beschreven. Hierdoor kan de land-zee verdeling op Aarde maar zeer schematisch worden weergegeven. Het is duidelijk dat dit een slechte basis is voor het berekenen van details. Als wij de detaillering twee keer groter maken, vereist dat ongeveer tien keer meer rekentijd.

Voor het verder ontwikkelen van klimaatmodellen is het van groot belang dat lange klimaatruns worden uitgevoerd. Deze ontwikkeling gaat namelijk stapsgewijs. Bij het aanbrengen van een verbetering in de beschrijving van de fysische processen moet het gedrag van het model waarin de verbetering wordt aangebracht goed bekend zijn en uitvoerig vergeleken zijn met de werkelijkheid. Met andere woorden: pas als er veel computertijd is gebruikt, kunnen wij weer even stoppen om echt na te denken.

Een van de redenen dat klimaatruns zoveel computertijd kosten is dat de evolutie van de atmosfeer in een zeer groot aantal korte tijdstapjes van bijvoorbeeld 15 minuten moet worden opgelost. Als de tijdstappen te groot worden gekozen worden de atmosferische vergelijkingen numeriek onstabiel en leveren onzin op. Dit is precies wat gebeurde met Richardsons poging van 1922.

De klimaatmodellen zijn onvolledig

Het atmosferische deel van de modellen is op dit moment voor een aantal processen redelijk geformuleerd, maar zoals boven al opgemerkt, is dat maar een deel van de werkelijkheid. Deze werkelijkheid bestaat uit een koppeling van atmosfeer, biosfeer, ijs en de oceaan, die elkaar wederzijds beïnvloeden. Als het klimaat verandert heeft dat bijvoorbeeld gevolgen voor de regenwouden, de bloei van plankton in de oceaan en de begroeiing van de toendra's. Dit heeft weer een verandering in de weerkaatsing van zonlicht en in de vochthuishouding ten gevolge, die doorwerkt in de klimaatverandering. Tevens heeft het gevolgen voor de oceaanstromingen, die op hun beurt weer de klimaatveranderingen kunnen versterken, tegengaan of een andere wending geven. Op dit moment zitten terugkoppelingen uit de oceaan maar zeer schematisch in de modellen en terugkoppelingen uit de biosfeer helemaal niet. Wij vermoeden dat de biosfeer-terugkoppelingen op tijdschalen van tientallen jaren van wezenlijk belang zijn, maar wij weten niet exact hoe en kunnen het dan ook niet in het model verwerken.

Zolang we belangrijke terugkoppelingen niet goed kunnen modelleren en zelfs niet weten of wij sommige vergeten zijn, en zolang wij alle grote warmtereservoirs en stromingen niet kunnen opnemen in de klimaatmodellen, moeten we de resultaten van deze modellen zien als voorlopig of verkennend. De antwoorden die we kunnen geven, zijn van het soort: 'hoe hangt het ene van het andere af' (temperatuur en koolzuur, bijvoorbeeld), 'hoe snel zou een verandering van de atmosfeersamenstelling maximaal op de temperatuur kunnen doorwerken' of 'gebeurt er iets met de atmosfeer als er een of andere verandering optreedt' (uitstoot van vulkaanstof of van as bij een wereldwijde brand (de 'nucleaire winter')). Maar het doen van een precieze uitspraak over het verloop en het doorwerken van verstoringen ligt nog ver buiten ons bereik.

Het klimaatsysteem als geheel is nog onbegrepen

In de inleiding van dit hoofdstuk hebben wij al gezien dat complexe systemen soms een onverwacht, collectief gedrag vertonen en zelfs in een andere toestand kunnen geraken. Als er meerdere

van zulke toestanden bestaan, noemen wij het klimaat intransitief - zie hoofdstuk 3. Wij weten niet of het klimaat intransitief is en in hoeverre de werkelijkheid of de modellen over kunnen gaan tot onverwacht, 'chaotisch' gedrag. Dit betekent ook dat wij niet weten hoever wij kunnen gaan met voorspellingen van het type dat nu gemaakt wordt. Wellicht blijkt het voorbij een zekere grens alleen maar mogelijk om uitspraken te doen over *mogelijke* stromingspatronen en dus mogelijke klimaten die kunnen optreden, zonder dat de precieze wijze waarop wij daar naar toe komen ooit duidelijk zal worden. Het antwoord op dit soort wezenlijke vragen kan alleen maar worden gegeven via een diepgaande studie van klimaatmodellen en na verdere ontwikkeling van de zogeheten chaostheorie.

Stand van zaken

Op dit moment wordt uit alle macht van verschillende zijden aan de bovengenoemde tekortkomingen en fundamentele vragen gewerkt. De chaostheorie wordt ontwikkeld en naar de grenzen van voorspelbaarheid wordt gezocht. De experimentele basis van klimaatmodellen wordt verbreed. Hiervoor zijn satellietprogramma's gestart die leemten in onze waarnemingen kunnen opvullen en langzaam maar zeker wordt ons gebrek aan gegevens hierdoor wat verholpen. Verder worden er nu serieuze pogingen ondernomen om de oceaan in de modellen op te nemen; de huidige computercapaciteit maakt deze poging mogelijk. Van zo'n gekoppeld atmosfeer-oceaan model kan worden verwacht dat het in staat is het verloop van een verandering in de tijd na te bootsen. Men kan zo'n model zien als het 'tweede generatie klimaatmodel'. In het slot van dit hoofdstuk beschrijven wij welke onverwachte problemen zo'n koppeling met zich meebrengt en hoe het er nu voorstaat.

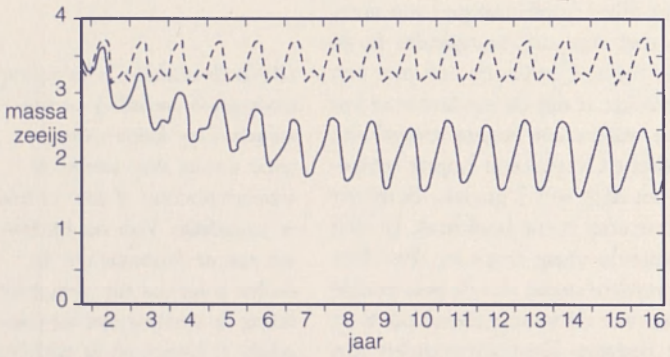
Gekoppelde oceaan-atmosfeer modellen

Een correcte beschrijving of voorspelling van het klimaat vereist zonder twijfel een totale beschrijving van het oceaan-atmosfeersysteem. De wisselwerking tussen oceaan en atmosfeer is namelijk enorm. Als het klimaat verandert, zullen de winden anders gaan waaien. Deze winden drijven de oceaanstromingen aan, en deze worden dus verlegd waardoor sommige gebieden warmer en andere kouder worden. Dit heeft dan een klimaatverandering ten gevolge, waardoor de winden weer anders gaan waaien. Zo worden de stromingen opnieuw verlegd ... enzovoort, enzovoort. Het is niet moeilijk in te zien dat een klimaatverandering hierdoor geheel anders kan uitpakken dan wij uit een 'los' atmosfeermodel zouden opmaken.

Het lijkt makkelijk oceaan en atmosfeer aan elkaar te koppelen.

We hebben namelijk de beschikking over een atmosfeermodel (met 'constante' oceaan) en ook de oceaan (met 'constante' atmosfeer) is in het verleden redelijk gemodelleerd. In de praktijk stuit die koppeling op grote, onvoorziene problemen, die tot op heden maar deels zijn opgelost. Figuur 29 geeft een poging uit 1984 weer om de aangroei van het zeeijs te beschrijven door een gekoppeld model. Aangenomen werd dat het gemiddelde klimaat niet verandert door koolzuur of een andere reden. Het resultaat is onthutsend: het model verliest grotendeels zijn ijs en wordt aan de polen veel te warm! Dit gedrag wordt *klimaatdrift* genoemd en is een kenmerk van de meeste tot nu toe uitgevoerde pogingen om klimaatonderdelen met overlappende tijdschalen aan elkaar te koppelen. Dit hinderlijke gedrag wordt veroorzaakt door terugkoppelingen: als bijvoorbeeld het zeewater in het begin van de berekening iets te warm is, komt er meer verdamping en daardoor meer wolken en daardoor minder afkoeling en daardoor warmer water en daardoor meer verdamping en ... Op deze wijze kan een kleine fout explosief gaan groeien naarmate wij verder rekenen. Hetzelfde krijgen wij als er een kleine onnauwkeurigheid in de metingen, in de natuurkundige processen of in de wisselwerkingen zit: voor je het weet raakt het gekoppelde model op drift en zijn de resultaten onbruikbaar. Bij een *ont*koppeld model gebeurt dat niet omdat de oceaan-ondergrond voorgeschreven is en niet verstoord wordt door de atmosfeer.

Men kan dit gedrag trachten te ondervangen door vereenvoudigingen aan te brengen, bijvoorbeeld door de terugkoppelingen die



Figuur 29. Variatie van de hoeveelheid zeeijs (uitgedrukt in 10^{16} kg), zoals gesimuleerd met een ongekoppeld model (gestippeld) en een gekoppeld oceaan-atmosfeer model. Het gekoppelde model warmt op en verliest zijn ijs. Dit onrealistisch gedrag wordt klimaatdrift genoemd en kenmerkt alle pogingen tot nu toe om tot een totale beschrijving van het atmosfeer-oceaansysteem te komen.

tot explosieve groei leiden uit het model te laten. Dan is de oceaan alleen een warmtereservoir, dat de opwarming naar andere streken vervoert of in zijn diepten laat verdwijnen. Ook kan men de koppeling tussen atmosfeer en oceaan zodanig proefondervindelijk aanpassen dat het model geen drift meer vertoont. Beide methoden zijn echter onbevredigend. Ze bieden namelijk geen enkele garantie dat wij tot een betere beschrijving komen van het verstoren van het klimaat dan door een 'eerste generatie' model. Er blijft maar één oplossing over: streven naar volledige koppeling.
Voor een deel weten wij waardoor de klimaatdrift van de modellen wordt veroorzaakt, namelijk de gevoeligheid van het totale systeem van oceaan en atmosfeer voor verstoringen. Dit betekent dat wij de fysische processen van het systeem met veel grotere nauwkeurigheid moeten beschrijven dan in een atmosfeermodel alleen. Het is echter ook mogelijk dat het probleem van meer fundamentele aard is. Zoals wij hiervoor al hebben gezien, weten wij niet of het wel echt mogelijk is klimaatvoorspellingen te doen van het type waar men thans naar streeft. Het kan zijn dat dit alleen in eerste aanzet mogelijk is, maar dat het verdere verloop onvoorspelbaar zal blijven en in principe iedere wending kan nemen. Als dat waar is zou het verschijnsel klimaatdrift er een uiting van kunnen zijn dat wij dichter tegen deze vorm van onvoorspelbaarheid aan zitten dan wij misschien zouden wensen.

Recentelijk (in 1988) zijn door de Amerikaanse klimaatonderzoekers S. Manabe en R.J. Stouffer van het GFDL experimenten gedaan die een interessant licht werpen op deze problematiek. Ze gebruikten een model waarbij de drift op proefondervindelijke wijze in de hand werd gehouden (met alle tekortkomingen van dien) en deden twee klimaatruns: één met een juist zoutgehalte in de bovenste lagen van de Noordatlantische Oceaan en één met een iets te laag gehalte. Het merkwaardige is dat de eindantwoorden van deze twee runs niet hetzelfde waren: het hogere zoutgehalte leverde over de hele Noordatlantische Oceaan een hogere temperatuur op. Het verschil was hier en daar wel 7 graden. Betekent dit dat het klimaat inderdaad intransitief is (zie hoofdstuk 3)? Wij weten het antwoord op deze boeiende vraag nog niet. Pas door fundamenteel onderzoek en door verdere studie van de gekoppelde modellen zullen wij kunnen weten wat de voorspelbaarheid is en hoeveel 'klimaten' er eventueel bestaan. Deze antwoorden zijn zeker zo belangrijk als het doen van de klimaatvoorspelling zelf.

Dichtheidsverschillen in het oceaanwater geven aanleiding tot stromingen. Deze kunnen veroorzaakt worden door verschil in watertemperatuur of door verschil in zoutgehalte. Voor het beschrijven van de dynamica van de oceaan is het dus van even groot belang de verdeling van het zoutgehalte te kennen als de verdeling van de temperatuur.

Samengevat staat het klimaatmodelleren na twintig jaar ontwikkelen voor drie grote problemen die eerst opgelost moeten worden voor we verder kunnen. Het eerste is het probleem van de grenzen van de voorspelbaarheid van het klimaat, waarin wij nu nog geen inzicht hebben. Het tweede is de klimaatdrift van gekoppelde

modellen. Dit probleem kan samenhangen met het eerste, maar wordt in ieder geval ook veroorzaakt doordat wij te weinig weten over de warmtehuishouding van de oceaan. Ten derde begrijpen wij het gedrag van de bewolking en de terugkoppeling tussen straling en wolken in een veranderend klimaat niet voldoende. Dit komt niet alleen door ons gebrek aan waarnemingsgegevens, maar ook doordat we de natuurkunde van wolkenvorming niet goed genoeg kennen. De invloed van deze terugkoppeling is enorm, ook in de huidige generatie modellen: sommige voorspellen dat het gemiddeld slechts anderhalve graad warmer wordt bij verdubbeling van het koolzuurgehalte, andere komen veel hoger uit. Het oplossen van deze drie problemen is de uitdaging die de komende twintig jaar ons biedt.

7 Het bewaken van onze Aarde

A.G.M. *Driedonks*

Het perspectief

Al miljarden jaren is de Aarde in staat haar eigen klimaat te maken, in een tempo en op een manier die haar het beste uitkomt. Als vanzelf past zij het klimaat aan veranderende omstandigheden aan. Bij vulkaanuitbarstingen, bombardementen van meteoren, verschuivingen van hele continenten of explosieve toename van bepaalde levensvormen, is de Aarde altijd prima in staat om er het juiste klimaat bij te vinden. Dat daarbij nogal grote schommelingen zijn opgetreden en forse veranderingen in levensvormen hebben plaatsgevonden, wordt als een vanzelfsprekend gegeven ervaren. Tegenover immense krachten past slechts bescheidenheid en aanpassing.
Het lijdt weinig twijfel dat ook in de komende paar miljard jaar de Aarde haar klimaat aan zal passen aan nog komende omstandigheden. Welke dat zullen zijn, ligt volledig in het duister. In hoeverre de levensvormen voldoende aanpassingsvermogen hebben de klimaatveranderingen te volgen, is natuurlijk nog maar de vraag. Misschien is er in het klimaat van de verre toekomst zelfs helemaal geen plaats meer voor leven.

De vraag naar de manier waarop de Aarde al die miljarden jaren haar klimaat heeft gewijzigd en hoe levende wezens daarop hebben gereageerd, heeft de mensheid reeds lang beziggehouden. De drang naar kennis over het hoe en waarom der dingen, hoe ze in elkaar zitten en wat de verbanden zijn, is, net zoals op vele andere terreinen, ook in het klimaatonderzoek een belangrijke drijfveer. Deze drijfveer, die vooral een culturele en filosofische basis heeft, is een betrekkelijk waardevrije. In dit perspectief is de natuur zoals hij is en hierbij hoort een grillig weer en een voortdurend driftend klimaat. Men kan hoogstens hopen dat wij, door het toenemend begrip, de mogelijkheid krijgen de wendingen van het klimaat te zien aankomen.
Bovengenoemd perspectief is verleden tijd. Wij weten dat wij wijzigingen in de atmosferische samenstelling teweeg hebben gebracht en dat zoiets het klimaat in een andere richting kan sturen. Het tempo van deze verandering ligt aanmerkelijk hoger dan dat van de natuurlijke klimaatveranderingen. De druk op het doen van voorspellingen neemt toe. Niet alleen om ons tegen de

De Meteosat is een Europese geostationaire satelliet die boven West-Afrika is gestationeerd (foto links).

gevolgen te wapenen, maar ook omdat wij zelf de hand in de oorzaak hebben, en deze oorzaak (toenemende koolzuur bijvoorbeeld) terug kunnen draaien. Maar in dit nieuwe perspectief is de rol van de mens ingrijpend veranderd, want hij staat aan een van de regelknoppen van het klimaat. Hij is niet alleen kenner, hij is nu ook bestuurder geworden.
Als oorzaak (koolzuur) en gevolg (klimaat) simpel van elkaar afhangen, dan is besturen een zuiver politieke zaak. We zouden het klimaat zelfs in de door ons gewenste richting kunnen sturen door bewust de atmosfeer te veranderen. Gaat het te ver, dan stoppen wij even en wachten tot het klimaat zich herstelt. Op dezelfde wijze wordt de visstand in de Noordzee op peil gehouden, of liever gezegd bestuurd. Of er zouden compenserende maatregelen kunnen worden overwogen om ongunstig geachte bijeffecten tegen te gaan van bijvoorbeeld koolzuur - misschien een andere stof in de atmosfeer brengen via een soort kookboekrecept. In dit verregaande beeld is de mens geen onbelangrijke factor die maar af moet wachten wat de oppermachtige Aarde voor hem in petto heeft, maar staat hij aan het roer van het wereld-klimaatschip en stuurt het waar hij wil. Alleen de richting waarín moet worden beslist: er moeten keuzen worden gemaakt, de haalbaarheid moet zijn onderzocht, er moet voldoende politieke/maatschappelijke 'wil' worden ontwikkeld om de gemaakte keuze ook te implementeren, het effect moet worden bewaakt, er moet eventueel worden bijgestuurd, alle maatschappelijke consequenties moeten worden beschouwd. Dit geeft een andere invalshoek op het wereldklimaatsysteem. Politieke, sociale en economische aspecten overheersen over het natuurwetenschappelijke aspect.

Soortgelijke problematiek speelt nu al bij irrigatie en bij het kunstmatig laten uitregenen van wolken (zie blz. 64).

In zijn volledigheid lijkt het laatstgenoemde perspectief - de mens als directe bestuurder - nog ver weg, maar er gaan wel steeds meer stemmen op dat het naderbij komt. Als de relatie koolzuur-klimaat eenvoudig is, dan hebben wij via het bovengenoemde mechanisme inderdaad een instrument in handen. Het is maar zeer de vraag of iedereen dan altijd zou willen streven naar terugkeer naar het 'gewone' klimaat via vermindering van bijvoorbeeld de koolzuuruitstoot. Veranderingen zijn bedreigend, maar kunnen voor sommigen ook aantrekkelijk zijn. Hierdoor zijn alle ingrediënten aanwezig voor een wereldbeleidsprobleem van de eerste orde!
Helaas - of misschien wel gelukkig - is de werkelijkheid niet zo simpel: er is geen eenvoudig verband tussen koolzuur (of een andere verstoring) en klimaat. Wij hebben in dit boek al verschillende malen gezien dat een kleine verstoring van de atmosferische samenstelling onverwachte gevolgen kan hebben en ook dat het helemaal niet waar hoeft te zijn dat bij het ongedaan maken van de verstoring de oorspronkelijke situatie terugkeert, zelfs niet op lange termijn. Koolzuur als risicoloze regelknop om het klimaat

een bepaalde richting op te sturen is hierdoor een fictie. Het is eveneens een fictie te denken dat een ongestoord klimaat constant is - of liever gezegd, dat er zoiets bestaat als een natuurlijk klimaat dat uit zichzelf stabiel blijft.
De complexiteit van de relaties tussen oorzaak en gevolg in de atmosfeer en de onzekerheden hierin scheppen een spanningsveld tussen de 'bestuurlijke' kant van het klimaatprobleem en de 'wetenschappelijke' kant ervan. De wetenschap is gewend om op onzekerheid van voorspellingen te hameren; de bestuurder wil duidelijkheid om iets te kunnen doen. Als voorbeeld hiervan moge een uitspraak van een typische bestuurder dienen. De Amerikaanse senator Albert Gore is van mening dat: 'Al die mensen die, met het oogmerk de discussie zuiver te houden, beweren dat er erg veel onzekerheid bestaat ... die maken het ons alleen maar moeilijk om iets te ondernemen.' Dit soort reacties zijn niet ongewoon bij politiek geladen onderwerpen - men denke maar aan de kernenergiediscussie. De uiterste consequentie van deze houding is dat betuurders zwijgplicht opleggen over aspecten van het probleem die niet stroken met het simpele beeld waar vanuit actie moet worden ondernomen.

Economische voorspellingen doen in onbetrouwbaarheid zeker niet onder voor klimaatvoorspellingen, maar toch weet de politiek daar mee om te gaan. Als klimaatdeskundigen en politici beter op elkaar ingespeeld raken gebeurt misschien hetzelfde op klimaatgebied.

Het lijkt de hoogste tijd voor een grondige discussie. Natuurwetenschappelijke onderzoekers zullen zich moeten neerleggen bij het feit dat, vanuit bestuurlijk perspectief, de problematiek van het wereldklimaat geheel andere dimensies krijgt dan alleen natuurwetenschappelijke. Van hen kan worden verlangd dat zij hun kennis op koele en waardevrije wijze presenteren en hierbij duidelijkheid verschaffen in de zekerheden en onzekerheden in het klimaat. Van bestuurders mag worden verlangd dat zij duidelijke programma's formuleren en stimuleren, die gericht zijn op verbetering van kennis van het klimaatsysteem. Maar vooral mag worden verwacht dat zij niet de ogen sluiten voor het feit dat de aard van het klimaatsysteem ervoor zorgt dat 'beheersing' van het klimaat geen eenvoudig technologisch probleem is. Politieke, sociale en economische consequenties van maatregelen moeten daardoor worden gezien tegen een achtergrond van een complex, wispelturig en altijd veranderend klimaat, dat ons steeds weer voor onverwachte feiten kan stellen.
Bestuurlijk heeft dit grote consequenties. Het houdt in dat er, meer dan bij andere zaken, aandacht moet worden besteed aan het bewaken van het klimaatsysteem. De gevolgen van welk ingrijpen dan ook zijn op termijn niet te overzien. Zelfs een niet-verstoorde atmosfeer heeft een onvoorspelbaar gedrag, hoe moet het dan zijn met een verstoorde atmosfeer? De snelheid waarmee een klimaatverandering door menselijk ingrijpen zou kunnen doorzetten, maakt het dringend noodzakelijk de toestand van de Aarde nauwkeurig bij te houden. Bestuurlijke maatregelen moeten

meer dan ooit worden getoetst aan de uitkomsten van dit bewakingssysteem.

Het bewaakte wereldklimaat

Het besef dat de omgeving moet worden bewaakt, stamt niet van vandaag of gisteren. Al eeuwen lang is de maatschappij gecompliceerder aan het worden, daarmee minder flexibel en dus gevoeliger voor bepaalde weers- of klimaatfluctuaties. De archieven wijzen uit dat er zeer oude waarnemingsreeksen bestaan. De oudste ervan zijn gericht op de kwetsbaarste onderdelen die onderkend werden en dat verschilt van land tot land. In dit licht is het geen wonder dat de langste reeks van zeespiegelmetingen uit ons drassige land komt. Als wij dichter bij het heden komen, nemen de waarnemingen snel in aantal toe. Dit gaat hand in hand met de ontwikkeling van de technische mogelijkheden en met de toenemende complexiteit van de samenlevingen. Op dit moment bestaat er een wereldwijd net van meteorologische waarnemingsstations die voortdurend het weer bijhouden en het daarmee mogelijk maken het weer te voorspellen. De kwetsbaarheid van onderdelen van onze samenleving voor extreem weer maken deze activiteit tot een harde noodzaak.
Binnen de klimaatcontext is dit probleem lastiger. We hebben niet meer te maken met kortdurende weersystemen, maar met systematische trends die wereldwijd plaatsvinden en ook wereldwijd hun gevolgen hebben. Kleine veranderingen moeten in een vroegtijdig stadium worden gesignaleerd en dit moet op mondiale schaal gebeuren. Het meteorologische waarnemingsnet alleen is niet in staat deze functie volledig te vervullen, vanwege zijn ongelijkmatige verdeling over de Aarde. Bovendien zijn de waarnemingen gevoelig voor plaatselijke effecten, zoals verstedelijking en andere zaken die losstaan van echte klimaatveranderingen.

De aangewezen weg om de Aarde als geheel te bewaken is vanuit satellieten. Deze kunnen grote delen van de Aarde tegelijk zien en daar de gegevens van verzamelen. Niet met een groot ruimtelijk detail, maar dat is voor dit probleem ook juist niet nodig. In combinatie met het al bestaande waarnemingsnetwerk aan de grond zijn een paar satellieten reeds in staat de bewakingsrol te vervullen. Maar de uitvoering van zo'n programma is buitengewoon moeilijk. Dit heeft te maken met het wereldwijde karakter van de gevraagde gegevens en met de noodzaak tot consistentie en continuïteit van de gegevens. Het is nu eenmaal niet voldoende om alleen maar een jaartje gegevens te verzamelen. Integendeel, er moeten verplichtingen op lange termijn worden aangegaan, zeker voor enkele tientallen jaren, omdat dit de tijdschaal

Een veelgebruikte satellietbaan is de geostationaire baan. Deze bevindt zich op 36.000 km boven de evenaar. Op die hoogte is de omlooptijd 24 uur, zodat de satelliet, vanaf de Aarde gezien, altijd boven hetzelfde punt blijft hangen. Dit is zowel voor telecommunicatiesatellieten als voor voor meteorologische satellieten een ideale situatie. Een nadeel is dat het gebied bij de polen nooit in contact met zo'n satelliet kan komen of er door kan worden bewaakt.

is waarop significante trends herkend moeten kunnen worden. Dit vereist een strakke organisatie van gegevensbestanden, omdat de tijdschaal van veranderingen een aantal satellietgeneraties overtreft en de gegevens van opeenvolgende satellieten dus vergelijkbaar met elkaar moeten blijven.
Een dergelijke mondiale verplichting op lange termijn voor waarnemingen en goed gecontroleerde en toegankelijke gegevensbestanden, waaraan ieder naar draagkracht bijdraagt, kan alleen internationaal geregeld worden. De verantwoording ervoor zou daarom moeten komen te liggen bij een nieuw op te richten internationale organisatie, de Wereldklimatologische Dienst.

Een aantal meteorologische en communicatiesatellieten bevindt zich in een zogeheten polaire baan, op 700 km hoogte. De omlooptijd is daar anderhalf uur. Het voordeel is dat ze de gehele Aarde kunnen bestrijken en gedetailleerd kunnen bestuderen. Een nadeel is dat ze gedurende één omloop maar een beperkt deel van de Aarde fotograferen en het enige tijd duurt voor dit deel weer in beeld is. Bovendien staan ze maar kort met een bepaald grondstation in verbinding, zodat de communicatie voortdurend wordt onderbroken.

De Wereldklimatologische Dienst

Spectaculair is het takenpakket van een Wereldklimatologische Dienst (WKD) zeker niet. Een bewakingsprogramma van de Aarde kenmerkt zich juist door taai doorzettingsvermogen en door langdurige inspanningen die gericht zijn op een helder gespecificeerd programma, waarvan zeker niet met grote regelmaat aansprekende resultaten te verwachten zijn.

Hoe moet het programma eruit zien? De eerste taak is de 'koortsthermometer' van onze planeet in de gaten te houden. Dit betekent dat er goed moet worden nagegaan welke grootheden uit de enorme hoeveelheid mogelijke meetgegevens zich het best lenen voor dit doel. Men noemt zulke grootheden *indicatoren*. Voor de hand liggende indicatoren zijn zeespiegelhoogte, zeewatertemperatuur en vegetatiebedekking en daarnaast luchttemperatuur, bewolkingsgraad, ijsbedekking enzovoort. In combinatie met metingen van de samenstelling van de atmosfeer (koolzuur, ozon, methaan en dergelijke) kunnen deze grootheden een beeld geven van de toestand van het klimaat en van de veranderingen daarin. Bovendien kunnen ze misschien een aanwijzing geven of een klimaatverandering 'natuurlijk' is of door mensen geforceerd.
Hier worden wij geconfronteerd met een wezenlijk probleem. We weten niet precies hoe een klimaatverandering merkbaar zal worden. Als de eerste tekenen zichtbaar worden, is het meteen duidelijker naar welke indicatoren of combinatie moet worden gekeken. Meetgegevens van misschien allang verdwenen satellieten, moeten opnieuw worden bekeken en bewerkt. Maar zelfs een zestal satellieten zorgt al voor zo'n gigantische stroom van gegevens, dat het opslaan ervan een probleem apart is. Als dat niet bij voorbaat goed geregeld is, bestaat de kans dat er steeds weer van voren af aan moet worden begonnen. Deze gegevens moeten in 'ruwe vorm', dus als directe meetgegevens beschikbaar blijven om de resultaten van verschillende generaties satellieten met elkaar

vergelijkbaar te maken. Het oprichten en vooral het bijhouden van zulke databanken is een veel groter inspanning dan het specificeren van de satellieten zelf.
Een tweede, minstens even moeilijke taak is het onderbrengen van de meteorologische en oceanografische waarnemingen van vroeger in soortgelijke databanken. Dit moet het mogelijk maken conclusies te trekken over trends in het klimaat op langere tijdschaal. Alweer is het resultaat niet spectaculair, gezien de kleine effecten waarnaar wordt gezocht. Maar de combinatie met de bovengenoemde 'koortsthermometer' doet de waarde van oude gegevens sterk toenemen.
Tenslotte is er nog een derde taak, die voortkomt uit onze wens het klimaat te kunnen voorspellen. Dit vereist een dieper inzicht in de processen die zich in de atmosfeer afspelen. Hoe reageert de bewolking op een toename van koolzuurgas? Hoe zitten interacties tussen vegetatie en atmosfeer of tussen atmosfeer en oceaan in elkaar? In hoofdstuk 5 en 6 hebben wij gezien dat wij veel van deze processen nog maar fragmentarisch begrijpen. De resultaten van een gecoördineerd waarnemingsprogramma met satellieten en vooral de toegankelijkheid van de bijbehorende databanken kan hierbij helpen. Het is echter van het grootste belang dat dit niet wordt verstrengeld met de doelstelling achter de eerste taak, namelijk het continu bewaken van de 'koortsthermometer' van de Aarde.

Er zijn in historische archieven veel gegevens opgeslagen waaruit in principe het weer van vroeger te reconstrueren is. Zo is er in Sevilla een archief van 25 km strekkende lengte van de Spaanse West-Indische Compagnie, met daarin zonder twijfel een schat aan feitenmateriaal. Helaas zijn de documenten in dit archief niet geordend. Het uitzoeken en catalogiseren van al dit materiaal is een ware Sisyphusarbeid, waaraan nog niet eens is begonnen. Tot zolang is het achief niet te gebruiken voor systematisch klimaatonderzoek. In veel andere archieven is de situatie nauwelijks beter.

Al deze taken vereisen een visie op lange termijn, een heldere doelstelling, veel doorzettingsvermogen, een grote internationale coördinatie en een gewetensvolle taakopvatting. Niet de gemakkelijkste zaken op deze wereld. Maar de WKD kan veel leren van de ervaringen van andere vakgebieden die met een soortgelijke problematiek te maken hebben. De sterrenkunde is een voorbeeld, waar de systematische opslag van gegevens ervoor zorgt dat er zulke lange meetreeksen zijn ontstaan, dat de gegevens die verzameld zijn door reeds lang overleden astronomen alleen nog maar in waarde toenemen. En dichter bij huis hebben wij de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO), die onder de naam World Weather Watch een wereldwijde infrastructuur heeft opgezet om de 15 miljoen gegevens die dagelijk van 16.000 waarnemingsstations komen, onderling vergelijkbaar te houden en te distribueren. Internationaal is de noodzaak hiervan al in 1961 ingezien. De formidabele hoeveelheid gegevens die een paar satellieten dagelijks oplevert, maakt de taak van de WKD tenminste even veelomvattend.
En wat levert al die inspanning nu op? Het antwoord is onthutsend simpel: het geeft ons een inzicht in de natuurlijke fluctuaties van het klimaat en in systematische trends. Vanwege de enorme variabiliteit van ons klimaat zijn deze signalen op andere

wijze niet makkelijk heider te krijgen. is een droge zomer in de Verenigde Staten 'gewoon' of een eerste teken van klimaatverandering? Hoe staat het in dit kader met de Sahel? Op dit moment leiden zulke verschijnselen tot een vaak verwarde discussie over oorzaak en gevolg. Het WKD-programma moet in staat worden geacht om op dit soort vragen een eenduidig antwoord te geven.

Bestaat er zo'n Wereldklimatologische Dienst?

Een Wereldklimatologische Dienst zoals hierboven geschetst bestaat niet. Maar dat betekent niet dat er niet op een aantal onderdelen veel gebeurt. Een goede aanzet is gegeven in de vorm van het 'World Climate Programme' (WCP), een programma dat onder coördinatie van de Wereldmeteorologische Organisatie, de WMO, wordt uitgevoerd in nauwe samenwerking met andere grote internationale organisaties zoals de UNEP (United Nations Environment Programme) en de ICSU (International Council of Scientific Unions). De doelstellingen van het WCP komen aardig overeen met die van de denkbeeldige Wereldklimatologische Dienst. Zoals echter gebruikelijk bij de uitvoering van grote internationale programma's, die ook nog samenwerking vereisen tussen verschillende internationale organisaties (waarbij het aantal acroniemen al snel onleesbare proporties aanneemt), is het coördinatieprobleem groot en is het moeilijk om de doelgerichtheid in de uitvoering te bewaken. Dit geldt specifiek voor het aanleggen en bijhouden van goede en consistente, mondiale gegevensbestanden. Maar al te vaak moet deze activiteit het loodje leggen tegen andere belangen. Hierdoor wordt aan de belangrijkste doelstelling van de Wereldklimatologische Dienst niet voldaan. Oplossing van dit probleem kan alleen bereikt worden via een krachtige, wereldwijde aanpak, waarbij ieder land naar rato van draagkracht bijdraagt. Dit is alleen haalbaar als ook de noodzaak daartoe wereldwijd wordt erkend. Daarvoor is het nodig dat het mondiale klimaat- en milieuprobleem voldoende hoog op de internationale politieke agenda komt te staan.

Zoals gezegd gebeurt er al veel, en in de goede richting. Centraal staan de programma's van de eerder genoemde World Weather Watch van de WMO, het wereldwijde waarnemingssysteem voor meteorologische waarnemingen op land en zee; daarbij het nu bestaande netwerk van meteorologische satellieten die nu onze voornaamste bron van gegevens vormen over de mondiale verdeling van bewolking en straling, ijs en sneeuw en vegetatietoestand, en de temperatuur van de oceanen. Op basis van dit mondiale waarnemingssysteem zijn al van verschillende sleutelvariabelen in het klimaatsysteem goede data-bestanden in opbouw.

In 1990 waren er zes meteorologische satellieten operationeel, waarvan vier in een geostationaire baan.

Voorbeelden daarvan zijn:

- Satellietgegevens over de stralingsbalans van de Aarde plus atmosfeer. In dit ERBE-experiment (Earth Radiation Budget Experiment) worden waarnemingen vastgelegd van de inkomende en teruggekaatste zonnestraling en van de uitgaande langgolvige straling aan de buitenkant van de atmosfeer. De gegevens hangen direct samen met de hoeveelheid energie die Aarde plus atmosfeer invangen en daarmee met de temperatuur.
- Satellietgegevens van de temperatuur van de oceanen. In dit SST-experiment (Sea Surface Temperature) worden waarnemingen vastgelegd van de temperatuur van het oppervlaktewater in oceanen en zeeën. Dit is een belangrijke indicator voor klimaatsverandering. Bovendien is het systematisch verzamelen van dit gegeven van groot belang voor het ontwikkelen van begrip voor het klimaatsysteem. De oceanen spelen hierin een grote rol maar gegevens over hun toestand zijn nog zeer schaars.
- Satellietwaarnemingen van de toestand van de vegetatie op Aarde. De toestand van de vegetatie is een belangrijke indicator van menselijke activiteiten (ontbossing!), maar ook van mogelijke effecten van klimaatwijziging.
- Satellietwaarnemingen van de mondiale bewolking. In dit ISCCP-project (International Satellite Cloud Climatology Project) worden systematisch en jaren lang gegevens vastgelegd over de bewolking op Aarde. Ook hier is sprake van een belangrijke klimaatindicator. Bovendien is het bekend dat bewolking een zeer belangrijke (maar deels onbegrepen) rol kan spelen bij de ontwikkeling van klimaatveranderingen, zie hoofdstuk 6. Modelstudies wijzen uit dat een 4% hogere bedekkingsgraad met lage bewolking een koelend effect heeft op de atmosfeer dat gelijk is aan de opwarming door verdubbeling van het koolzuurgehalte. Met een dergelijke nauwkeurigheid is zelfs het huidige klimaat niet bekend, laat staan in 2050! Dit project is dan ook hard nodig.

Deze voorbeelden van gegevensverzamelingen die worden opgebouwd en gedeeltelijk beschikbaar zijn, laten duidelijk de centrale rol zien die satellieten spelen bij het mondiaal waarnemen van atmosfeer, land en water. Natuurlijk blijven waarnemingen vanaf de grond nodig ter precisering en ijking, terwijl ze voor sommige grootheden ook de enige of beste methode vormen. Dit geldt bijvoorbeeld voor het koolzuurgehalte.
Al deze programma's zijn zeker een stap in de goede richting, maar daardoor nog niet voldoende. Binnen de doelstelling van de denkbeeldige WKD zien wij het coördinatieprobleem opdoemen. De programma's zijn niet gericht op een bewakingsprogramma op

lange termijn van de Aarde. Vaak zijn ze een gevolg van het beschikbaar komen van nieuwe technologie. Maar voor zo'n programma moet de technologie in dienst staan van de WKD, niet andersom, en dit wel via de geschetste doelstellingen.
Voor de toekomst is het allereerst nodig om de continuïteit in het thans bestaande wereldwijde systeem van satellietwaarnemingen veilig te stellen en toegankelijk te houden voor toekomstig gebruik. Voorts is het noodzakelijk de waarnemingen vanaf de grond op dezelfde wijze toegankelijk te houden. Als dat gebeurd is, is de eerste stap tot coördinatie gezet en kan de WKD hieruit verder groeien. De Aarde wordt bewaakt en de resultaten kunnen gaan dienen als ondersteuning van onderzoek en van beleidsmaatregelen.
De Wereldklimatologische Dienst bestaat nog niet, maar kondigt zijn geboorte reeds aan. Gezien het enorme belang van het klimaat voor de samenleving verdient de opbouw ervan, zowel op nationaal als op internationaal niveau, een duidelijke stimulering en krachtdadige ondersteuning.

Nawoord
Keerpunten in het wereldsysteem

H. Tennekes

Economische processen, groepsprocessen, politieke ontwikkelingen, intermenselijke relaties - ze hebben gemeen dat ze meestal langs duidelijke lijnen lijken te evolueren maar dan plotseling een andere, onvoorspelbare wending nemen. Tijdens zo'n keerpunt wordt de situatie vaak onherkenbaar: er is paniek of massale euforie, laaiende ruzie of oorlog, plotselinge samenhorigheid of revolutie. Vóór de crisis losbarst is de spanning vaak te snijden. Men voelt dat er maar weinig nodig is - een verkeerd gevallen woord, een gerucht - om de explosie te doen ontbranden. Maar ook kan een latent, vrijwel onzichtbaar probleem de oorzaak zijn. Het kan door een futiliteit zichtbaar worden en opeens tot enorme proporties groeien. Na afloop van de chaos is de landkaart, de politieke situatie of een relatie vaak blijvend veranderd. De deelnemers en toeschouwers van het proces vragen zich verbijsterd af wat hen bezield heeft en hoe het ooit zover heeft kunnen komen.
Dit is het gedrag dat complexe, niet-lineaire systemen kunnen vertonen. Een keerpunt is vaak destructief en bedreigend. De geschiedenis op ieder niveau - van wereldschaal tot familieschaal - toont ons tal van voorbeelden; ze horen onverbrekelijk bij ieder sociaal systeem. Echter, ook biologische levensgemeenschappen kunnen dit soort niet-lineaire onstabiliteiten vertonen. Hetzelfde geldt voor grote natuurkundige systemen, zoals we in dit boek hebben gezien. Hoe groter - of complexer - het systeem, des te dramatischer kunnen de veranderingen zijn. Onze wereld is echter geen collectie van onafhankelijke deelsystemen, maar bestaat uit één immens groot en complex gekoppeld systeem: klimaat-samenleving-economie-biologie. Ieder onderdeel ervan vormt een potentiële bron voor het ontstaan van onstabiliteit; ook de mens. Onze taak is het systeem niet te tarten, maar ons te matigen als het door ons toedoen te dicht bij een omslagpunt dreigt te komen.

KNMI

Aanbevolen literatuur

1. Zeespiegelstijging

B. Bolin, B.R. Döös, J. Jager and R.A. Warrick (eds.): *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems*, Wiley (New York) 1986
H.G. Wind (ed.): *Impact of sea level rise on Society*, A.A. Balkema (Rotterdam) 1987
Glaciers, ice sheets and sea level: Effect of a CO_2-Induced Climate Change, National Academy Press (Washington D.C.) 1985
J. Oerlemans, *Climatic Change 15* 151-174 (1989)

2. Ozon

P. Warneck: *Chemistry of the Natural Atmosphere*, Academic Press (New York) 1988
R.P. Wayne: *Chemistry of Atmospheres*, Oxford Science Publications (Oxford) 1986
Atmospheric Ozone, WMO rapport 1985
S. Solomon, *Rev. Geoph. 26*, 131-148 (1988)

3. Veranderend klimaat

G.P. Können (red.): *Het weer in Nederland*, Thieme (Zutphen) 1983
S. Zwerver, R. Swart, A.P. van Ulden: *Een paar graden meer?* RIVM/KNMI 1989

4. Samenlevingen

Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC II), *Scientific Assessment of the Potential Impact of Climatic Change*, WMO/UNEP 1990

5. Begrijpen en voorspellen

A. Henderson-Sellers, P.J. Robinson: *Contemporary Climatology*, Longman Scientific & Technical, Wiley (New York) 1986

6. Klimaatmodelleren

M.E. Schlesinger (ed.): *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climate change*, NATO ASI Series, C (354), Kluwer (Dordrecht) 1988
Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC I), *Scientific Assessment of Climatic Change*, WMO/UNEP 1990
A. Henderson-Sellers and K. McGuffie: *A Climate Modelling Primer*, Wiley (New York) 1987

Figuurverantwoording

Fig. 1 Naar J. van Veen in Geologie en mijnbouw *16* 214-219 (1954) en in H.H. Lamb, *Climate, Past and Future*, Vol. 2, p. 118, Methuen 1977

Fig. 2 *Voorlopige uitkomsten van voortgezet onderzoek naar de gemiddelde zeeniveaus in de Nederlandse Kustwateren*, Nota WW-WH 84-08 Directie Waterhuishouding en waterbeweging, RWS, DGW

Fig. 3 J.G. de Ronde in A.R. Ritsema, A. Günipar, *Seismicity and Seismic risk in the offshore North Sea area*, Reidel (Dordrecht) p. 131-141, aangevuld met A.J. Pannekoek (red.) *Algemene Geologie*, Tjeenk Willink 1973

Fig. 4 KNMI.

Fig. 5 *Climatological Atlas of the World Oceans*, NOAA Professional Paper 13

Fig. 6 D. Roemmich, C. Wunsch, Nature *307*, 447-450 (1984)

Fig. 7 J. Oerlemans, J. Glaciology *34*, 333-341 (1988)

Fig. 8 verschaft door J. Oerlemans

Fig. 9 M.E. Schlesinger, X. Jiang, Climate Dynamics *3*, 1-17 (1988)

Fig. 10 J. Oerlemans, J. Clim. *2*, 1-11 (1982)

Fig. 11 *Advies inzake CO_2-problematiek*, uitgebracht door een commissie van de Gezondheidsraad o.v.v. L. Ginjaar aan het Ministerie WVC 1986

Fig. 12 naar R.S. Stolarki in F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen (eds.), *The Changing Atmosphere*, p. 106, Wiley (New York) 1988

Fig. 13 naar D.J. Hofmann e.a., Nature *326*, 59-62 (1986)

Fig. 14 naar A.J. Krueger e.a., *The Airborn Antarctic Ozone Experiment*, NASA Reference Publication 1201 (1987)

Fig. 15 naar R.S. Stolarki in F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen (eds.), *The Changing Atmosphere*, p. 108, 110, Wiley (New York) 1988; G.M.B. Dobson, Quart. J. Roy. Met. Soc. *92*, 549-552 (1966) en R.T. Watson, preprint 1989

Fig. 16 naar J.C.B. Farman e.a., Nature *315*, 247-210 (1985), aangevuld met Watson, preprint 1989

Fig. 17 J.M. Barnola, D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, C. Lorius, Nature *329*, 408-414 (1987)

Fig. 18 Naar W. Dansgaard in H.H. Lamb, *Climate, Past and Future*, Vol. 2, p. 430, Methuen 1977, verschaft door J. Oerlemans

Fig. 19 naar J. Veldkamp, *Continenten op drift* (1990), volgens R.S. Dietz en J.C. Holden, Sci.Am. October 1970

Fig. 20, 21 KNMI

Fig. 22 naar J.E. Hanssen, W-C Wang, A.A. Lacis, Science *199* 1065-1068 (1978)

Fig. 23 B. Naujokat, J. Atm. Sci. *43*, 1873-1877 (1986)

Fig. 24, 25 W.L. Gates in M.E. Schlesinger, *Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change*, Kluwer (Dordrecht) 1988

Fig. 26 E.J. Pitcher e.a., J. Atm. Sci. *40*, 580-604 (1983)

Fig. 27, 28 M.E. Schlesinger, J.F.B. Mitchell, Rev. Geophys. *25*, 760-789 (1987)

Fig. 29 W.L. Gates, Y.-J. Han, M.E. Schlesinger in J.C.J. Nihoul, *Coupled ocean-atmosphere models*, Elsevier (Amsterdam) 1985

De auteurs

Prof.dr.ir. H. Tennekes heeft vele jaren studie gemaakt van atmosferische turbulentie en van het probleem van chaos en voorspelbaarheid van de atmosfeer. Over deze onderwerpen heeft hij talrijke publikaties geschreven, zowel voor specialisten als voor een breder publiek. Een centraal thema in zijn werk is de complexiteit van de natuur. Het grillige karakter van weer en klimaat verschaft ons een spiegel van ons eigen gedrag. Tennekes is Directeur Strategische Beleidsontwikkeling op het KNMI.

Dr. G.P. Können heeft ruime ervaring in theoretische en toegepaste meteorologie. Hij heeft over zeer uiteenlopende onderwerpen binnen de natuurkunde gepubliceerd, ook voor breder publiek. Een belangrijke drijfveer is zijn overtuiging dat het simpel kijken naar verschijnselen in de natuur de basis vormt tot breder begrip. Zijn thema is dat vakgebieden, ook binnen de natuurkunde, van elkaar kunnen leren en zijn werk ademt een interdisciplinaire sfeer. Hij bezocht als eerste Nederlander de geografische Zuidpool om daar een multidisciplinair onderzoek te doen in internationaal verband.

Dr. A.P.M. Baede heeft zich lang beziggehouden met het voorspellen van de atmosfeer met computermodellen en daarin pionierswerk verricht. Zijn nuchtere overtuiging is dat bij oplossen van dit probleem de fundamentele aspecten altijd in het oog moeten worden gehouden en slechts op deze wijze voortgang kan worden geboekt. Hij is een veelgevraagd spreker over de klimaatproblematiek. Op het KNMI vervult hij de functie van Coördinator Klimaatbeleid.

Dr. A.G.M. Driedonks is een specialist op gebied van atmosferische turbulentie, zowel in experimentele als in theoretische zin. Thans is hij als Directeur Technologie en Informatie van het KNMI verantwoordelijk voor de Nederlandse bijdrage aan het internationale meteorologische waarnemingsnetwerk. In dit kader is hij nauw betrokken bij de wereldwijde inspanningen om de toestand van de Aarde bij te houden, onder meer wat betreft het broeikaseffect. Zijn mening is dat er wel reden is voor zorg, maar dat het de feiten zijn die uitsluitsel moeten geven. Dit stimuleert hem om zijn energie te richten op het verkrijgen van betrouwbare gegevens.

Dr. A. Kattenberg houdt zich bezig met oceanografie, speciaal het modelleren. In internationaal verband werkt hij aan het moeilijke probleem van het koppelen van atmosfeer en oceaan. Zijn interesse strekt zich uit tot vele deelgebieden van de natuurkunde, waaronder astronomie, hetgeen blijkt uit zijn publikaties.

Dr. H. Kelder, aanvankelijk werkzaam in het ionosfeeronderzoek, is een specialist op het gebied van atmosferische ozon. Hij heeft veel inspanning gestoken om uit de vele publikaties over dit onderwerp de simpele feiten boven water te halen. Zijn werk strekt zich uit tot de milieuproblematiek in algemene zin.

Prof.dr. C.J.E. Schuurmans is een erkend deskundige op klimaatgebied. Zijn interesse stamt van lang voor de tijd dat het klimaat publiekstrekker werd. Hij heeft in vele publikaties getracht de verschijnselen van het klimaat en de vele aspecten te doorgronden. Zijn overtuiging is dat dit onderwerp boeiend is voor het algemene publiek en uitgedragen moet worden. Hij is thans waarnemend Directeur Wetenschappelijk Onderzoek van het KNMI.

Dr. A.P. van Ulden heeft een langjarige studie gemaakt van de stromingsleer en van atmosferische transportverschijnselen. Daarbij is zijn overtuiging gegroeid dat bij het doorgronden van het klimaat de kennis van kleinschalige en grootschalige processen gebundeld moet worden. Ondanks zijn zorgen over de klimaatproblematiek ademen zijn publikaties een sfeer van enthousiasme over de vele facetten van zijn vakgebied. Hij is diverse malen als inleider uitgenodigd op internationale symposia. Hij is hoofd van de afdeling Fysische Meteorologie van het KNMI.

Register

aardmantel 17
afkoeling, gevolgen van 67
Amsterdams Peil (AP) 15
atmosfeer, omslag van 12

Barnett, T. 19
biosfeer terugkoppelingen 99
Bjerkness, V. 87
bodemdaling 16, 49
bodemvocht 94
bossen 63
broeikaseffect 84-85, 88-97
-, en bodemvocht 94
-, en bossen 63
-, detectie van 57, 74, 97
-, gevolgen van 61-67
-, en landbouw 63
-, en neerslag 92
-, en oceaancirculatie 65
-, en permafrost 65
-, temperatuurverandering door 55, 92, 97
-, tijdschaal van 81, 96-97
-, en visserij 66
-, voorspellingen van 88-97
-, en watervoorziening 65
-, en wolken 55, 85, 98, 103, 112
-, en ijstijd 49
-, en zeespiegelstijging 26-32
broeikasgassen 84
Buys Ballot, C.H.D. 86

CFK's 35, 37-38
chaostheorie 100, 115
Charney, J. 87
CO_2-bemesting 63
Cohen Stuart, L. 15
continentendrift 50
Coriolis, G.G. 86
Cruquius, N.S. 19

diepzee 27
dinosauriërs 12
Dobson-eenheid 43

El Nino 66, 73-74
elektriciteitsvoorziening 65
ENSO 73

Farman, J. 39
Fjörtoft, R. 87

geostationaire satelliet 108
GFDL 88

Hudde, J. 15
huidkanker 44

indicatoren 109
infrarode straling 69
interglaciaal 24, 47, 49
intransitiviteit 52-53, 100, 102
intrusie 37
IPCC 97
irrigatie 64

Jupiter 81

katalytische reactie 37
Kleine IJstijd zie IJstijd, Kleine
klimaat
-, besturing van 106
-, bewaking van 108-111
-, definitie van 47, 81
-, meerdere regimes 52-53, 100, 102
-, en politiek 107
-, regelmaat en grilligheid 54
-, transitiviteit zie intransitivitiet
-, tijdschalen in 47-55, 81-82
-, voorspelbaarheid zie voorspelbaarheid
klimaatdrift (van modellen) 101
klimaatindicatoren 109
klimaatmodellen 85-103
-, betrouwbaarheid van 94
-, gekoppelde 100-105
klimaatrun 89, 99
klimaatverandering, gevolgen van 61-67
klimaatverandering, schijnbare 57
klimaatveranderingen, verleden 47-55
klimaatversterking 65
koolzuur 11
Krayenhoff, C. 15

La Nina 74
landbouw 63
Levitus, S. 21
Lorenz, E.N. 80
luchtdruk 11

Manabe, S. 102
Mars 49
Marum, M. van 35
massabalans 28
menglaag (oceanische) 27
methaan 65
moessonverstoring 66
Molina, M. 37

Neumann, J. von 87
niet-lineaire systemen zie onstabiliteit, niet lineaire
Normaal Amsterdams Peil (NAP) 15

oceaan
-, opbouw van 27-28
-, uitzetting van 20, 26
-, veranderingen in 22
oceaan-atmosfeer modellen 100
oceaan-atmosfeer wisselwerking 65, 73-74, 100
oceaancirculatie 21, 27, 65, 102
onstabiliteit, niet-lineaire 80, 99, 115
onstabiliteit, numerieke 99
Optimum 51-53
opwelling 66
ozon 11, 35-45
-, geur van 35, 37
-, en gezondheid 44
-, giftigheid van 45
-, katalytische afbraak van 37
-, en smog 37, 44
-, en vliegverkeer 38
Ozongat 37-43
-, ontdekking van 37
-, ontstaan van 39
-, verloop en intensivering van 43-44
Ozonpiek 41

Paets van Troostwijk, A. 35
parelmoerwolken 41
Perm-ijstijden 50
permafrost 65
persistentie 58
Pizarro, F. 74
polaire satelliet 109
polaire vortex 41, 72
politiek en klimaat 107
poolkap zie ijskap

regen maken 64
reservoirverbindingen 39
Richardson, L.F. 87, 99
Rowland, S. 37

Sahel 63, 72
satellietbanen 108, 109
satellietprogramma's 112
schemeringskleuren 70
smog 37, 44
spuitbussen 35, 37
stikstof 11
Stouffer, R.J. 102
stralingsevenwicht 69, 84
stratosfeer 36
stratosferische omkering 43, 75

temperatuur-egalisatie 69, 81
terugkoppelingen 49, 83-85
thermokline 27, 96
tijdschalen 47-55, 81-82
transitiviteit zie intransitiviteit
troposfeer 37

ultraviolette straling 11, 35, 44, 66
UV-B 44

Veen, J. van 16
Venus 85
vochthuishouding 94
voorspelbaarheid 53, 55, 80, 100, 102, 107, 115
vulkaanuitbarstingen 70

warmtestraling 69
warmtetransport 69, 81
watervoorziening 65
weer, in wijzigend klimaat 55
weer, regelmaat en grilligheid 58
Wereldklimatologische Dienst (WKD) 109-113
winters, strenge 57, 71
woestijnklimaat 72-74
World Weather Watch 110

ijs-albedo terugkoppeling 83, 94
ijskap, Antarctische 24, 31-33
ijskap, Groenlandse 24, 29
ijskap, massabalans van 28
ijskap, plotselinge afbraak 24, 30
ijstijd 17, 24, 48-51
-, en broeikaseffect 49
-, Kleine 19, 51-53
-, nieuwe 49
ijstijd-episode 50-51

zeespiegelstijging 15-30
-, en broeikaseffect 26-32
-, door uitzetting 20, 26
-, gevolgen van 32
-, en gletsjers 23, 28
-, huidige 15-19
-, oorzaken 19-26
-, plotselinge 24, 30
-, toekomstige 31
-, vroeger 16, 19, 24
-, en ijskappen 20, 24, 29
-, en zeeijs 20
zomers, warme 57, 75
zonnevlekken 43
zuurstofproduktie 12, 65, 66

Broeikas en Ozongat: twee zaken die voorpaginanieuws zijn geworden. De mens beïnvloedt de atmosfeer maar weet niet hoe het klimaat erop reageert. Het inzicht groeit dat het schijnbaar solide klimaatsysteem subtiel in elkaar zit. Kleine verstoringen hebben soms onverwacht grote gevolgen. Het verleden leert echter dat het klimaat ook uit zichzelf al vreemde wendingen neemt. Kunnen wij het klimaat voorspellen? Wat gebeurt er als er meer koolzuur in de atmosfeer komt? Wat is de les van het Ozongat? Hoe wankelbaar is het evenwicht van het klimaatsysteem? In dit bijzondere en hoogst actuele boek gaan acht vooraanstaande medewerkers van het KNMI diepgaand, maar op een voor iedereen toegankelijke manier, op dit soort vragen in.

Thieme
BAARN

ISBN 90-5210-081-0
9 789052 100814