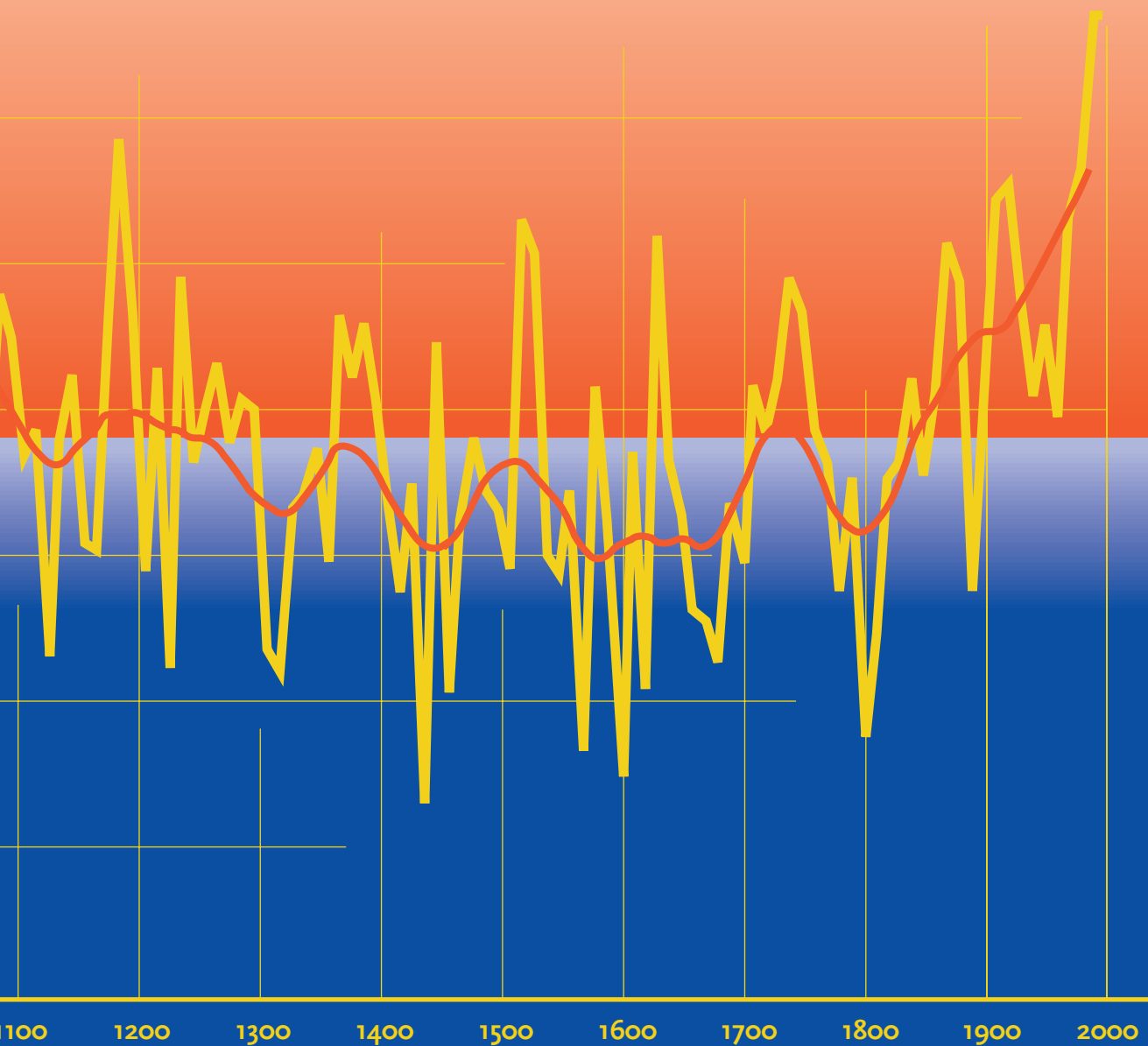




## De toestand van het klimaat in Nederland 1999



## **De toestand van het klimaat in Nederland 1999**



---

**Inhoudsopgave** Voorwoord 4

Samenvatting 5

1 Waargenomen schommelingen in het Nederlandse klimaat van de 20<sup>e</sup> eeuw 8

2 De Noord-Atlantische Oscillatie 29

3 El Niño en La Niña 41

4 Wat betekent 'Kyoto' voor het mondiale klimaat? 53

5 De toekomst van het Nederlandse klimaat 61

Technische verantwoording 63

**Voorwoord** Dit rapport 'De toestand van het klimaat in Nederland 1999' is de derde van onze driejaarlijkse klimaatrapportages en daarmee de laatste van deze eeuw. De rapportageserie komt voort uit de gedachte dat het klimaat een kostbaar doch kwetsbaar goed is dat voortdurend bewaking behoeft. De verschijnselen van de afgelopen drie jaren verdienen in perspectief geplaatst te worden met de verschijnselen eerder in de twintigste eeuw, terwijl door de voortgeschreden kennis de karakteristieken van heden en toekomstig klimaat scherper in beeld kunnen worden gebracht.

Wij staan aan de vooravond van een wereldwijde opwarming door het broeikaseffect. De complexiteit van het klimaatsysteem brengt met zich mee dat alleen door internationale bundeling van krachten verwachtingen van het toekomstig klimaat verbeterd kunnen worden. Het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) brengt hiertoe elke vijf jaar een rapport uit dat de kennis over het klimaat inventariseert. De IPCC rapporten worden gezien als leidraad voor het doen van uitspraken over het mondiaal klimaat. Uiteraard dragen ook Nederlanders bij aan de totstandkoming van deze rapporten. Omdat we ons verantwoordelijk voelen voor het welzijn van de toekomstige generaties, is het goed te kunnen vaststellen dat deze rapporten inderdaad tot stappen hebben geleid om de wereldwijde uitstoot van broeikasgassen structureel te beperken. Het Kyoto Protocol, waarvan de consequenties in deze klimaatrapportage zijn beschreven, vormt hiervan het meest recente voorbeeld.

Sinds de publicatie van de laatste klimaatrapportage in 1996 is geen nieuw IPCC rapport verschenen, maar de wetenschap stond niet stil. Onderzoek aan klimaatvariabiliteit, met name aan de Noord-Atlantische Oscillatie en El Niño, hebben tot nieuwe en diepe inzichten geleid die het beeld aanscherpen van de komende klimaatverandering. Los van de noodzaak tot monitoring, vormt dit op zichzelf al voldoende reden om ook in dit inter-IPCC tijdperk een nieuwe klimaatrapportage uit te brengen.

Aan het huidige rapport hebben diverse KNMI medewerkers bijgedragen, ieder naar eer en geweten vanuit hun eigen discipline. Vanuit hun specialisatie is er hierdoor specifieke kennis aangedragen die elders nauwelijks voorhanden is. De bundeling van deze kennis verhoogt de waarde van dit rapport.

Dr H.M. Fijnaut, Directeur KNMI

Dr A.P.M. Baede, Hoofd Sector Klimaatonderzoek en Seismologie KNMI

## Samenvatting

---

De driejaarlijkse klimaatrapportage van het KNMI heeft steeds een centraal thema. Hebben we in het vorige rapport vooral aandacht besteed aan diagnose van het Nederlandse klimaat en klimaatvoorspellingen, ditmaal is de variabiliteit van het klimaat het centrale thema met speciale aandacht voor Nederland, het Atlantisch gebied en El Niño. Het rapport laat zien hoe onze kennis van de natuurlijke oorzaken van klimaatvariabiliteit is toegenomen, illustreert de mogelijkheden ervan bij het ontwikkelen van seizoensverwachtingen, en past de kennis ook toe op de klimaatverwachtingen voor de komende eeuw. Bovendien schenkt het rapport nog aandacht aan de mogelijke gevolgen van de internationale klimaatovereenkomst die eind 1997 in Kyoto is afgesloten.

**Klimaat Nederland 20<sup>e</sup> eeuw** Het Nederlandse weer kent sterke jaar-op-jaar variaties. Dit geldt zowel voor de temperatuur als voor andere onderdelen van het weer. Bij middeling over langere tijdschalen blijven variaties aanwezig. De gemiddelde temperatuur van Nederland van de laatste twintig jaar was ongeveer 0,7 °C hoger dan die van de eerste twintig jaar van de 20<sup>e</sup> eeuw. Dit verschil manifesteert zich vooral in het winterseizoen. Deels in samenhang met de hogere temperatuur, nam ook de neerslaghoeveelheid toe. Ondanks de hogere winter-temperatuur is er geen empirische aanwijzing dat hiermee ook de kans op optreden van hevige koudegolven anders is geworden.

Onderzoek naar de consistentie van temperatuurreeksen bracht problemen aan het licht die de detectie van langjarige variaties bemoeilijkt. Medio deze eeuw hebben er veranderingen in de meetomstandigheden plaatsgevonden die tot een systematisch verschil tussen metingen aan het

begin en eind van deze eeuw leiden. Ook de verstedelijking rond de waarnemingsstations heeft de metingen beïnvloed. Anderzijds zijn deze effecten niet groot genoeg om het gesignaleerde temperatuurverschil tussen begin en eind van de 20<sup>e</sup> eeuw in twijfel te trekken.

De jaren 1996-1998 hebben de variabiliteit van het Nederlandse weer nogmaals onderstreept. Landelijk gezien was 1998 het natste jaar van de eeuw. Het optreden van twee zeer natte perioden binnen een tijdsbestek van anderhalve maand droeg mede aan de hoge jaarneerslag bij. Op sommige plaatsen viel een hoeveelheid neerslag zoals die daar gemiddeld slechts eens in de 125 jaar of meer voorkomt. Het feit dat zo'n gebeurtenis zich toch twee keer vlak achter elkaar ergens in Nederland voordeed, is evenwel niet in strijd met de hoge waarde van deze gemiddelde herhalingstijd.

**Noord-Atlantische Oscillatie** De Noord-Atlantische Oscillatie (NAO) is een grootschalig patroon van klimaatvariatie boven de Noord-Atlantische Oceaan dat zich kenmerkt door een afwijkend luchtdrukverschil tussen de Azoren en IJsland. Wanneer dit drukverschil groter is dan normaal, spreken we van een positieve fase. Tijdens deze positieve fase zijn de westelijke luchtstromingen, die relatief warme lucht naar West-Europa voeren, sterker dan normaal.

Onderzoek bracht aan het licht dat de warmte in Nederland van de afgelopen twintig jaar grotendeels te verklaren is door variaties in de atmosferische stroming. Hierbij zijn de hoge wintertemperaturen voornamelijk toe te schrijven aan een ongewone sterkte en persistentie van de positieve fase van de NAO. Ofschoon de mogelijkheid openblijft dat het broeikaseffect voor een klein deel heeft bijgedragen aan de sterkte van de NAO, moet volgens de huidige inzichten het verschijnsel primair beschouwd worden als een gevolg van een natuurlijke variatie.

Recente modelexperimenten suggereren dat het broeikaseffect de NAO zou kunnen beïnvloeden. Het is nog niet duidelijk in welke richting de NAO zich zal ontwikkelen, want verschillende modellen laten verschillende uitkomsten zien. Zou een Duitse studie juist zijn die een systematische voorkeur voor de positieve fase voorspelt, dan zou dat een versterking van de westelijke luchtstromingen boven West-Europa betekenen met een aanzienlijke invloed op het Nederlandse winterklimaat. Hoe dan ook, het ziet er naar uit dat de beïnvloeding van de NAO niet vóór 2010 te onderscheiden zal zijn van de natuurlijke variabiliteit.

**El Niño en seizoenvoorspellingen** El Niño en zijn tegenhanger La Niña zijn grootschalige herverdelingen van zeewatertemperatuur, wind en neerslag in de tropische Stille Oceaan. Deze verschijnselen hebben een grote invloed op het klimaat, niet alleen in het betreffende gebied, maar wereldwijd.

El Niño en La Niña zijn de afgelopen jaren beter begrepen en de kwaliteit van de voorspellingen op termijn van seizoenen is hierdoor toegenomen. Mede door de zeer sterke El Niño van 1997/98 zijn de wereldwijde effecten op het weer beter doorgrond. De invloed van El Niño op het weer in Nederland is klein, maar niet geheel afwezig. KNMI onderzoek geeft aan dat El Niño's van sterkten zoals in 1997/98, gepaard gaan met een verhoogde lente-neerslag in Nederland.

Het effect van de wereldwijde opwarming door het broeikaseffect op El Niño is nog slechts fragmentarisch bekend. Sommige verkennende studies geven aan dat de gemiddelde toestand in en boven de Stille Oceaan in de loop van de 21<sup>e</sup> eeuw dichter naar de El Niño toestand zal gaan. Dit resultaat is zeer voorlopig en wacht op bevestiging vanuit geavanceerde modelexperimenten.

De voorspelbaarheid van El Niño op termijn van maanden heeft voor een aantal gebieden op aarde perspectieven geopend voor het maken van seizoenverwachtingen van het weer. Slechts sporadisch is de sterkte van El Niño zo groot dat ook het Nederlandse (lente)weer merkbaar beïnvloed wordt. Voor het doen van winterverwachtingen voor Nederland zou voorspelbaarheid

van de Noord-Atlantische Oscillatie mogelijkheden bieden, maar op dit moment ontbreekt het perspectief hiervoor.

**Wereldtemperatuur en broeikaseffect** De wereldgemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak is in de 20<sup>e</sup> eeuw toegenomen. Er zijn goede aanwijzingen dat het broeikaseffect hier aan heeft bijgedragen. De wereldgemiddelde temperatuur van 1998 (het laatste jaar dat in deze rapportage is beschouwd) was de hoogste tot nu toe in de 20<sup>e</sup> eeuw. Het is plausibel dat de recente El Niño een bijdrage van 0,2 °C aan de temperatuur van 1998 heeft geleverd. Het jaar 1999 is een La Niña jaar. De overgang van El Niño naar La Niña kan voor 1999 een eventuele verdere stijging van de wereldtemperatuur door het broeikaseffect maskeren.

Zonder beperking van de uitstoot van broeikasgassen zal volgens de gangbare verwachting de wereldtemperatuur in 2100 met 1 tot 3,5 °C zijn toegenomen. Er zijn thans afspraken gemaakt om de uitstoot van geïndustrialiseerde landen terug te brengen. Het meest recente voorbeeld is het Kyoto Protocol, dat voorziet in beperking tot het jaar 2010. Als alle landen er ook ná 2010 in zouden slagen hun uitstoot daadwerkelijk te beperken, in overeenstemming met de door het RIVM uitgevoerde 'Safe Landing' analyse, dan zou de bovengrens van de verwachte temperatuurstijging naar schatting met een graad verlaagd kunnen worden. Een zeespiegelstijging van 20 cm voor 2100 lijkt al niet meer te vermijden.

**Klimaat Nederland 21<sup>e</sup> eeuw** Het 'Safe Landing' scenario vormt geen reden om het in de vorige klimaatrapportage beschreven klimaatscenario voor Nederland bij te stellen. Hiervoor is de onzekerheid in de veronderstellingen die aan dit scenario ten grondslag liggen, te groot. Het NAO onderzoek geeft echter aanleiding tot het toevoegen van detail. Zoals gemeld moet volgens de huidige inzichten de ongewone sterkte van de NAO in zijn positieve fase primair opgevat worden als een gevolg van natuurlijke variabiliteit. Hiervan uitgaande mag worden verwacht dat de NAO op termijn terug zal keren naar zijn normale fase en dat daarmee de wintertemperatuur van Nederland begin 21<sup>e</sup> eeuw een daling zal vertonen.

Voor wat er verder in de 21<sup>e</sup> eeuw gebeurt kunnen we vooralsnog het klimaatscenario van de vorige klimaatrapportage als werkhypothese blijven gebruiken. Vooruitlopend op een eventuele bevestiging van het Duitse modelresultaat dat de NAO later in de 21<sup>e</sup> eeuw in een meer positieve fase zou kunnen komen, kan het effect hiervan in rekening worden gebracht via een versnelde temperatuurstijging in de winter.





# 1 Waargenomen schommelingen in het Nederlandse klimaat van de 20<sup>e</sup> eeuw

De vorige klimaatrapportage werd geschreven tijdens de strenge winter van 1995/96. Het hele verdere jaar 1996 bleef toen aan de koele kant en werd afgesloten door de gedenkwaardige koudegolf over de jaarwisseling heen, die tot de eerste Elfstedentocht sinds 1986 leidde. De twee jaren die op 1996 volgden waren zacht, waarbij 1998 bijzonder veel neerslag bracht.

Het weer van de laatste drie jaar geeft aanleiding meer te letten op het optreden van uitersten. Achter de vraag welke langjarige schommelingen optreden in het gemiddelde weer, ligt de belangrijke vraag verborgen of er fluctuaties zijn in het voorkomen van extreme weersomstandigheden. En om deze extremen gaat het eigenlijk in onze maatschappij. Want ook in de toekomst moet bijvoorbeeld de aardgasvoorziening in een strenge winter blijven functioneren. Poldergemalen en dijken moeten overlast door langdurige zware neerslag binnen aanvaardbare grenzen kunnen houden, rioolstelsels moeten voldoende bestand zijn tegen zware zomerbuien. Onze zeeweringen moeten zeer zware stormen blijven weerstaan. En zo zijn er nog talloze andere voorbeelden op te noemen. Het is dus belangrijk attent te zijn op aanwijzingen voor een mogelijke verandering van de frequentie en de aard van extreem weer.

Er is dus reden genoeg voor een nieuwe klimaatrapportage waarin recente gegevens zijn opgenomen. In dit hoofdstuk volgen wij net als voorheen de polsslag van het Nederlandse klimaat van deze eeuw, niet alleen voor gemiddelden maar ook voor een aantal karakteristieken van extremen. De keuze hiervoor is beperkt. In de klimaatrapportage zijn slechts extremen beschouwd waarover het nog verantwoord is conclusies te trekken.



**Meetreeksen** Om uitspraken te doen over langjarige variaties beschikt men over meetreeksen van wind, temperatuur, bewolking, neerslag, en andere meteorologische grootheden van een aantal waarnemingsstations. Helaas zijn die meetreeksen zelden homogeen. Daar zijn diverse redenen voor. In de loop van de jaren werden stations verplaatst, veranderden bebouwing en begroeiing in de omgeving of waren er wijzigingen in de meetmethode of in het instrumentarium. Hierdoor zijn de verschillende delen van een meetreeks vaak niet goed onderling vergelijkbaar. Soms kan er een schatting van de gemiddelde meetfout in bepaalde periodes worden gegeven en in enkele gevallen kan zelfs voor die effecten worden gecorrigeerd. Als dat het geval is, ontstaat een gehomogeniseerde reeks die studies naar langjarige variaties of trends in het klimaat mogelijk maakt.

**Extreme situaties** Extreme situaties betreffen in de regel gebeurtenissen van korte duur. Uitspraken over extreme situaties zijn vaak onzekerder dan die over het gemiddelde weer. De belangrijkste reden is dat extreme situaties per definitie zeldzaam zijn: hoe extremer de situatie, des te schaarser het aantal gevallen. In een periode van 100 jaar komen soms maar enkele gevallen voor. Dit betekent dat een schijnbare trend in een grafiek volledig kan omslaan als er zich in een bepaald jaar een nieuw geval aandient.

Om bovenstaande problematiek te omzeilen bestudeert men doorgaans een minder extreem kenmerk van het weer, zodat er nog een redelijk aantal gevallen overblijft. Een variatie in zo'n grootte geeft een betere indicatie over een eventueel veranderende kans op zeer grote extremen dan een variatie in gemiddelden. Deze aanpak volgen we ook in deze rapportage: we kijken bijvoorbeeld naar de reeks van het aantal dagen per jaar met een bepaalde ijsdikte, naar die van de grootste dagneerslag van ieder jaar en naar de reeks van bepaalde droogte- en stormindicatoren. Bij de selectie van de voorbeelden in dit rapport is de kwaliteit van de achterliggende meetgegevens uiteindelijk bepalend geweest.

Bij het bestuderen van extremen kijkt men ook wel naar de gemiddelde tijdsduur tussen twee opeenvolgende overschrijdingen van een bepaalde drempelwaarde: bijvoorbeeld van wind boven een bepaalde (hoge) snelheid, dagneerslag boven een bepaalde hoeveelheid, enzovoort. Dit getal geeft dan de 'gemiddelde herhalingstijd' van de gebeurtenis en geldt voor gelijkblijvend klimaat (van bijvoorbeeld deze eeuw). Uiteraard is deze herhalingstijd slechts een gemiddelde en voorspelt niet het tijdstip van de volgende gebeurtenis: het jaar ná een extreem is de kans op een extreem met herhalingstijd van bijvoorbeeld 100 jaar nog steeds aanwezig. Net zo goed als het kan zijn dat er een paar maal achter elkaar zes wordt gegooid is het mogelijk dat een zeldzaam extreem na korte tijd weer optreedt, en hoe suggestief ook, dit ondermijnt de geldigheid van de eerder geschatte herhalingstijd niet.

**Seizoenen** Het karakter van de weersverschijnselen in Nederland hangt in sterke mate af van het seizoen. Dit geldt niet alleen voor de temperatuur, maar ook voor de buigigheid van neerslag, voor mist, wind, onweer en talloze andere verschijnselen. De grootste verschillen treden uiteraard op tussen zomer en winter. Daarom wordt in de hier gepresenteerde meetreeksen vaak onderscheid gemaakt tussen het zomerhalfjaar (april t/m september) en het winterhalfjaar (oktober t/m maart), die wij kortheidshalve vaak met 'zomer' en 'winter' aanduiden. De winter wordt benoemd met het jaartal waarin hij eindigt. Het winterhalfjaar 1999 beslaat dus de periode 1 oktober 1998 t/m 31 maart 1999. De gepresenteerde jaarwaarden hebben steeds betrekking op het normale kalenderjaar. Door deze keuzen is het gemiddelde van zomer en winter van een bepaald jaar niet gelijk aan de jaarwaarde. In de zomer- en jaargrafieken van dit hoofdstuk heeft het laatste punt betrekking op 1998; de wintergrafieken lopen door tot en met 1999.

**Windrichting en temperatuur** De temperatuur in Nederland is in sterke mate afhankelijk van de windrichting, waarbij de windrichting op een zeker tijdstip wordt bepaald door de toevallige posities van lage- en hogedrukgebieden rond Nederland. Vergeleken met westenwind brengt oostenwind in de winter kouder weer, maar in de zomer meer warmte. Als geheel genomen heeft ons klimaat tijdens perioden van oostenwind een continenter karakter dan gemiddeld en lijkt daarmee meer op dat van Midden- of Oost-Europa: hete droge zomers en koude winters. Bij westenwind heeft ons klimaat een nog maritiemer karakter dan gebruikelijk en lijkt daarmee meer op dat van Ierland: koele zomers, zachte ('groene') winters met door het jaar heen veel regen. **Figuur 1 en 2** vergelijken de windrichting met de temperatuur in De Bilt, waarbij de windrichtingsectoren van 180° in figuur 1 zo zijn gekozen dat aanvoer uit die sector de grootste kans biedt op relatief warme lucht in het desbetreffende seizoen.



*Figuur 1*

Frequentie van windrichtingen te De Bilt (zomers 1906-1998, winters 1906-1999). Per halfjaar wordt de 180 graden sector met gemiddeld warmste aanvoer gepresenteerd, dus 's zomers (april t/m september) met een zuidoostelijke windcomponent en 's winters (oktober vorige jaar t/m maart) met een zuidwestelijke. De gladde lijn volgt een voortschrijdend 15-jaarlijkse gemiddelde met een relatief groot gewicht voor de centrale jaren. Ook in de volgende figuren is een aldus berekende lijn getrokken.

In het algemeen is de luchtdruk boven de noordelijke Atlantische Oceaan laag en boven de Azoren hoog, waardoor de wind bij ons bij voorkeur een zuidwestelijke component heeft. Gemiddeld over de 20<sup>e</sup> eeuw was dat op 65% van de winterdagen het geval, maar voor de individuele winters varieert dat percentage tussen 40% en 80%. In het eerste geval is er relatief vaak noordoostelijke aanvoer en wordt de winter streng met een gemiddelde temperatuur van het winterhalfjaar rond 2 °C. In het tweede geval komt de wind overwegend uit westelijke sectoren en wordt de wintertemperatuur vooral bepaald door de wintertemperatuur van het zeewater voor onze kust: ca. 7 °C. Inderdaad vinden we het jaar-op-jaar verloop van de winter-windrichtingsvoorkeur vrij nauwkeurig terug in de wintertemperatuurgrafiek van De Bilt.

Uiteraard is de overeenkomst niet volmaakt: zo suggereert de windrichtingsgrafiek voor 1996 een ongehoord strenge winter, terwijl de temperatuur in werkelijkheid wel meeviel.

Ook bij de zomers is er een verband tussen de overheersende windrichting en de temperatuur. Het verband is minder uitgesproken dan bij de winters, mede omdat het in de zomer minder hard waait dan in de winter en ook omdat de voorkeurswindrichtingen in de zomers onderling minder sterk verschillen. Gemiddeld waait de wind in 45% van de gevallen uit de noordoosthoek (dus in 55% van de gevallen is er een zuidwestelijke component), maar de jaar-op-jaar waarden voor de zomer in figuur 1 blijven tussen 35% en 55%, d.w.z. binnen een twee keer zo smalle band als bij de winters. Daarnaast wordt de temperatuur in de zomer minder sterk door de aanvoersrichting van de lucht bepaald, omdat het land/zee verschil in temperatuur dan klein is (zie hieronder) en omdat in de zomer de instraling van de zon een overheersende factor kan zijn.



*Figuur 2*



*Figuur 2*

Temperatuur te De Bilt, gemiddeld over het kalenderjaar, de zomer en de winter. De jaar- en zomertemperaturen beslaan de periode 1880-1998; de wintertemperaturen 1881-1999.

Soms blijft een afwijkende windrichtingsvookeur gedurende meerdere opeenvolgende winters in stand. Dit was bijvoorbeeld het geval in de periode 1988-1995. Ook eerder in deze eeuw deed zich deze situatie voor, het meest duidelijk rond 1910. De seizoensgemiddelde luchtdrukverdeling in onze omgeving kan blijkbaar gedurende vele jaren systematisch afwijken van de normale situatie. Als gevolg van jarenlang aanhoudende afwijkende omstandigheden in de periode 1988-1995 waren alle winters van die jaren zacht. Dit leidde tot een concentratie van zachte winters aan het eind van de 20<sup>e</sup> eeuw; in deze periode kwam een zeer hoge wintertemperatuur vaker voor dan men op grond van het toeval uit het voorafgaande deel van de eeuw had kunnen opmaken.



De oorzaak van dit verschijnsel is het langdurig aanhouden van de positieve fase van de Noord-Atlantische Oscillatie, waar in hoofdstuk 2 verder op in wordt gegaan.

De jaartemperatuur in De Bilt was in de laatste twee decennia van de 20<sup>e</sup> eeuw hoger dan in de periode ervoor. Het verschil met de periode 1900-1920 is ongeveer 0,7 °C. Het langlopend gemiddelde - de dikke lijn in de grafiek - van de afgelopen twintig jaar is duidelijk hoger dan voorheen. Naast de winters waren ook de recente zomers aan de warme kant. Verder valt in figuur 2 op dat vóór 1980 de dikke lijnen in de jaar- en wintergrafiek vrij willekeurig rond een gemiddelde lijken te slingeren. De zomertemperatuur toont echter een opmerkelijke terugval rond 1950 die een zwakke opwaartse trend tijdelijk onderbrak. Gezien het belang van temperatuur als klimaatindicator, worden deze verschijnselen aan het slot van dit hoofdstuk nader beschouwd.



### Watertemperatuur en ijsbedekking

Er is in twee opzichten een samenhang tussen de temperatuur van het Noordzeewater bij de kust en de temperatuur boven land. Enerzijds

bepaalt de watertemperatuur onze temperatuur bij aanlandige wind, anderzijds wordt het zeewater bij afluende wind beïnvloed door de luchttemperatuur boven land. **Figuur 3** toont de zeewatertemperatuur op zo'n 20 km ten westen van de Maasvlakte. De reeks is samengesteld uit metingen van lichtschepen, die achtereenvolgens op ongeveer dezelfde positie lagen ter hoogte van Hoek van Holland, en uit metingen op het Lichteiland Goeree.

*Figuur 3*

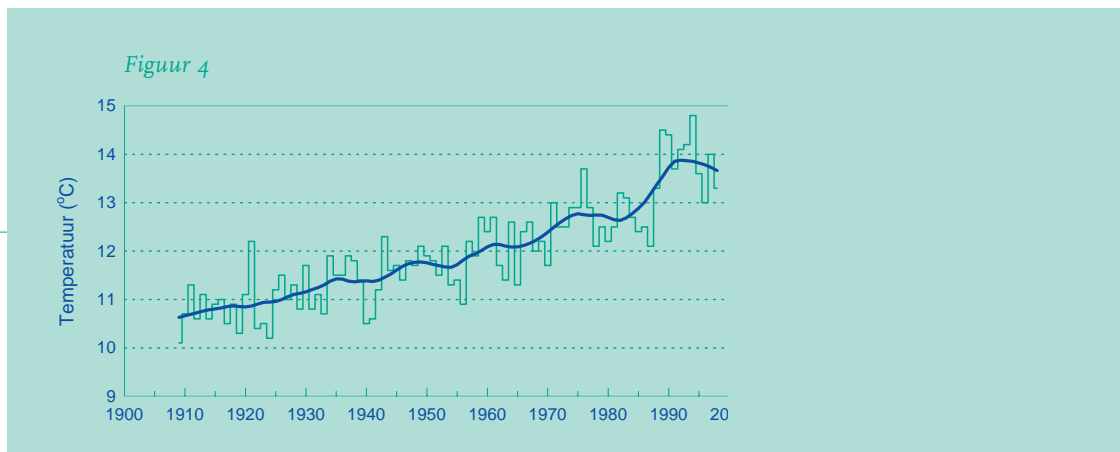
Temperatuur van het oppervlaktewater van de Noordzee bij het Lichteiland Goeree (1881-1998/99), gemiddeld over het kalenderjaar, de zomer en de winter. Het meetpunt bevindt zich op 22 km ten westen van de Maasvlakte.

Over het jaar gemiddeld is de temperatuur van het zeewater 1,5 °C hoger dan de luchttempera-

tuur boven land. Dit wordt veroorzaakt doordat gemiddeld gesproken het Noordzeewater uit zuidelijker streken wordt aangevoerd. Omdat de seizoencyclus van dit warmere water een maand naijlt op die boven land, resulteert dit in een groot zee/land verschil voor het winterhalfjaar (3 °C) en een verschil van bijna nul in het zomerhalfjaar.

Zowel in de zomer als in de winter komen de langjarige fluctuaties in de zeewatertemperatuur goed overeen met die in de luchttemperatuur van De Bilt. Wel zijn de uitschieters in de zeewatertemperatuur wat minder sterk. Wat opvalt is dat de meest recente koude winter (1996) moeilijk terug te vinden is in de zeewatergrafiek: het laatste deel van het langlopend gemiddelde in de zeewatergrafiek loopt duidelijk omhoog. De afgelopen vijftien jaar is het water blijkbaar meer opgewarmd dan het land. Dit effect – en andere verschillen tussen figuur 2 en 3 – vindt zijn oorzaak in de wisseling van zeestromen in de Noordzee en de nabije Atlantische Oceaan, die er voor kunnen zorgen dat er in een bepaalde periode warmer water dan gebruikelijk naar ons toe stroomt.

Als de variaties in de zeewatertemperatuur zo goed die boven land volgen, dan zou men verwachten dat dit ook voor de temperatuur van rivierwater geldt. **Figuur 4** toont aan dat dit inderdaad zo is: de jaar-op-jaar variaties in de temperatuur van het Rijnwater te Lobith volgen die in de luchttemperatuur van De Bilt nog beter dan die van het zeewater bij de kust. Opmerkelijk is echter dat de Rijn bij Lobith deze eeuw maar liefst 3 °C warmer is geworden. Deze opwarming heeft weinig met klimaatwijzigingen te maken, maar veel met industriële warmtelozingen stroomopwaarts in



de rivier. Men kan zelfs berekenen dat de temperatuurstijging redelijk klopt met de grootte van de warmtelozingen, die overigens vooral na 1940 hebben plaatsgevonden. Hier hebben we dus een voorbeeld van een duidelijk aanwijsbaar menselijk effect op een klimaatfactor.

De reeks van figuur 4 is duidelijk ongeschikt om er trends in het temperatuurklimaat van Nederland en omgeving mee te onderzoeken. Zou men dat toch proberen, dan moet eerst voor het effect van warmtelozingen gecorrigeerd worden om een reeks te verkrijgen die representatief is voor het klimaat. Dit corrigeren moet met grote precisie gebeuren omdat de trend door de lozingen aanzienlijk groter is dan de eventuele trend in de luchttemperatuur. Zo dit al zou lukken, dan zou men zich vervolgens moeten afvragen of het overblijvende effect niet door veranderingen in meetdisciplines of zelfs gewoon door veranderingen in de bovenloop van de Rijn zelf is veroorzaakt. Daar soortgelijke problemen ook spelen bij het homogeniseren van meteorologische meetreeksen, inclusief de reeks van de wereldgemiddelde temperatuur, toont dit voorbeeld goed aan hoe lastig het is om uit metingen goed onderbouwde conclusies te trekken over klimaatverandering.

Behalve de temperatuur is het optreden van sneeuw of ijs een belangrijke factor die een winter karakteriseert. Dit speelt in onze technologische samenleving op andere wijze dan vroeger,

*Figuur 4*

Jaargemiddelde temperatuur van het Rijnwater bij Lobith (1909-1998). (Bron: RIZA)



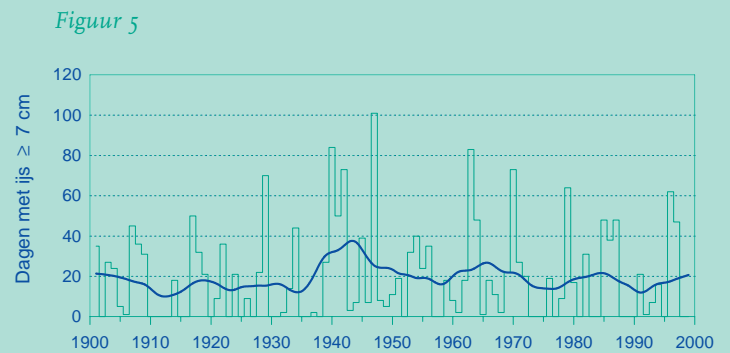
omdat we steeds meer afhankelijk zijn geworden van een ononderbroken transport van personen en goederen. Gegevens over het sneeuwdek in Nederland zijn onlangs door het KNMI gepubliceerd, maar deze zijn beperkt tot de laatste decennia en dus niet geschikt om langjarige variaties in het klimaat in beeld te brengen.

Van ijsbedekking op kanalen en meren zijn evenmin lange waarnemingsreeksen beschikbaar. Het blijkt echter mogelijk de ijsdikte op bijvoorbeeld een meer van twee meter diep te reconstrueren uit gewone meteorologische gegevens als temperatuur, bewolking en wind. Deze reeks is misschien beter geschikt voor klimaatstudies dan een echte waarnemingsreeks zou zijn, omdat een echt meer van eigenschappen kan veranderen en het denkbeeldige meer uiteraard niet.

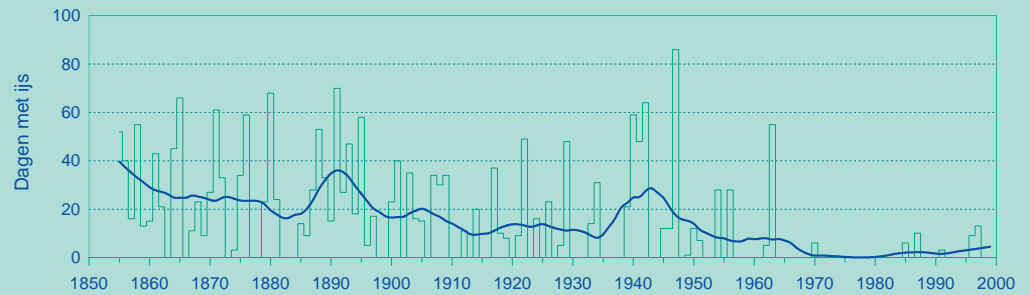
Figuur 5 toont het aantal dagen met een minstens matige ijsbedekking, dat wil zeggen 7 cm of meer. De gepresenteerde grootte is een maat voor het optreden van hinder voor scheepvaart

*Figuur 5*

Aantal dagen met een ijsdek van minstens 7 cm, berekend per winterhalfjaar voor stilstaand water van 2 m diep uit meteorologische gegevens voor De Bilt (1901-1999).



*Figuur 6*



of - zo men wil - de mogelijkheid tot schaatsen. Tevens is het een maat voor de strengheid van een winter en daarmee is de ijsgrafiek een voorbeeld van een tijdreeks van extreem weer. In feite toont de grafiek slechts één facet van de winter, namelijk of er voldoende hevige koudegolven zijn opgetreden om de ijsvorming mogelijk te maken. Voor tussenliggende zachte periodes is de maat ongevoelig. Figuur 5 is dan ook ongeschikt om de zachtheid van winters te karakteriseren: als het aantal ijsdagen nul is, zoals in de laatste twee winters, dan is daaruit niet op te maken of de winter zacht dan wel zeer zacht is geweest.

*Figuur 6*

Aantal dagen met ijs of drijfijis op de IJssel (1855-1999). (Bron: P.J. Wemelsfelder, RWS, na 1947 aangevuld door K. Wierenga, RIZA)

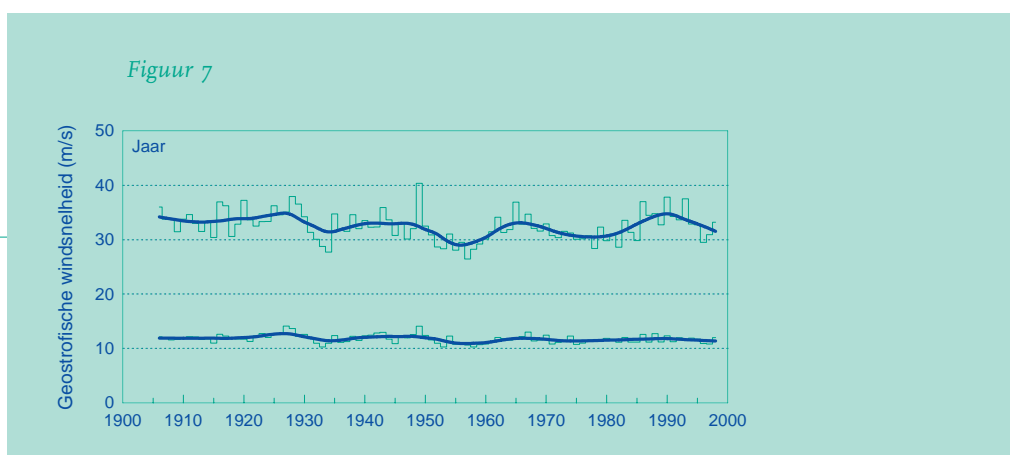
Als maat karakteriseert het aantal dagen met matige ijsbedekking slechts het midden van het winterhalfjaar, want ijsdikten van 7 cm treden buiten de periode half november tot eind maart

zelden op. Het gemiddeld aantal dagen per winter met tenminste matige ijsbedekking was in deze eeuw ongeveer 19 dagen. De pieken in de ijsgrafiek zijn terug te vinden in de wintertemperatuur van figuur 2. Net als de reeks van wintertemperaturen toont de ijsgrafiek dat strenge winters soms gegroepeerd voorkwamen. Rond het midden van de eeuw vertoont het langjarige gemiddelde hierdoor een piek. De grafiek levert geen aanwijzing dat de kans op hevige winterse koudegolven de afgelopen twee decennia anders is geworden.

In tegenstelling tot de kanalen en meren, is er wel een lange waarnemingsreeks van het optreden van vast ijs of drijfijis op de rivieren. Voor de IJssel gaan de rapporten zelfs terug tot 1855, zie figuur 6. Tussen 1901 en 1950 lijkt die grafiek erg op figuur 5, maar daarna wordt rivierijs steeds zeldzamer. Dit komt uiteraard door de al genoemde warmwaterlozingen in de bovenrivier. De afgenomen ijsgang op de rivieren zou men een positief effect van menselijk ingrijpen kunnen noemen. Immers, in vroeger eeuwen leidde het opstuwen van water tegen dammen van kruisende ijsschotsen soms tot catastrofale rivieroverstromingen.

### Windsnelheid en zeewaterstand

Wind ontstaat door horizontale luchtdrukverschillen. Bij ontbreken van betrouwbare lange reeksen windsnelheidsmetingen worden, evenals in het vorige rapport, die horizontale luchtdrukverschillen als maat voor de windsnelheid gebruikt. Uit het luchtdrukverschil van drie stations kan de snelheid en de richting van de zogenaamde geostrofische wind berekend worden. De geostrofische wind is een maat voor de ongestoorde wind



op enige hoogte boven het aardoppervlak. De windsnelheid op de gewone meethoogte van 10 meter is ongeveer twee keer zo klein, omdat nabij de grond de luchtstroom door wrijving wordt afgeremd. Tegenover het nadeel dat we zo niet de echte windklimatologie bij het aardoppervlak bestuderen, staat het voordeel dat de reeks homogeen is, omdat ook vroegere luchtdrukmetingen zeer nauwkeurig zijn. Alleen in de zeldzame gevallen dat een kleine depressie juist langs deze drie stations trekt, geeft de methode tijdelijk onjuiste schattingen.

Als er een systematische verandering in de wind nabij het aardoppervlak heeft plaatsgevonden moet deze verandering ook te zien zijn in de geostrofische wind. Figuur 7 toont het langjarig verloop van de gemiddelde windsnelheid en ook van een karakteristiek voor hoge windsnelheid. Voor dit laatste kiezen we die snelheid die gedurende 1% van de uren wordt overschreden. Dat betreft 88 uren per jaar en dat zijn dan doorgaans de uren met windkracht 8 of hoger op de gewone meethoogte. Met de hier gevolgde methode wordt overigens niet gekeken naar lokale zware windstoten bij onweersbuien.

In de winter zijn gemiddelde en hoge windsnelheden ongeveer anderhalf keer groter dan in de zomer. Omdat stormen vooral in het winterhalfjaar optreden, is de getoonde grafiek van hoge windsnelheden vrijwel uitsluitend bepaald door de winter. De resultaten voor zomer en winter

Figuur 7

Gemiddelde (onderste kromme) en hoge geostrofische windsnelheden in Nederland (1906-1998). De geostrofische windsnelheid is ongeveer twee keer zo groot als de windsnelheid op de normale waarnemingshoogte van 10 m. De bovenste kromme is een karakteristiek voor hoge windsnelheid, namelijk de snelheid die in 1% van de uren is overschreden.





worden ditmaal niet apart getoond, daar er nauwelijks verschillen zijn tussen zomer, winter en jaarwaarden wat betreft de langjarige fluctuaties in de gemiddelde en hoge windsnelheid.

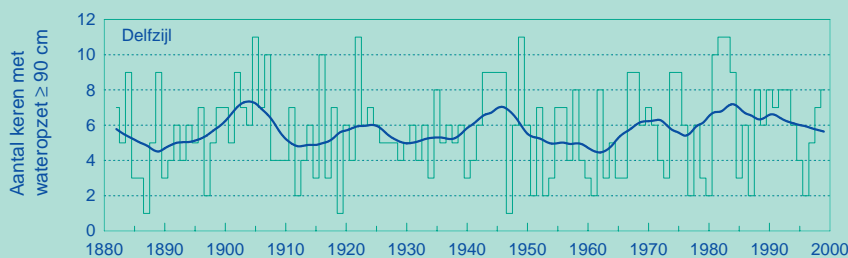
In figuur 7 zien we gedurende deze eeuw een viertal perioden met relatief veel wind. Deze perioden zijn zowel in het gemiddelde als in de hoge windsnelheid zichtbaar. Grote windsnelheid heeft vaak een westelijke component. Omdat harde wind een incidenteel verschijnsel is, zijn de perioden met hoge windsnelheid nauwelijks terug te vinden in de gemiddelde voorkeur van windrichtingen (figuur 1). In de windsnelheden is geen duidelijke trend te ontdekken; zo we al van een trend zouden moeten spreken, dan zou dat een dalende zijn.

Een belangrijk gevolg van stormen boven de Noordzee is het optreden van hoge golven en hoge waterstanden. Aan de beschikbare metingen van golven – die slechts een kwart eeuw beslaan – is in het vorige rapport uitvoerig aandacht besteed met als conclusie dat er de laatste 25 jaar geen aanwijzing bestaat voor een toename van grote golfhoogten boven de zuidelijke Noordzee. Deze conclusie is sindsdien niet gewijzigd. Een interessant punt van aandacht blijft de verschuiving van het seizoen met hoge golven naar het einde van de winter. Ook het laatste winterhalfjaar (1999) past in dit patroon.

De waterstandgegevens te Delfzijl in figuur 8 beslaan het winterseizoen en gaan ruim 100 jaar terug. Ook voor andere kuststations bestaan lange meetreeksen, maar die vertonen dezelfde



Figuur 8



langjarige fluctuaties. Figuur 8 betreft niet de waterstand ten opzichte van een vaste referentie, maar ten opzichte van de hoogwaterstand die op grond van het astronomisch getij te verwachten was. Zowel de windsnelheid en -richting als de luchtdruk hebben invloed op de hoogte van de zeespiegel. De actuele hoogwaterstand kan daarom afwijken ten opzichte van het astronomisch getij. Men noemt het effect van deze beide meteorologische factoren de wateropzet.

Een lage luchtdruk en een krachtige wind van zee (noordwest in geval van Delfzijl) kan tot een flinke verhoging van de waterstand leiden. Bij hoge opzet levert wind de overheersende bijdrage aan de wateropzet; het effect van luchtdruk blijft doorgaans tot enkele decimeters beperkt. Een harde noordwestenwind van windkracht 7 (15 m/s) zal in Delfzijl regelmatig tot een wateropzet van 90 cm leiden; bij een noordwesterstorm van windkracht 9 (22 m/s) is een opzet van 2.50 m niet ongewoon. Te Delfzijl was de hoogste wateropzet in deze eeuw 3.47 m; dit gebeurde op 4 februari 1944.

In Delfzijl wordt een wateropzet van 90 cm bij gemiddeld ongeveer 1.5 % van de hoogwaters overschreden. Figuur 8 is wat betreft de gemiddelde overschrijdingskans ruwweg vergelijkbaar met de hoge windsnelheidsmaat van figuur 7. De langjarige fluctuaties in de beide figuren lopen min of meer synchroon, ondanks het feit dat de allerswaarste stormen doorgaans uit zuid tot zuidwest waaien en de hoogste wateropzet optreedt door wind uit noordwest. Overeenstemming blijft aanwezig omdat bij het passeren van een depressie over de Noordzee, storm uit het

Figuur 8

Aantal keren per winter (1882-1999) dat een storm boven de Noordzee tot een wateropzet van tenminste 90 cm leidde bij hoogwater in Delfzijl. De wateropzet is de verhoging van de zee­water­stand ten opzichte van de ver­wachte stand bij af­wezig­heid van weersinvloeden. De verhoging wordt voornamelijk veroorzaakt door het windveld boven de Noordzee.  
(Bron: J. Doekes, RIKZ)



zuidwesten doorgaans na enkele uren gevolgd wordt door een vrijwel even hevige noordwesterstorm boven zee.

Duidelijker nog dan bij de vorige rapportage blijkt uit de wind- en de wateropzetgrafieken, dat stormen en hoge wateropzetten thans niet vaker en niet heviger optreden dan eerder in deze eeuw. Niettemin is de kans op een hoge zeewaterstand wat toegenomen. De gemiddelde zeespiegel aan onze kust is namelijk sinds anderhalve eeuw aan het stijgen, met een gemiddelde snelheid van zo'n 20 cm per eeuw. Dit komt voor ongeveer een kwart door de bodemdaling in Nederland, voor de rest hoofdzakelijk door uitzetting van het zeewater door de wereldwijde temperatuurstijging sinds het midden van de 19<sup>e</sup> eeuw. Al bleef het stormklimaat ongewijzigd, dan nog heeft deze zeespiegelstijging de kans op een waterstand boven een gegeven drempelwaarde verhoogd.

**Zonneschijn en 'mooie' dagen** Een aantal belangrijke weergegevens wordt doorgaans visueel geschat.

Daarbij horen het zicht, de bedekkingsgraad met wolken, de wolkensoort en de neerslagsoort. Door wisselingen van waarnemers door de tijd heen hebben reeksen van dit soort schattingen meestal een beperkte nauwkeurigheid. Omdat bovendien in de eerste helft van deze eeuw er geen stations waren met een 24-uur wacht, zijn deze waarnemingsreeksen ongeschikt voor onderzoek naar langjarige klimaatvariaties. De laatste tijd worden gegevens over zicht en wolken ook instrumenteel bepaald, wat betreft wolken niet alleen vanaf de grond maar ook met behulp van satellieten. Deze meetreeksen zijn echter nog te kort om klimaatstudies mee te doen.

Voor de schatting van de bedekkingsgraad overdag is er wel een traditioneel instrumenteel alternatief: de gemeten zonneschijnduur. Het meetinstrument bestaat uit een glazen bol met daarachter een concentrisch geplaatste papierstrook, die elke dag ververscht wordt. Als de zon schijnt werkt de bol als brandglas. Door de beweging van de zon blijft op het papier een brandspoor achter, dat kan worden uitgemeten. In De Bilt is de zonneschijnduur vanaf het begin van deze eeuw geregistreerd.

Omdat de daglengte door het jaar sterk varieert, wordt de zonneschijn uitgedrukt als het percentage van de tijd dat de zon boven de horizon was. Dat percentage is een goede maat voor het ontbreken van bewolking. In [figuur 9](#) is te zien dat van het toch al geringe aantal daguren in de winter slechts 25% zonnig is: dit betekent gemiddeld 2.4 zonne-uren per dag. In het zomerhalfjaar is de gemiddelde daglengte 15 uur en het zonneschijnpercentage 40%, dus is het aantal zonne-uren gemiddeld 6 per dag. Het jaargemiddelde wordt dan ook vooral bepaald door het zomerhalfjaar en wordt hier niet afzonderlijk getoond.

Individuele zomers blijken onderling sterk te kunnen verschillen: het zonneschijnpercentage varieert tussen de 32% en 53%. Een vergelijking met [figuur 2](#) bevestigt de voor de hand liggende gedachte dat warme zomers zich veelal kenmerken door veel zon. Wat betreft de winter is er geen verband tussen temperatuur en zonneschijn zichtbaar, mede omdat de jaar-op-jaar variaties in seizoentemperatuur voor het grootste deel veroorzaakt worden door de maanden met de kortste daglengten (december-februari).



In de dikke lijn in de zomergrafiek van [figuur 9](#) zijn zonnige en sombere perioden te onderscheiden. De laatste tien zomers waren, evenals die van de jaren zeventig, relatief zonnig. Gezien over de 20<sup>e</sup> eeuw slingert de dikke lijn rond een constante waarde; tussen zijn begin en einde is weinig verschil. De winters hebben in de jaren zeventig een dieptepunt aan zonneschijn beleefd waarvan ze zich na 1980 hebben hersteld. Het effect van het toegenomen zonneschijnpercentage is echter heel betrekkelijk, want de gemiddelde daglengte in het winterhalfjaar is maar 9.6 uur en daarvan bleef het altijd nog ruim 70% van de tijd bewolkt.

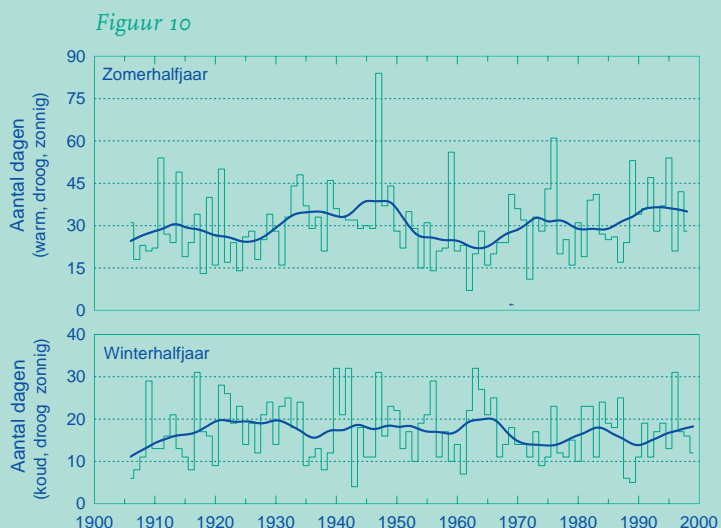
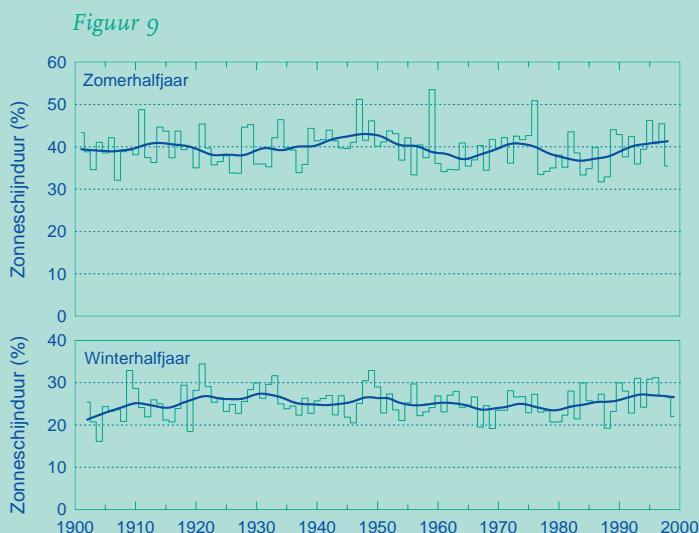
Wat betreft 'kwaliteit van weer' voor activiteiten buitenshuis, is men eigenlijk vooral geïnteresseerd in zomerse dagen die zowel zonnig, warm als droog zijn. Onder een warme dag kunnen

wij hier verstaan: warm voor de tijd van het jaar, in tegenstelling tot normaal of koel. Gemiddeld vallen dus 33% van de etmalen in de desbetreffende maand in de categorie 'warm'. Evenzo hoort een zonnige zomerdag bij de 33% zonnigste dagen volgens het langjarig maandgemiddelde. Dagen die in beide categorieën vallen en bovendien geen neerslag van betekenis hebben opgeleverd (minder dan 0.3 mm), zijn blijkens **figuur 10** tamelijk schaars: ongeveer 30 dagen per zomerhalfjaar, dus 1 op elke 6 dagen. In de legendarische zomer van 1947 scoorde echter bijna de helft van de dagen. Ondanks de fraaie zomer van 1959 kenden de jaren vijftig en zestig relatief weinig 'vakantieweer', maar sindsdien heeft de zomer zich gemiddeld gesproken goed hersteld. Frappant lijkt dat de record-natte zomer van 1998 toch nog redelijk scoort als 'vakantiezomer' vergeleken met bijvoorbeeld 1962 of 1971. De reden is dat 1998 vrij warm was, zodat de zonnige droge dagen die naast de regendagen ook optraden vaak warm waren.

**Figuur 9**

Instrumenteel bepaalde relatieve zonneshijnduur te De Bilt in procenten van de tijd dat de zon boven de horizon is voor de zomer (1901-1998) en de winter (1902-1999).

Voor het winterhalfjaar is het lastig een vergelijkbare kwaliteitsmaat te formuleren: zachte zonnige dagen concentreren zich rond begin en eind van het winterhalfjaar zodat hun aantal eerder het najaar en het vroege voorjaar karakteriseert dan de midwinter periode. Zonnig en koud weer kan wel gezien worden als 'mooi winterweer', ofschoon pittige kou beslist niet iedereen aanmoedigt om dan maar lekker naar buiten te gaan. De 'mooie winterdagen' in **figuur 10** zijn



dus evenals de mooie zomerdagen zonnig en vrijwel droog, maar vallen wat betreft temperatuur in de categorie koud (onderste 33%). De grafiek laat zien dat een aantal koude winters, zoals die van 1947, 1963 en 1996, door veel heldere vriesdagen gekarakteriseerd waren.

**Figuur 10**

Boven: aantallen dagen per zomerhalfjaar (1906-1998) die door velen als 'mooi' gekarakteriseerd worden. Bedoeld worden dagen, die bij de 33% warmste zowel als de 33% zonnigste horen en waarbij geen neerslag van betekenis viel. Onder: 'mooie winterdagen' (1906-1999). Bedoeld zijn hier dagen, die bij de 33% koudste zowel als de 33% zonnigste horen en waarbij geen neerslag van betekenis viel. Gebruikt zijn meteorologische gegevens voor De Bilt.

### Neerslag

Neerslag vertoont een grote variabiliteit, zowel in de tijd als naar plaats. Zelfs bij neerslagsommen over een jaar kunnen de hoeveelheden in het land gemakkelijk 100 mm of meer uiteenlopen. Het verloop van de jaarsom voor De Bilt is dus zeker niet representatief voor wat er in de rest van Nederland gebeurt. Tevens zijn de jaar-op-jaar fluctuaties in de neerslag van een individueel station zo groot, dat eventuele trends vaak worden versluierd. Om toch een representatief beeld te geven van het verloop van het neerslag in deze eeuw, presenteren we gemiddelde waarden voor dertien over heel Nederland verspreid liggende stations. Deze stations zijn geselecteerd op kwaliteit en homogeniteit. De waarden zijn gecorrigeerd voor een extra windeffect op de metingen, dat optrad omdat de regenmeters vóór 1950 hoger waren opgesteld dan nu.

**Figuur 11** toont dus neerslaghoeveelheden gemiddeld over Nederland. Ook hier zijn de grafieken voor het winter- en het zomerhalfjaar gepresenteerd, waarbij opvalt dat beide seizoenen gemiddeld in gelijke mate aan het jaartotaal bijdragen. Uit **figuur 11** blijkt duidelijk de sterke jaar-op-jaar variabiliteit. Tussen de hoogste en laagste waarde zit bijna een factor drie. Ondanks deze grote variabiliteit vallen enige zaken op. De gemiddelde neerslag is in de tweede helft van deze eeuw hoger dan in de eerste helft, waarbij het laatst toegevoegde jaar 1998 zelfs het natste was tot nu toe. De toename in deze eeuw blijkt met name door de winterneerslag veroorzaakt te zijn; alle gevallen met winterneerslag boven 500 mm kwamen na 1960 voor. Als we naar de afzonderlijke maanden kijken, heeft vooral de maand maart aan die toename bijgedragen.

Omdat zachte winters vaak neerslagrijk zijn, ligt het voor de hand de stijgende lijn in temperatuur en neerslag over de afgelopen 40 winters (figuren 2 en 11) met elkaar in verband te



brengen. Voor de zomers is de temperatuurtrend over de afgelopen veertig jaar zwakker en is er geen neerslagtrend te constateren. Het verband tussen temperatuur en neerslag is in de zomer overigens andersom dan in de winter: warme zomers zijn doorgaans droog. Dit laatste is niet verrassend, omdat we al zagen dat in warme zomers minder bewolking voorkomt.

**Grote neerslaghoeveelheden** Een nat seizoen hoeft nog niet noodzakelijk voor wateroverlast te zorgen. Problemen ontstaan meestal bij veel neerslag over kortere perioden, zoals bij een hevige bui boven een stad of kassengebied, als deze de afvoercapaciteit van riolen of waterlopen te boven gaat. Een relevante maat voor zulke situaties is de maximale dagsom per jaar of per seizoen. Deze is getoond in **figuur 12**, waarbij weer gemiddeld is over de dertien stations. Hierbij zijn voor elk station eerst de maxima per seizoen/jaar

*Figuur 11*

Gemiddelde sommen van de neerslag in Nederland van dertien geselecteerde stations voor het kalenderjaar, de zomer en de winter. De jaar- en zomerwaarden beslaan de periode 1906-1998; de winterwaarden 1907-1999.



bepaald en zijn vervolgens de getallen van ieder seizoen/jaar (die niet noodzakelijkerwijs op dezelfde dag betrekking hebben) gemiddeld over de dertien stations. Voor een afzonderlijk station kan dus een hogere waarde opgetreden zijn dan die in figuur 12. Hoewel er slechts één gemiddeld maximum in de figuur groter is dan 50 mm, wordt een dergelijke waarde op elk van de dertien stations gemiddeld eens in de 13 jaar overschreden.

Terwijl de gemiddelde neerslag in zomer en winter ongeveer gelijk is, zijn de maximale dagsommen in de zomer het grootst. Het gaat dan meestal om zware plaatselijke buien die bijvoorbeeld op de weg of in stedelijke gebieden voor wateroverlast kunnen zorgen. In landelijke gebieden komt wateroverlast echter het meest in het winterhalfjaar voor. Dit komt omdat de bodem dan vochtig is en de grondwaterstand hoog, zodat dan minder water in de grond kan worden geborgen.



De langjarige variaties van de maximale dagsommen vertonen enige overeenkomst met die van de totale regenval in figuur 11. In overeenstemming hiermee zien we gedurende deze eeuw een zwakke stijging van de maximale winterdagsommen. De hoge zomerwaarde van 1998 laat de lijn voor de zomer en het jaar eveneens iets oplopen, maar dit ene geval wijst uiteraard niet op een trend.

**Figuur 12** Neerslag en afvoer

Rivierafvoeren vormen een maat voor de gevallen neerslag in het stroomgebied. De afvoer van Rijn of Maas in Nederland geeft dus een indicatie voor de neerslag die bovenstrooms is gevallen. Omdat een natte dan wel droge periode over het grote bovenstroomse gebied bij ons meestal soortgelijk weer oplevert, geeft de afvoer ook enige indicatie voor neerslaghoeveelheden in Nederland.

De maximale dagsom van de neerslag per seizoen en per jaar. De gepresenteerde waarde is het gemiddelde van de maxima van dertien stations. De jaren en seizoenen zijn dezelfde als in figuur 11.



### De gemiddelde herhalingstijd en extreme neerslag in 1998



De gemiddelde herhalingstijd is een alternatieve uitdrukking voor de overschrijdingskans van een bepaalde drempelwaarde. Een herhalingstijd van bijvoorbeeld 100 jaar wil zeggen dat gemiddeld slechts één maal per honderd jaar een overschrijding plaatsvindt. Het houdt echter niet in dat na een overschrijding, de volgende overschrijding 100 jaar op zich laat wachten. Bij onafhankelijkheid en gelijkblijvend klimaat is er een kans van 26% dat in een periode van 100 jaar twee of meer overschrijdingen optreden; er is echter ook een kans van 36% dat er geen overschrijding is. Langjarige klimaatfluctuaties leiden ertoe dat beide kansen nog wat groter zijn doordat overschrijdingen sterker in groepjes (clusters) voorkomen dan bij onafhankelijkheid tussen opeenvolgende jaren.

Het optreden van een zeldzame gebeurtenis verandert in principe de kans er op niet. Door een toevaligheid kan het zijn dat de gebeurtenis zich kort erop herhaalt. Als de gemiddelde herhalingstijd 100 jaar is en de gebeurtenis zich in een bepaald jaar heeft voorgedaan, dan is er bij onafhankelijkheid en gelijkblijvend klimaat een kans van 1% dat de zeldzaamheid zich het jaar erna herhaalt.

Herhalingstijden hebben meestal betrekking op extremen op een bepaalde plaats of meetstation. Het feit dat bij een dagsom van 50 mm voor een bepaald station een herhalingstijd van 13 jaar hoort, betekent niet dat dit gezien over heel Nederland ook een zeldzaam verschijnsel is. Op de dertien geselecteerde stations komt in 60% van de jaren één of meerdere dagen voor waarop tenminste op één van die stations meer dan 50 mm regen wordt afgetapt. Binnen hetzelfde jaar kan op een ander neerslagstation in Nederland (in het totaal zijn er ruim 300) nog aanzienlijk hogere hoeveelheden zijn afgetapt.

Op 14 september 1998 werd in een groot gedeelte van Zuidwest-Nederland meer dan 75 mm regen afgetapt (tot maar liefst 133,7 mm toe in Dirksland op Overflakkee). Hoewel op een gegeven station een hoeveelheid van 75 mm een zeldzaamheid is (herhalingstijd ongeveer 125 jaar), viel ruim een maand later (28 oktober) in een strook lopend van Enkhuizen via de Noordoostpolder naar Zuid-Drenthe weer meer dan 75 mm. Landelijk gezien valt de zeldzaamheid van een dergelijke hoeveelheid neerslag nogal mee: in ruwweg de helft van het aantal jaren treedt het wel ergens op.

Het jaar 1998 illustreerde weer eens dat het best kan gebeuren dat een verschijnsel van hoge zeldzaamheid (eens in de 125 jaar) zich na korte tijd toch weer herhaalt, hoewel zo iets dergelijks schijnbaar tegen het gezonde verstand indruist.

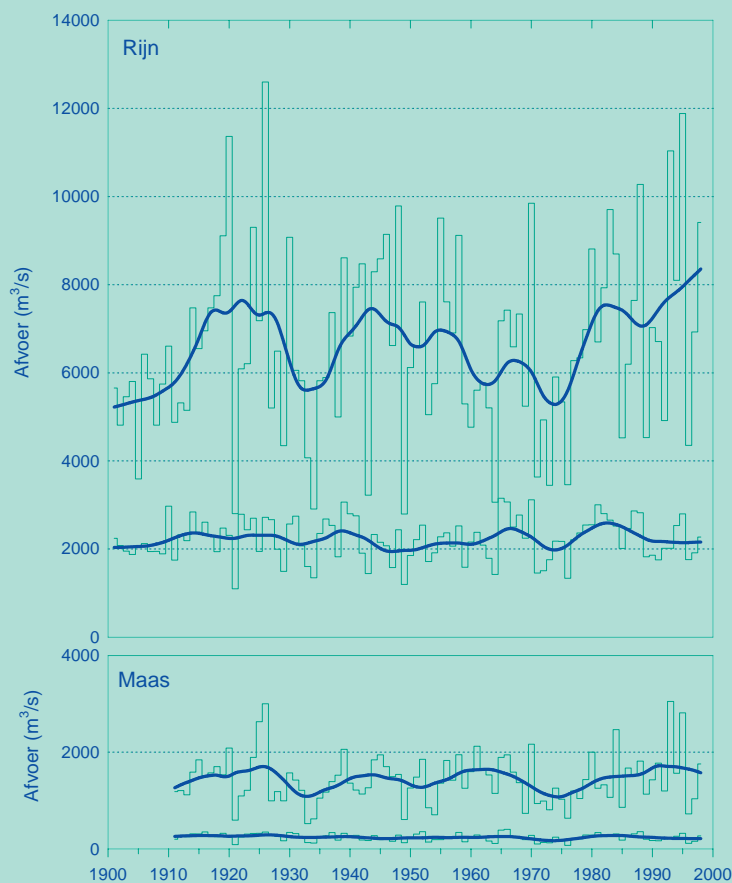
**Figuur 13** toont de gemiddelde afvoeren van de Rijn en de Maas en hun jaarlijks dagmaximum. Vooral dankzij de Rijn krijgt Nederland veel meer water binnen dan door de jaarlijkse regenval van ongeveer 800 mm. Omgerekend op het oppervlak van ons land is die neerslag 'slechts' ca. 1000 m<sup>3</sup>/s, dus twee keer minder dan de gemiddelde wateraanvoer door de Rijn. Gelukkig kan het grootste deel van de enorme hoeveelheid Rijnwater ongehinderd naar de Noordzee afstromen.

In figuur 13 zijn de minimum-afvoeren niet aangegeven omdat die weinig variëren. In droge perioden valt de Maasafvoer zelfs bijna stil. De Rijnafoer daalt echter nooit onder 700 m<sup>3</sup>/s, dankzij de bijdrage van grondwater uit het Duitse heuvelland en het smeltwater van de Zwitserse Alpen. Ook in andere opzichten verschillen deze rivieren: hoog water in de Rijn bereikt ons pas enige dagen nadat in het stroomgebied regen valt of sneeuw gaat smelten, terwijl de Maas bijna onmiddellijk reageert op regen in de Ardennen. Voor de Rijn geldt dat hoge afvoer een winterverschijnsel is; bij de Maas komt hoge afvoer soms ook in de zomer voor, zoals bijvoorbeeld in juli 1980.

De variaties van de gemiddelde afvoeren van Rijn en Maas lijken op elkaar en ook wel enigszins op die in de Nederlandse winterneerslag (figuur 11). In veel jaren met hoge afvoer van de Rijn bereikte ook de Maas een hoog peil. In die situaties speelt voor de Rijn de neerslag in het Duitse heuvelland en middelgebergte vaak een belangrijke rol. Deze neerslag is sterk gecorreleerd met die in de Ardennen, waar het Maaswater vandaan komt. Dit illustreert dat zware winterneerslag vaak grootschalig van aard is.

Hoewel de Rijnafvoeren van 1993 en 1995 hoog waren, zijn ze niet uitzonderlijk: ook in de jaren twintig traden dergelijke afvoeren op. Met 12600 m<sup>3</sup>/s zorgde 1926 zelfs voor de hoogste van de eeuw. De waterstand bij Lobith viel met 16.93 m boven NAP 25 cm hoger uit dan de 16.68 m van 1995; omgerekend naar de huidige omstandigheden zou dit nog een paar centimeter meer

Figuur 13



geweest zijn. Deze extra centimeters vinden hun oorzaak in veranderingen in het doorstroomprofiel van de Rijn sinds 1926. Dit geeft aan dat de afvoer een betere klimaatindicator is dan de waterstand. Ondanks de gesignaleerde toegenomen winterneerslag in Nederland is in de gemiddelde afvoer van de Rijn en de Maas geen trend te ontdekken.

Figuur 13

Afvoer van de Rijn te Lobith (1901-1998) en van de Maas te Borgharen (1911-1998).

Voor elk jaar zijn de gemiddelde en de maximale afvoer gepresenteerd.

(Bron: RIZA)

**Zomerdroogte** Niet alleen te veel neerslag, maar ook te weinig neerslag kan problemen geven. Zo had bijvoorbeeld de landbouw in de zomer van 1976 te kampen met een aanzienlijke droogteschade.

Evenals in de vorige rapportage wordt als maat voor droogte in de zomer het ‘maximale doorlopend potentiële neerslagtekort’ gebruikt (figuur 14). Het doorlopend potentieel neerslagtekort is het verschil dat in het zomerhalfjaar optreedt tussen de verdamping boven kort gras (de ‘potentiële verdamping’) en de neerslag, iedere keer geaccumuleerd vanaf het voorafgaande tijdvak in het zomerhalfjaar met een vochtverzadigde bodem (zie voor verdere details de technische verantwoording, achterin dit rapport). Om verdroging van het gewas te vermijden moet een tekort worden aangevuld door bijvoorbeeld beregning; bij de berekening van de verdamping wordt er van uitgegaan dat het gras steeds weer optimaal van water is voorzien. De maximale waarde van het tekort is een maat voor de droogte-stress die het milieu heeft ondergaan. Net als de dagen met ijsbedekking (figuur 5) toont deze grootte één karakteristiek facet van het desbetreffende seizoen.

Blijkens figuur 14 is het maximale tekort gemiddeld ongeveer 150 mm, maar in de berucht droge zomers van 1921, 1959 en 1976 waarin slechts 200 mm regen viel, liep het potentiële neerslagtekort op een bepaald moment op tot boven de 300 mm. Hiermee had het tekort een niveau van maar liefst anderhalf maal de hoeveelheid neerslag die totaal in die zomers viel. Naast deze uitschieters zijn in figuur 14 de natte zomers van de jaren zestig het meest opvallend.

Over de periode 1911-1998 is geen trend te constateren. Dit is in overeenstemming met het ontbreken van een trend in de zonneschijnduur en de zomerneerslag. In het vorige rapport liep



de gemiddelde lijn na 1990 iets omhoog; door de recente nattere zomers buigt die lijn thans omlaag. Dit illustreert eens te meer dat men op moet passen met extrapolatie van klimaatreeksen.

**Hagel en onweer** Felle buiige neerslag is een spectaculair verschijnsel dat gepaard kan gaan met hagel, onweer of windstoten. Het samenstellen van een nauwkeurige tijdreeks van hagel over deze eeuw is echter moeilijk, omdat het een zeer lokaal verschijnsel is waarvan het optreden op een meteorologisch station zeldzaam is. Gemiddelden zijn wel goed bekend: in december-februari valt in De Bilt op 7% van de dagen hagel; in de zomermaanden juni-augustus is de hagelkans tien keer kleiner. Ofschoon de luchttemperatuur in die maanden overdag ver boven het vriespunt blijft, valt de neerslag dus soms toch in de vorm van ijs. Hoewel zeldzaam, maakt zomerse hagel vaak meer indruk, omdat dan de grootste stenen vallen. Gemiddeld heeft een Nederlander eens in de circa 25 jaar te maken met hagelstenen met afmetingen van 2,5 cm of meer.

Een onweershaard is eveneens doorgaans zeer lokaal, maar omdat donder tot op 10 à 20 km afstand gehoord kan worden, zijn de onweerswaarnemingen van een meteorologisch station representatief voor de omstandigheden over een tamelijk groot gebied. Een internationaal gebruikte maat voor onweer is het aantal etmalen dat op een station donder gehoord is. Zulke waarnemingen bestaan al sinds de 18<sup>e</sup> eeuw, maar zelfs voor de 20<sup>e</sup> eeuw zijn de meetreeksen

Figuur 14

Droogte van de zomers uitgedrukt in het maximale doorlopend potentiële neerslagtekort (1911-1998), zoals dat ontstaat als neerslag de verdamping niet compenseert. De waarden geven de droogte-stress weer die het milieu heeft ondergaan. Gebruikt zijn meteorologische gegevens voor De Bilt.

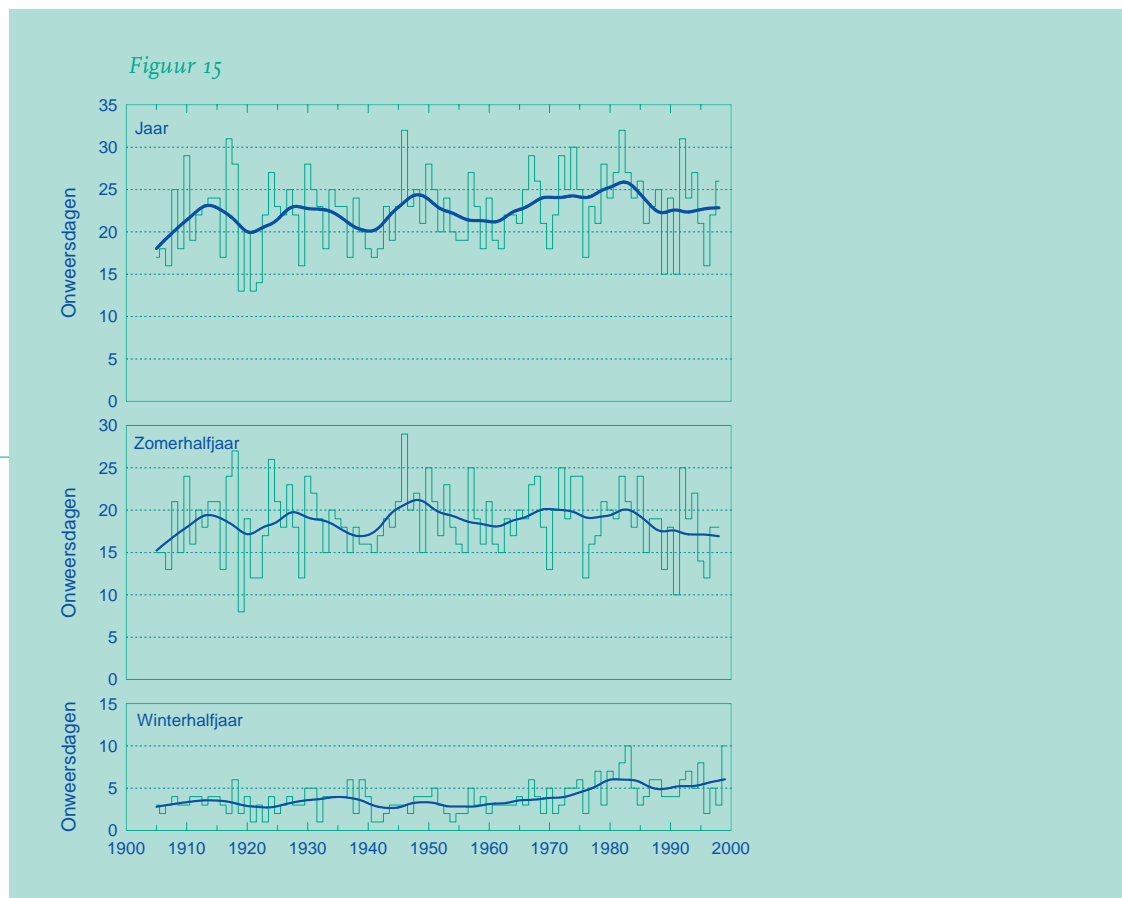




helaas niet bepaald homogeen. Vóór 1945 waren de stations niet gedurende het hele etmaal actief; wat betreft de recente jaren wordt het horen van donder moeilijker door omgevingslawaaï en doordat de waarnemer zich gedurende een groot deel van zijn werktijd in een kantoor met gesloten ramen bevindt. Ondanks deze problemen is het toch mogelijk een zinvolle tijdreeks van onweersdagen op te stellen.

**Figuur 15** toont het aantal onweersdagen, verkregen door middeling van de gegevens van vijf relatief goede stations die verspreid over Nederland liggen. De grafiek toont dat in het zomerhalfjaar gemiddeld op 10% van de dagen donder gehoord wordt; in het winterhalfjaar is de kans hierop ruim vier keer kleiner. Hierdoor is de jaargrafiek vrijwel gelijk aan die voor de zomer.

De onweergrafiek voor de zomer toont geen duidelijke trend. De langjarige fluctuaties in het zomerhalfjaar lijken weinig verband te houden met die van de temperatuur en de neerslag. Een



reden hiervoor is dat het optreden van onweer niet zozeer afhangt van het gemiddelde zomer weer maar eerder van de frequentie van afwisseling van warm en koel weer. Onweer in het winterhalfjaar is in de afgelopen twintig jaar minder schaars geweest dan eerder deze eeuw. Omdat deze stijging lang ná de start van de 24-uur bewaking inzette, lijkt deze toename reëel. Daar winteronweer meestal optreedt bij luchtaanvoer over zee, is een verband tussen onweersrijkdom en de zachtheid van de winters van de laatste twee decennia zeer wel denkbaar.

### Is Nederland warmer geworden?

De recente jaren hebben nog eens onderstreept, dat ons weer van jaar op jaar zeer variabel is. Zoals eerder gemeld, is er met name in de winter een verband tussen langjarige circulatieschommelingen en de temperatuur. Daarnaast lijkt er, gezien over deze eeuw, sprake van een trend. Temperatuur vormt een belangrijke karakteri-

**Figuur 15**  
Aantal dagen waarop donder werd gehoord, gemiddeld voor Den Helder, Groningen, De Bilt, Vlissingen en Maastricht (1905-1998/99).

sering van het klimaat. In het navolgende worden de waargenomen schommelingen en trends in de temperatuur nader geanalyseerd.



De 120-jaar lange temperatuurreeksen van figuur 2 laten zien dat de jaartemperatuur te De Bilt de afgelopen twee decennia gemiddeld gesproken zo'n 0.7 °C hoger lag dan in de eerste twintig jaar van de eeuw. De zomertemperatuur steeg hierbij zowel in het eerste als het laatste deel van deze eeuw gestaag, maar door een opmerkelijke terugval in de jaren vijftig blijft er gezien over de hele eeuw toch maar enkele tienden graden stijging over. De wintertemperatuur laat tot begin jaren tachtig weinig bijzonders zien, maar ligt daarna op een hoger niveau: op 1996 na waren alle winters vanaf 1988 zacht voor deze eeuw waarbij verschillende winters ongewoon zacht waren. Ondanks dit alles is geen trend te ontdekken wat betreft de ijsbedekking van meren (figuur 5), die een karakteristiek vormt voor de koudegolven van de winters. De vraag in welke mate de trends of schommelingen een gevolg zijn van veranderingen in de meetmethoden, van veranderende omgevingsomstandigheden, of van echte veranderingen in het Nederlandse klimaat, is belangrijk genoeg voor een zorgvuldige evaluatie.

De meetmethodiek van de temperatuur verdient wat dit betreft zeker aandacht. Uit de stationshistorie blijken enige mogelijke problemen, vooral rond de vorige eeuwswisseling en het midden van de 20<sup>e</sup> eeuw. De waarnemingen werden vóór 1897 niet te De Bilt, maar te Utrecht verricht. De Utrechtse metingen zijn naar De Bilt gecorrigeerd, maar dit gebeurde op grond van slechts een korte parallel-reeks. In De Bilt werden tot 1950 de metingen verricht in het park nabij het oorspronkelijke hoofdgebouw, maar daarna vond nieuwbouw plaats en werd het meetpunt circa 250 m naar het zuiden verplaatst naar het huidige waarneemterrein. Na 1960 werden bovendien de meethoogten landelijk teruggebracht van 2.2 naar 1.5 m. Als gevolg van deze veranderingen blijkt de dagelijkse gang in de temperatuur tussen 1950 en 1960 ongeveer 1 °C lager dan voorheen; na 1960 bleef de afwijking tot 0.7 °C beperkt. De daling van ná 1950 wijst op een gebrekkige ventilatie tussen de bomen op het oorspronkelijke waarneemterrein. Op zonnige dagen werd hierdoor vóór 1950 een te hoge maximumtemperatuur gemeten en in heldere nachten een te lage minimumtemperatuur. Inderdaad is de statistiek over de eeuw wat betreft de hoogst gemeten temperatuur van ieder jaar, verdacht. Deels compenseren de te hoge en te lage waarden elkaar, maar waarschijnlijk is toch de gemiddelde temperatuur vóór 1950 zo'n 0.2 °C te hoog. Dit zou betekenen dat wisselingen in meetmethodiek de opwaartse trend in figuur 2 hebben verkleind.

Een tweede effect dat in deze eeuw speelt, is de toenemende verstedelijking. Ook rond het waarneemterrein De Bilt is de bebouwing en het wegennet na 1960 spectaculair toegenomen. Dit pleegt vooral te leiden tot hogere minimumtemperaturen. Hoeveel precies is onbekend, maar een langzame stijging van de gemiddelde temperatuur te De Bilt van 0.2 of 0.3 °C door verstedelijking is zeker denkbaar.

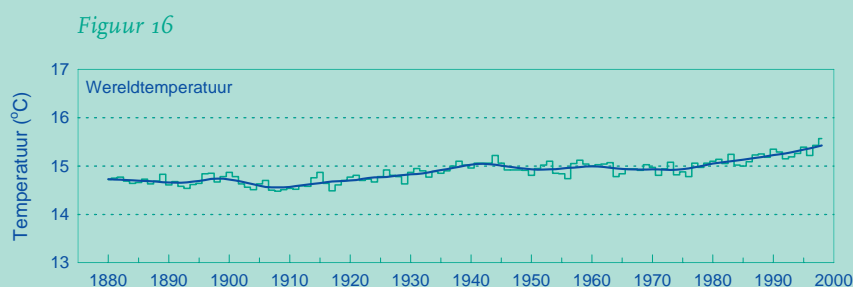
Voor zover thans bekend, compenseren de twee bovengenoemde effecten elkaar slechts ten dele. Het is duidelijk dat de toename van 0.7 °C in de gemiddelde temperatuur van deze eeuw zeker niet volledig aan meetproblemen of veranderende omstandigheden rond de meetplek kan worden toegeschreven. Er is dus inderdaad sprake geweest van een verandering van het Nederlandse temperatuurklimaat. Uiteraard zijn de sterke uitschieters naar boven en beneden ook reëel. In hoeverre dit ook geldt voor bijvoorbeeld de tijdelijke daling in zomertemperatuur in de jaren vijftig is niet goed bekend. Het KNMI zal meetreeksen in de komende jaren nader op homogeniteit onderzoeken om tot beter inzicht te komen van het realiteitsgehalte van dit soort schommelingen.

Een volgende vraag is of de waargenomen trend en schommelingen vallen binnen de natuurlijke fluctuaties die de reeks kenmerken. In het voorgaande werd op het verband gewezen tussen de geconstateerde langjarige temperatuurschommelingen en schommelingen in de aanvoerrichting van de lucht, zoals bijvoorbeeld veroorzaakt door de Noord-Atlantische Oscillatie. Voor een flink deel is de genoemde 0.7 graad temperatuurstijging hieruit inderdaad te verklaren. Maar zou een recent warm seizoen in het begin van deze eeuw met vergelijkbare aanvoer even warm geworden zijn? Een onderzoek met behulp van een dag-op-dag classificatie

van de weercirculatie laat zien dat in dit opzicht de meeste recente seizoenen bij de rest van de 20<sup>e</sup> eeuw passen, maar dat de zomer van 1995 en de winter van 1998 ongeveer één graad warmer waren dan verwacht had mogen worden op grond van de opgetreden luchtanvoer. Al zijn het maar twee gevallen en al is de test ruw, een afwijking van één graad is vrij groot. Mogelijk was in die twee gevallen sprake van warmere lucht in het brongebied van de luchtsoorten. Dit betekent niet meteen dat dit het gevolg is van de waargenomen wereldwijde temperatuurstijging, want ook de luchttemperatuur in verre brongebieden is beïnvloed door aanvoer van elders en zal dus soms koele, soms warme seizoenen kennen.

Zoals uiteengezet in hoofdstuk 2 middelen de aanvoereffecten zich in de wereldgemiddelde temperatuur grotendeels uit. De stijging in de wereldwijd gemiddelde temperatuur (figuur 16) laat zien dat de aardatmosfeer inderdaad warmer is geworden. Het wordt aannemelijk geacht dat het toenemen van broeikasgasconcentraties merkbaar heeft bijgedragen aan de stijging na 1970, ofschoon de zeer hoge waarden van de afgelopen twee jaren ook deels door El Niño zijn beïnvloed – zie hoofdstuk 3.

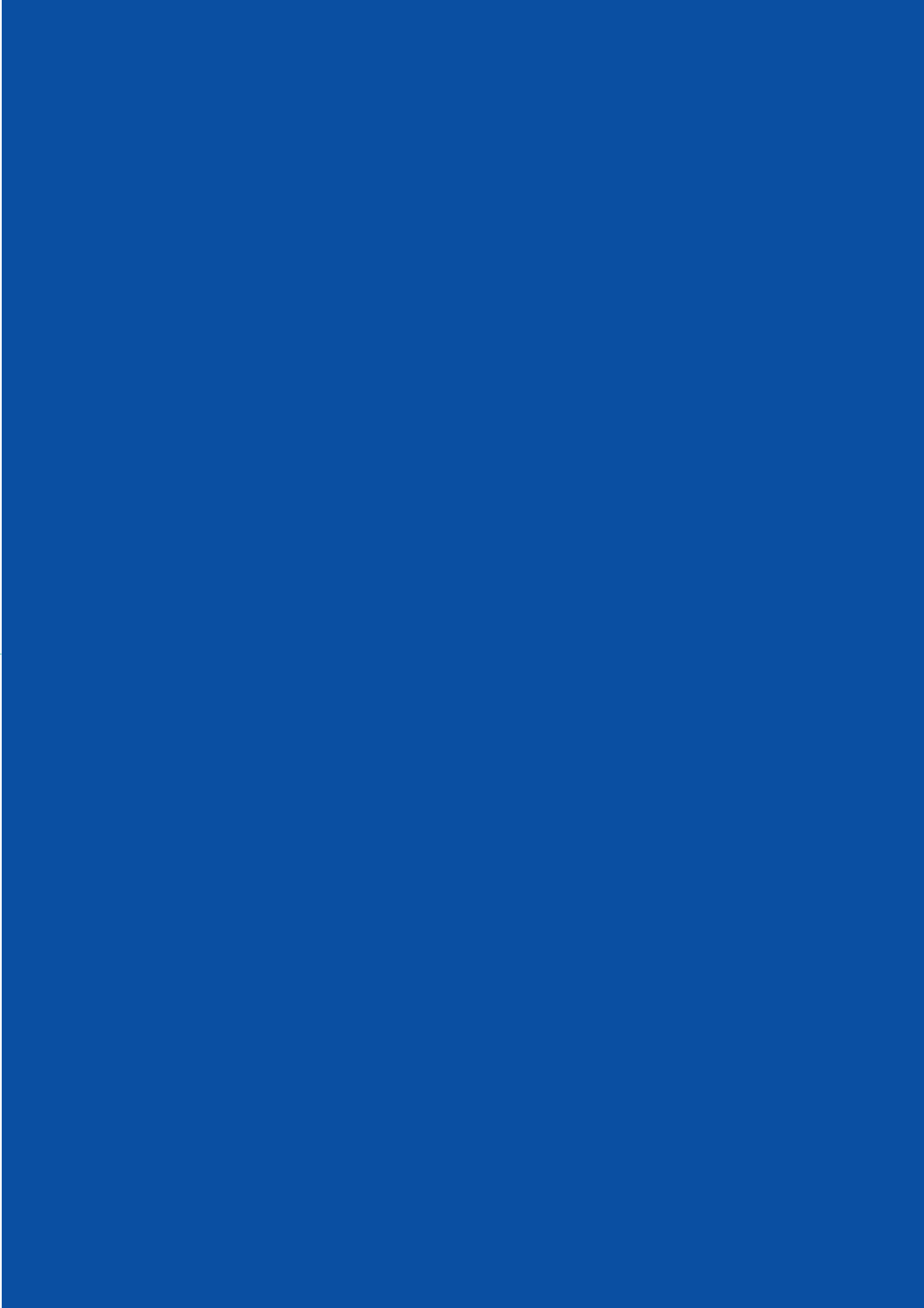
De temperatuurstijging in Nederland is aanzienlijk groter dan die in figuur 16 en kan grotendeels verklaard worden uit veranderingen in atmosferische circulatie. Daarom, en omdat onvoldoende bekend is welk effect de stijgende wereldtemperatuur op de atmosferische circulatie heeft gehad, ontbreekt de wetenschappelijke grond om een verband te leggen tussen de opwarming in Nederland en een deels door het broeikas effect veroorzaakte stijging van de wereldtemperatuur.



Dit laat onverlet dat voor Nederland de laatste twee decennia ongekend warm zijn geweest, vooral in de winters. Een belangrijke oorzaak hiervan is de buitengewone sterkte van de Noord-Atlantische Oscillatie in deze periode. Zoals beschreven in hoofdstuk 2, is dit verschijnsel niet met enige zekerheid toe te schrijven aan het broeikas effect. Hoewel het niet onmogelijk is dat het broeikas effect toch voor een klein deel heeft bijgedragen aan het verschijnsel, moet de warmte van de afgelopen decennia, hoe uitzonderlijk ook, primair worden toegeschreven aan een fluctuatie van natuurlijke aard.

H.R.A. Wessels, T.Brandsma, T.A. Buishand, A.M.G. Klein Tank en G.P.Können

*Figuur 16*  
Wereldgemiddelde jaartemperatuur  
(1880-1998). Zie ook figuur 26.  
(Bron: P.D. Jones, CRU, Norwich)





## 2 De Noord-Atlantische Oscillatie

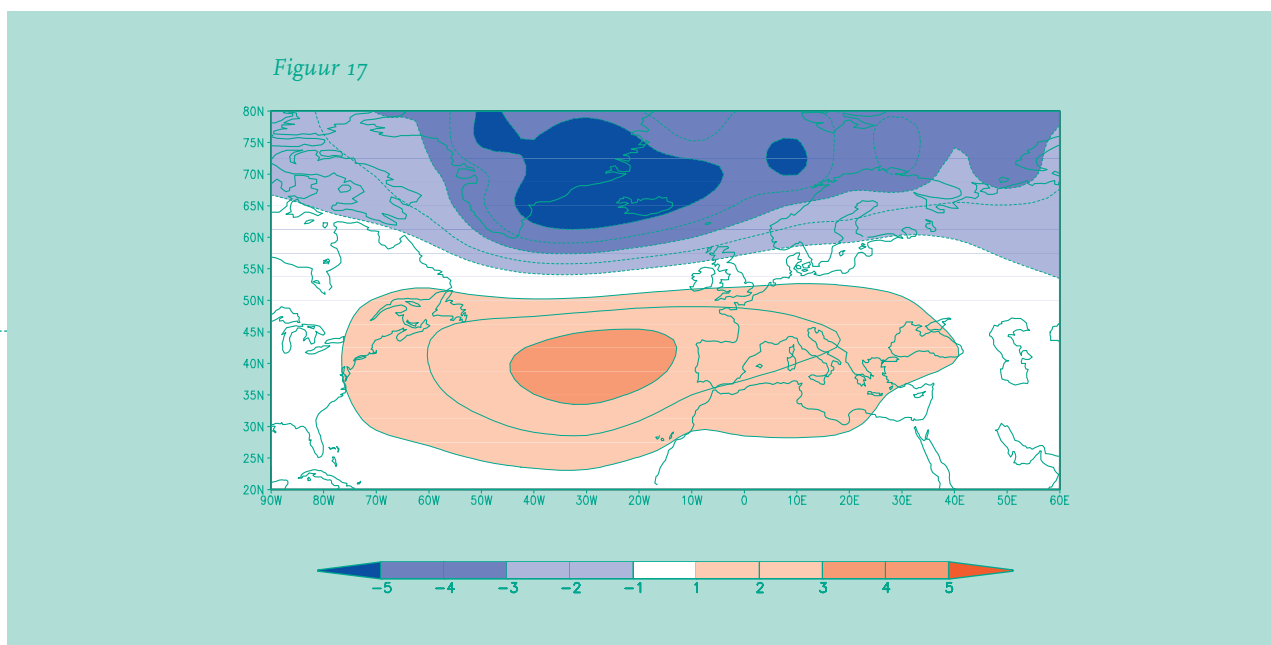
**Patronen van klimaatvariatiës** Vergelijken we de jaar op jaar variaties in de wereldgemiddelde temperatuur, met die in bijvoorbeeld de temperatuurreeks van De Bilt, dan valt het op dat de schommelingen in De Bilt wel tien keer groter zijn. Dit is slechts mogelijk als grote temperatuurschommelingen in De Bilt, door die in andere gebieden worden gecompenseerd. Blijkbaar is de aard van het klimaatsysteem zodanig dat het nooit overal tegelijk te warm of te koud is. Wanneer het in een bepaald gebied warmer is dan normaal, dan zijn er tegelijkertijd gebieden waar het kouder is, waardoor regionale klimaatschommelingen nauwelijks zichtbaar zijn in de mondiaal gemiddelde klimaatvariatiës. Een nadere analyse van de ruimtelijke structuur van variaties in weer en klimaat, leert ons dat deze variaties kunnen worden geclassificeerd in een beperkt aantal patronen, met ieder een specifieke druk-, temperatuur- en windverdeling. Deze patronen vormen de bouwstenen van de atmosferische toestand. In de tijd doen de patronen zich in steeds wisselende samenstelling en sterkte voor, zodat de momentane ruimtelijke verdeling van de druk en temperatuur, die de som is van de aanwezige patronen, steeds weer uniek is.

We kunnen de patronen naar hun ruimtelijke afmetingen en levensduur onderverdelen in twee klassen. In de eerste plaats zijn er de patronen die voor het weer van groot belang zijn. Voorbeelden van deze zogenaamde weersystemen zijn depressies, buien en buiencomplexen, tornado's en orkanen. Ze kenmerken zich door relatief kleine horizontale afmetingen (minder dan duizend kilometer) en een korte levensduur. Tijdens hun kortstondige bestaan verplaatsen weersystemen zich vaak over grote afstanden. Zo ontstaan de depressies, waar we in Nederland mee te maken hebben, in het algemeen boven het oostelijke Amerikaanse continent. Ze trek-

ken in ongeveer twee dagen de Atlantische Oceaan over, terwijl ze steeds actiever worden. Eenmaal boven West-Europa aangekomen, beïnvloeden zij bij ons het weer voor één of twee dagen, nemen vervolgens in intensiteit af, om daarna van de weerkaart te verdwijnen. Een ander, tamelijk berucht, voorbeeld van systemen die het weer in Nederland sterk beïnvloeden, zijn de onweersystemen, die op warme zomerdagen boven Spanje of Noord-Afrika ontstaan en met zuidelijke winden naar ons land worden gevoerd, waar ze gedurende enkele uren voor hevig noodweer kunnen zorgen.

Naast de weersystemen kunnen we op de weerkaart drukpatronen onderscheiden met grotere afmetingen en een veel langere levensduur dan bijvoorbeeld depressies. Deze patronen zijn niet zozeer de feitelijke dragers van het weer, maar ze bepalen wel of, en zo ja in welke mate, de hierboven beschreven weersystemen het weer bij ons kunnen beïnvloeden. Aangezien deze drukpatronen lang in dezelfde toestand kunnen blijven ('persistent' zijn), hebben ze een grote invloed op het gemiddelde weer en zijn soms zó persistent dat ze voor perioden van vele jaren weerscondities veroorzaken die sterk afwijken van het normale weerbeeld.

Langjarige afwijkingen van de normale condities worden klimaatschommelingen genoemd.



*Figuur 17*

Karakteristieke anomalie in het drukpatroon dat behoort bij een positieve fase van de NAO.

De luchtdruk is lager dan normaal bij IJsland en relatief hoog bij de Azoren. Eenheden zijn in mbar. Het patroon komt overeen met een waarde van de NAO index van één.

Het patroon is berekend door de regressie te bepalen tussen de NAO index en de luchtdruk op zeeniveau in de winter (december-maart) voor de periode 1873-1995.

Indien klimaatschommelingen een zeer grote tijdschaal hebben (bijvoorbeeld de tijdschaal van honderdduizend jaar die karakteristiek is voor de afwisseling van glaciële en interglaciële perioden) of een externe oorzaak hebben (bijvoorbeeld het gevolg zijn van een toename in de hoeveelheid kooldioxide door het gebruik van fossiele brandstoffen) spreken we ook wel van klimaatverandering. Het onderscheid tussen klimaatschommeling en klimaatverandering is niet eenduidig gedefinieerd en is dus voornamelijk kwalitatief. In de praktijk leidt het door elkaar gebruiken van de twee begrippen nogal eens voor verwarring.

**De NAO** Een duidelijk herkenbaar patroon dat voor het klimaat van West-Europa van groot belang is, bestaat uit een groot lagedrukgebied met centrum in de buurt van IJsland, dat vergezeld gaat van een groot hogedrukgebied met centrum in de buurt van de Azoren. Tussen beide drukcentra wordt een westelijke stroming in stand gehouden, waarin depressies worden gevormd, die in de winter relatief zachte en vochtige oceaanolucht naar Europa voeren. De sterkte van dit noord-zuid georiënteerde (dipool)patroon in de druk varieert. De fluctuaties, die gepaard gaan met anomalieën in de gemiddelde weerscondi-

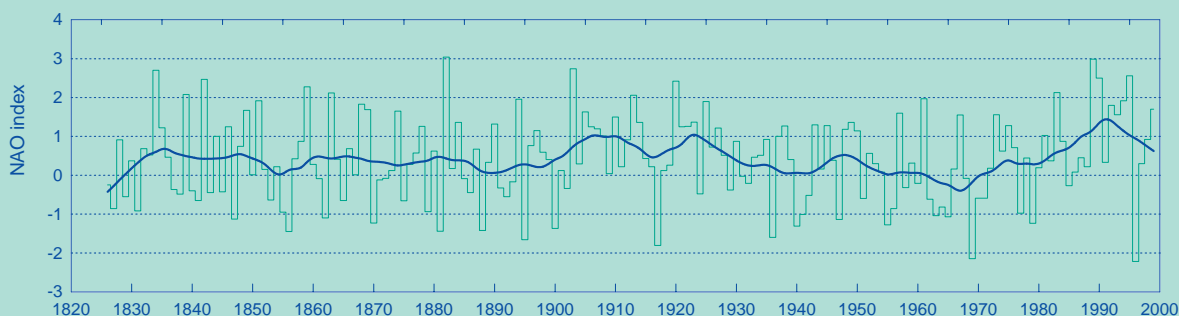
ties in heel West-Europa, doen zich voor op een tijdschaal die varieert van een week tot vele jaren. Klimaatschommelingen in Europa worden voor een belangrijk deel door de waargenomen langjarige afwijkingen in de sterkte van dit drukpatroon veroorzaakt. De Noord-Atlantische Oscillatie (NAO) is de naam van dit, afwijkend van normale, drukpatroon. In [figuur 17](#) is het voor de NAO karakteristieke anomale drukpatroon weergegeven.

*Figuur 18*

Het verloop in de tijd van de wintergemiddelde waarden (december-maart) van de NAO index sinds 1826. De gladde lijn volgt een voortschrijdend 15-jaar gemiddelde. In deze figuur is de NAO index berekend uit het luchtdrukverschil tussen Gibraltar en Reykjavik, omdat deze reeks 40 jaar verder teruggaat dan de in de overige figuren gehanteerde reeks. De verschillen tussen de verschillende in omloop zijnde indices zijn marginaal.

Een eenvoudige maat voor de sterkte van de NAO is de NAO index. Hoewel de NAO index niet eenduidig is gedefinieerd, zijn alle in omloop zijnde definities wel ongeveer gelijkwaardig. We gebruiken als maat voor de sterkte van de NAO het van normaal afwijkende luchtdrukverschil tussen Ponta Delgada op de Azoren en Reykjavik in IJsland. De index wordt bepaald op basis van de wintergemiddelde waarden van de druk in deze stations. Is de index positief (negatief) dan zijn het IJsland lagedrukgebied en het Azoren hogedrukgebied, alsmede de tussen deze drukgebieden in stand gehouden westelijke stroming, sterker (zwakker) dan normaal. [Figuur 18](#) toont het verloop in de tijd van de wintergemiddelde waarde van de NAO index, sinds 1826. Het grillige verloop laat zien dat de index op zowel korte als lange tijdschalen varieert. In de glad verlopende kromme zijn de variaties op korte tijdschalen verwijderd. De meest opvallende kenmerken van deze gladgestreken kromme zijn het overwegend

*Figuur 18*



positieve karakter van de index sinds het begin van de jaren tachtig en de min of meer regelmatige schommelingen op een tijdschaal van ongeveer tien jaar gedurende de afgelopen decennia.

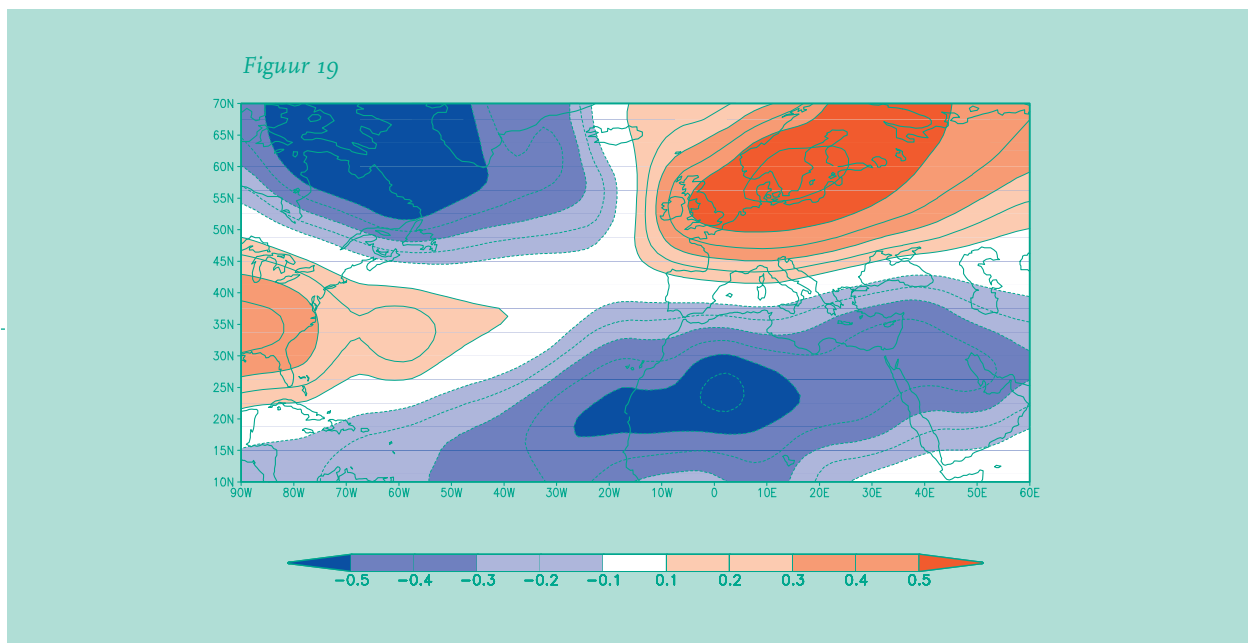
### De invloed van NAO op ons klimaat

Vooral in de winter heeft de NAO grote invloed op het klimaat in West-Europa. Een positieve NAO index is geassocieerd met een sterker dan normale westelijke stroming. Dit betekent dat de invloed van depressies en de in depressies aangevoerde vochtige oceaanlucht op het klimaat van Noordwest-Europa groter wordt. Wanneer de index negatief is wordt de westelijke stroming zwakker en de in deze stroming aanwezige depressies minder actief. Ze volgen een wat zuidelijker koers en hebben dan meer invloed op het weer in Zuid-Europa. Dus wanneer de index langdurig overwegend positief (negatief) is heeft het klimaat in Noordwest-Europa een meer maritiem (continentaal) karakter.



**Figuur 19** toont de correlatie tussen de NAO index en de temperatuur in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het warmer (kouder) dan normaal wanneer de index positief (negatief) is. In de gebieden met negatieve correlatie is de relatie tussen de index en de temperatuur precies omgekeerd. De figuur geeft weer dat bij een positieve NAO index vrijwel heel Europa warmer is dan normaal, terwijl de temperaturen boven een groot deel van de Atlantische Oceaan lager zijn dan normaal. Dit reflecteert de, met een positieve index samenhangende, grotere invloed van de oceaandepressies op het klimaat van de continenten van het noordelijk halfrond. In de sterker dan normale westelijke stroming heeft de aanvoer van relatief warme en vochtige oceaanaanlucht een temperende werking op de wintertemperaturen van het Europese continent, terwijl de aanvoer van de, van het Noord-Amerikaanse continent afkomstige, koude continentale lucht, boven het noordwestelijk deel van de Atlantische Oceaan voor extra afkoeling zorgt.

In Nederland is de temperatuur gemiddeld over alle winters met een positieve NAO index ongeveer 1.5 graden hoger dan het gemiddelde over alle winters met een negatieve waarde van de index, maar in Siberië is de invloed uiteraard zwakker. Een goed beeld van de invloed van de NAO op het klimaat ontstaat pas als we naar de extremen kijken. Vergelijken we de



gemiddelde wintertemperatuur van de vijf winters met de grootste positieve NAO index met die voor de vijf winters met de grootste negatieve index dan is het verschil ongeveer vijf graden, het verschil tussen een zeer zachte en een strenge winter. (Het maximale temperatuurverschil tussen winters is ongeveer acht graden). Omgekeerd kunnen we er zeker van zijn dat een zeer zachte (strenge) winter altijd gepaard gaat met een positieve (negatieve) waarde van de index. Hieruit blijkt hoezeer het karakter van de extreme winters door de waarde van de NAO index wordt bepaald. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintertemperatuur in De Bilt en de wintergemiddelde NAO index bedraagt ongeveer 0.6. In de zomer is de correlatie minder dan 0.1, hetgeen duidelijk maakt dat in de zomer de NAO een zwak patroon van variabiliteit is. Dit blijkt ook uit de vergelijking van de gemiddelde temperatuur voor de vijf zomers met grootste positieve en negatieve waarden van de index. Het verschil is minder dan een graad. Het zomerklimaat wordt gedomineerd door ruimtelijk kleinschaliger drukpatronen, waarvan de zogenoemde atmosferische blokkade het meest dominante patroon is. Hoewel blokkades bij ons eveneens een tamelijk noord-zuid georiënteerde dipoolstructuur bezitten, is de ligging van hoge- en lage drukcentra in een blokkade meestal oostwaarts verschoven ten opzichte van het

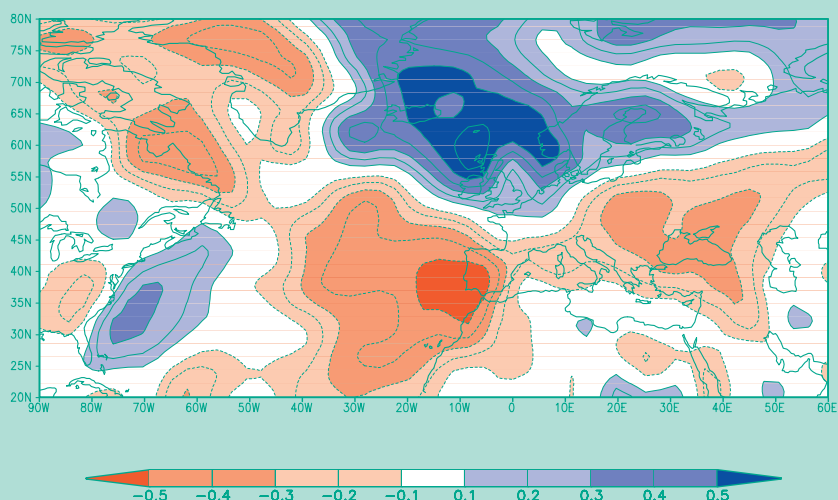
*Figuur 19*  
De correlatie tussen de NAO index en de temperatuur in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied en voor de periode 1865-1994. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het warmer dan normaal wanneer de index positief is.



NAO drukpatroon, zodat de NAO index in het algemeen geen goede indicatie voor de sterkte van de blokkade oplevert. Een verdere bespreking van atmosferische blokkades valt buiten de context van dit hoofdstuk.

De invloed van de NAO op de neerslag in het Atlantisch-Europese gebied is weergegeven in **Figuur 20**. Gemiddeld valt er tijdens een winter met een positieve NAO index meer neerslag dan normaal in IJsland, de Britse Eilanden en Scandinavië en minder dan normaal in Zuid-Europa. Ook hier geldt dat wanneer de index negatief is, het patroon zich omkeert: meer neerslag in het zuiden en minder in het noorden. Nederland ligt hierbij min of meer op het kantelpunt, waardoor er voor Nederland slechts een relatief zwak verband overblijft tussen de sterkte van de NAO en de hoeveelheid neerslag. Desalniettemin viel er in Nederland over de afgelopen 90 jaar in winters met een positieve NAO index gemiddeld 17% meer neerslag dan in winters met een negatieve NAO index. Dit komt overeen met ongeveer 30 millimeter neerslag per winter. Het verschil tussen de vijf extreme positieve en negatieve winters is ongeveer 60%, toch nog een tamelijk dramatisch verschil. In Noord- en Zuid-Europa zijn deze verschillen uiteraard nog veel groter. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintergemiddelde neerslag in Nederland en de wintergemiddelde waarde van de NAO index is ongeveer 0.3. Dit is

*Figuur 20*



aanzienlijk lager dan de correlatie met de wintertemperaturen en uiteraard een gevolg van het feit dat Nederland ongeveer op de scheiding ligt, waar het effect van de NAO op de neerslag van teken omkeert. In de zomer is de correlatie kleiner dan 0.1, een bevestiging van het, al genoemde, geringe effect dat de NAO heeft op het zomerklimaat.

Zoals we gezien hebben heeft de sterkte van de NAO een grote invloed op de intensiteit van depressies en de koers die depressies volgen. Het met depressies samenhangende windveld is in het algemeen krachtig en het is dus niet verbazend dat er een sterk verband is waargenomen tussen de NAO index en de gemiddelde windsterkte, waarbij een positieve NAO index voor Nederland resulteert in een hogere gemiddelde windsnelheid. In Nederland is de windsnelheid gemiddeld over alle winters met een positieve NAO index ongeveer 15% hoger dan het gemiddelde over alle winters met een negatieve index. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintergemiddelde windsnelheid in Nederland en de NAO index is 0.55. In de zomer is de correlatie opnieuw verwaarloosbaar klein.

*Figuur 20*

De correlatie tussen de NAO index en de neerslag (minus de verdamping) in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied en voor de periode 1979-1993. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het natter dan normaal wanneer de index positief is.



In de periode sinds 1988 kenmerkten alle winters, met 1996 als prominente uitzondering, zich door een positieve NAO. In overeenstemming met het hierboven geschetste beeld tonen de figuren 2 en 11 dat de winters van die periode gemiddeld zacht en neerslagrijk waren, terwijl de winter van 1996 juist koud en droog was.

**Onderzoek naar de variabiliteit in de NAO index** Zoals gezegd varieert de NAO index op een tijdschaal van een week tot vele tientallen jaren. Met name de sterke toename in de index gedurende de laatste twintig jaar, alsmede de in het oog springende tamelijk regelmatige schommelingen op een tijdschaal van ongeveer tien jaar, hebben recent de aandacht van klimaatdeskundigen getrokken. Het is natuurlijk verleidelijk om de recente sterke toename meteen in verband te brengen met de waargenomen toename in de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer, maar zo eenvoudig ligt het niet. Voordat zo'n conclusie met enige stelligheid kan worden getrokken moeten de mechanismen achter de NAO eerst goed begrepen zijn.

Het klimaatsysteem is echter geen laboratorium, waarin reproduceerbare experimenten kunnen worden gedaan. Om inzicht te verwerven in de aard van het systeem zijn daarom computermodellen van het klimaatsysteem ontwikkeld. Deze zogenaamde klimaatmodellen zijn gebaseerd op de natuurkundige wetmatigheden zoals die ten grondslag liggen aan het klimaat. Deze wetmatigheden kunnen worden geformuleerd in complexe wiskundige vergelijkingen, die de ontwikkeling in de tijd van het klimaat beschrijven. Met behulp van een computer en na het aanbrengen van talloze vereenvoudigingen kunnen deze vergelijkingen worden opgelost. Een computersimulatie van het klimaat is voor de klimaatwetenschappers wat een laboratoriumexperiment is voor de natuurkundige. In een computersimulatie kunnen geïdealiseerde condities worden gecreëerd, die zich in werkelijkheid niet voordoen, maar wel tot inzicht leiden in de aard van het systeem. Veel van wat we nu menen te begrijpen van het klimaatsysteem is gebaseerd op simulaties met klimaatmodellen. Deze simulaties worden ook wel numerieke experimenten genoemd.

Er zijn inmiddels vele numerieke experimenten gedaan om de oorzaken van de waargenomen variabiliteit in de NAO index te achterhalen. Hierbij is het natuurlijk steeds van groot belang dat de resultaten van die modellen kloppen met de waarnemingen. Helaas is het aantal vastgelegde waarnemingen waarover we beschikken meestal onvoldoende om een goed beeld te verschaffen van wat zich precies afspeelt. Met name de variabiliteit in de oceanen kan volstrekt ontoereikend in kaart worden gebracht met het waarnemingsbestand dat thans beschikbaar is, terwijl de rol van de oceanen in het klimaatsysteem waarschijnlijk belangrijk is. Satellietwaarnemingen kunnen deze leemte slechts gedeeltelijk opvullen. Metingen die ter plekke worden gedaan blijven daarom van cruciaal belang, maar zijn erg duur en moeilijk te coördineren. Hiervoor is samenwerking in internationale meetprogramma's absoluut noodzakelijk.

Een bijkomend probleem is dat de meetreeksen waarover we beschikken vaak veel te kort zijn, maximaal enkele honderden jaren maar meestal slechts enkele tientallen jaren, om statistisch betrouwbare uitspraken te kunnen doen over de aard van klimaatvariabiliteit op tijdschalen langer dan tien jaar. De enige manier om dit op te lossen is gebruik te maken van indirecte informatie over de toestand van het klimaatsysteem in het verleden, zoals die afgeleid kan worden uit gegevens van boomringen, pollen, sedimentafzettingen en boorkernen uit de continentale ijskappen. Het is verheugend dat historische klimaatreconstructie met behulp van deze zogenaamde 'paleogegevens' thans met grote voortvarendheid overal in de wereld wordt aangepakt. In Nederland wordt op diverse instituten een bijdrage geleverd aan de reconstructie van aspecten van het historische klimaat met behulp van paleogegevens. Gehoopt mag worden dat met behulp van de informatie die uit paleogegevens kan worden afgeleid, de langzame en grootschalige patronen van klimaatvariabiliteit, zoals die zich in het verleden hebben voorgedaan, met enige nauwkeurigheid kunnen worden gereconstrueerd.

Uit het begrip van de NAO, dat we tot nu toe hebben verkregen uit numerieke experimenten en waarnemingen, rijst een tamelijk gevarieerd beeld aan mogelijke oorzaken van de waargenomen NAO-variabiliteit op.

**Natuurlijke variabiliteit van de atmosfeer** Allereerst blijkt NAO-variabiliteit voort te komen uit de intrinsieke eigenschappen van de atmosfeer als een dynamisch systeem en wordt veroorzaakt door het grillige ofwel instabiele karakter van de atmosferische circulatie, waar het onregelmatig voorkomen van weersystemen een afspiegeling van is. Deze grilligheid speelt zich in principe af op een tijdschaal van een dag tot een week, maar leidt uiteindelijk ook tot klimaatschommelingen op tijdschalen van jaren tot decennia. De invloed van deze z.g. natuurlijke variaties (ook wel 'klimaatruis' genoemd) op de variabiliteit van de NAO is o.a. onderzocht op het KNMI. Een eerste, tamelijk globale, beschouwing van de waargenomen variaties in de NAO index laat zien dat deze variaties van dezelfde orde van grootte zijn als de variaties zoals die worden gesimuleerd met een klimaatmodel, dat uitsluitend bestaat uit een atmosferische component en waarin bovendien alle mogelijke externe oorzaken zijn geëlimineerd. Het kan dus niet worden uitgesloten dat waargenomen variaties, zelfs de uitschieters van de laatste tien jaar, voor een niet onaanzienlijk deel moeten worden toegeschreven aan natuurlijke atmosferische fluctuaties. Dit betekent niet dat nu al de conclusie kan worden getrokken dat andere invloeden, zoals de rol van de oceanen, verwaarloosbaar klein zijn. Echter om invloeden te kunnen vaststellen die extern zijn met betrekking tot de atmosfeer, is het nodig dat het effect van die invloeden zó groot is, dat het met statistische analysemethoden kan worden onderscheiden van de atmosferische ruis en dat is met de relatief korte meetreeksen waarover we beschikken nog niet het geval.

**Versterken de oceanen de NAO?** De oceanen hebben grote invloed op het klimaatstelsel. In de zomer nemen ze warmte op van de atmosfeer, die ze in de winter weer afgeven. Zo hebben ze dus door de capaciteit om grote hoeveelheden warmte tijdelijk op te slaan, in zomer en winter een temperende werking op de mondiale temperatuur in de atmosfeer. Ook de klimatologisch gemiddelde drukverdeling en de met de drukcentra geassocieerde neerslagzones worden mede bepaald door de oceanen. Het lijkt dus voor de hand te liggen dat de oceanen een significante invloed hebben op de patronen van klimaatvariabiliteit, zoals de NAO.

---

Recent onderzoek heeft aangetoond dat de waargenomen variabiliteit van het atmosferisch NAO patroon, op de tijdschalen van ongeveer tien jaar, in de winter samengaat met een karakteristiek patroon van temperatuur-anomalieën in het oppervlaktewater van de noordelijke Atlantische Oceaan. Deze samenhang is recent het onderwerp van talloze onderzoeken geweest. In de winter wordt het oppervlaktewater van het westelijk deel van de Atlantische Oceaan sterk afgekoeld door het transport van koude continentale lucht dat afkomstig is van het Noord-Amerikaanse continent. De mate waarin dit in een bepaalde winter gebeurt blijkt sterk afhankelijk te zijn van het teken en de sterkte van de NAO. De NAO veroorzaakt dus anomalieën in de oppervlaktetemperatuur van de oceaan. Als de NAO index positief (negatief) is, is dit transport van continentale lucht groter (kleiner) dan normaal, resulterend in meer (minder) afkoeling van het oceaanwater.

De anomalieën in de oceaantemperatuur die op deze manier aan de oostkant van het Noord-Amerikaanse continent ontstaan, worden in de Golfstroom voor een deel naar het noorden getransporteerd en tien jaar later teruggevonden in de Noorse Zee. Een klein deel recirculeert waarschijnlijk in de grote subtropische oceaanwervel en keert na ongeveer tien jaar terug op de oorspronkelijke positie. De oceaan gedraagt zich hier dus als een reservoir van informatie, die op een eerder tijdstip vanuit de atmosfeer er in is opgeslagen.

Dat de samenhang tussen de NAO en de oceaantemperaturen alleen in de winter wordt waargenomen heeft te maken met het feit dat het NAO patroon in de zomer zwak is, maar ook met de eigenschappen van het water in de bovenste paar honderd meter (de 'menglaag') van de oceaan. In de winter is deze laag instabiel, doordat de koude atmosferische lucht het water aan het oppervlak afkoelt en wordt zodoende goed gemengd over een diepte van enkele honderden meters. Dit betekent dat, door de atmosfeer veroorzaakte, temperatuur-anomalieën aan het oppervlak van de oceaan, in de winter over een tamelijk dikke laag worden gemengd. De hiermee samenhangende hoeveelheid warmte die in de oceaan kan worden opgeslagen is tamelijk

groot en zorgt er ook voor dat de anomalieën zo lang kunnen overleven. In de zomer wordt de menglaag stabiel. Verticale menging van water in de menglaag wordt onderdrukt en de oppervlaktetemperatuur in de oceaan neemt ongeveer de gemiddelde waarde van de lucht er direct boven aan. De temperatuur-anomalie die in de winter was gevormd bestaat nog steeds in de laag eronder, maar manifesteert zich niet meer aan het oppervlak en kan zodoende ook geen invloed meer uitoefenen op de atmosferische circulatie. Deze anomalie is nu afgeschermd van atmosferische invloeden en wordt met de oceaanstroming in noordoostelijke richting getransporteerd. In de herfst begint het oppervlak weer af te koelen, neemt de verticale menging van water weer toe en kan de nog steeds bestaande temperatuur-anomalie zich weer manifesteren aan het oppervlak.

De atmosferische NAO heeft dus grote invloed op de oppervlaktetemperatuur van de oceaan. Omgekeerd is het effect dat de anomale oceaantemperaturen hebben op de atmosferische patronen van variabiliteit veel minder duidelijk. In dit verband rijst de vraag op of de temperatuur-anomalieën in de oceaan die in een bepaalde winter door de NAO worden opgewekt, er voor zorgen dat het NAO patroon zich kan handhaven en eventueel zelfs versterken. Een andere relevante vraag is of de gerecirculeerde (zwakke) temperatuur-anomalieën van het oppervlaktewater die na iets meer dan tien jaar op de oorspronkelijke positie terugkeren een zodanige invloed op de atmosfeer kunnen uitoefenen, dat de NAO opnieuw wordt aangeslagen, waardoor de gerecirculeerde temperatuur-anomalieën in de oceaan kunnen worden versterkt en het proces zich kan herhalen. Als dit het geval is spreken we van instabiele atmosfeer-oceaan interactie en moet de invloed van de oceaan op de NAO en dus op de variabiliteit van het Europese klimaat cruciaal zijn. De waarnemingen, alsmede de numerieke experimenten met klimaatmodellen geven op dit punt nog geen uitsluitsel. De resultaten van deze numerieke experimenten zijn verwarrend en spreken elkaar zelfs gedeeltelijk tegen. De meeste numerieke experimenten, waarbij de invloed van de temperatuur van de oceaan op de NAO index is onderzocht, geven geen duidelijke of een zwakke invloed. Echter in een recent numeriek experiment met het atmosferische klimaatmodel van het Hadley Centre in Engeland, werden de in het verleden waargenomen fluctuaties van de NAO index op de tijdschalen van ongeveer tien jaar in redelijke benadering gereproduceerd, wanneer het model werd gevoed met de in het verleden waargenomen temperatuurverdeling in de Atlantische Oceaan. Hier moet aan worden toegevoegd dat dit resultaat niet kon worden gereproduceerd met iets andere versies van hetzelfde klimaatmodel. Het is denkbaar dat het effect van de oceaan op de atmosfeer afhankelijk is van subtiele details in de toestand van het klimaatsysteem op een bepaald moment. De voorlopige conclusie, die thans op basis van de beschikbare informatie kan worden getrokken, is, dat voor de verklaring van de waargenomen variaties in de NAO index op tijdschalen korter dan ongeveer tien jaar, de oceaan geen cruciale rol speelt, ofschoon het die variabiliteit wel iets lijkt te versterken. Dit betekent dat de, wellicht enigszins voorspelbare evolutie van de temperatuur-anomalieën in de oceaan over perioden van ongeveer tien jaar, waarschijnlijk toch maar weinig perspectief biedt op de mogelijkheden voor een verwachting van de gemiddelde weerscondities voor enkele jaren vooruit voor de West-Europese regio. Deze conclusie is zeer voorlopig en heeft slechts betrekking op de waargenomen tienjarige fluctuaties. Op de langere tijdschalen kan de diepere oceaancirculatie nog steeds een rol spelen. Hierover is nog heel weinig bekend, mede omdat we, zoals gezegd, niet over de waarnemingen beschikken om de resultaten van numerieke experimenten met klimaatmodellen aan te toetsen.

**NAO en El Niño** Ofschoon de temperatuur-anomalieën in de oceanen van de gematigde breedten een tamelijk kleine invloed lijken te hebben op de wereldwijde atmosferische circulatie, blijkt de invloed van de tropische oceanen, met name de tropische Stille Oceaan, wel groot. In de tropen treedt instabiele oceaan-atmosfeer interactie op en hieraan dankt o.a. het El Niño verschijnsel zijn bestaan. El Niño wordt in hoofdstuk 3 behandeld. Hier kunnen we ons de vraag stellen wat de invloed is van El Niño op de variabiliteit in het NAO patroon. Statistische analyses van waarnemingen en experimenten met klimaatmodellen laten zien dat El Niño het klimaat in grote delen van de wereld beïnvloedt voor perioden van

één tot enkele jaren. Op de gematigde breedten van het noordelijk halfrond is deze invloed groot op het Noord-Amerikaanse continent, maar bij ons tamelijk gering.

Het directe effect van El Niño op de NAO is klein. Toch heeft de tropische Stille Oceaan wel enige invloed. De resultaten van een recente data analyse op het KNMI laten zien dat er een statistisch verband bestaat tussen de neerslag op gematigde breedte in West-Europa en de oppervlaktetemperaturen in het westelijk deel van de tropische Stille Oceaan, ter hoogte van Indonesië (zie hoofdstuk 3). Dit verband is om nog onduidelijke redenen het sterkst in het voorjaar. Het hangt samen met een wereldwijd drukpatroon dat in het westelijk deel van de tropische Stille Oceaan begint en boven de Atlantische Oceaan, hoewel daar zeer zwak, een gelijksoortig noord-zuid dipoolpatroon oplevert als de NAO. De waargenomen centra van hoge en lage druk blijken oostelijker te liggen dan de drukcentra van de NAO en lijken meer overeenkomst te vertonen met atmosferische blokkades. Resultaten van numerieke experimenten met atmosferische modellen laten echter zien dat anomalieën in het tropische oceaanwater ter hoogte van Indonesië wel degelijk invloed op de NAO zouden kunnen uitoefenen. Deze modelresultaten blijken sterk afhankelijk van de precieze locatie van het warme oceaanwater. Het is intrigerend dat de atmosfeer uiterst gevoelig zou kunnen reageren op relatief kleine verstoringen in een beperkt aantal geografisch gefixeerde locaties. Indien reëel, dan kan deze eigenschap ook een nieuw licht werpen op de effecten van toenemende broeikasgasconcentraties op het klimaat, omdat de resultaten suggereren dat verstoringen in de stralingsforcering als gevolg van het toenemende broeikaseffect, vooral vanuit deze ‘gevoelige’ gebieden het klimaat over grote gebieden kunnen beïnvloeden.

**NAO en het broeikaseffect** Dit brengt ons bij de laatste sectie van dit hoofdstuk over klimaatvariabiliteit die samenhangt met het voor Europa zo belangrijke NAO patroon. Hier stellen we de vraag aan de orde hoe de patronen van klimaatvariabiliteit gaan veranderen in een toekomstig klimaat met een versterkt broeikaseffect. We zullen ons hierbij opnieuw beperken tot de NAO. Echter veel van wat hierover wordt gezegd geldt mogelijk ook voor de andere belangrijke atmosferische patronen van variabiliteit.

Het effect van een toename in de concentratie van broeikasgassen op het klimaat kan zich op verschillende manieren manifesteren. Allereerst is er een direct effect op het stralingsevenwicht. Hierdoor zal het in eerste instantie overal op aarde wat warmer worden. Wel is de sterkte van de stijging afhankelijk van lokale omstandigheden en zal waarschijnlijk bij de polen het sterkst zijn. Een onzekere factor wordt gevormd door de in de atmosfeer aanwezige bewolking. Bewolking heeft een groot effect op de stralingsbalans. Het is echter niet bekend hoe bewolking zal veranderen bij een toename in de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer. Dit is een uiterst complex probleem dat nog lang niet is opgelost. Voorlopig wordt er in de modellen vanuit gegaan dat het netto effect van veranderingen in bewolking op de temperatuur gering is. Het valt buiten de context van dit hoofdstuk om hier verder op in te gaan.

Veranderingen in de stralingshuishouding van de aarde kunnen ook een effect hebben op de atmosferische luchtstroming. Dit wordt primair veroorzaakt doordat het temperatuurverschil tussen de polen en de evenaar iets zal veranderen. Het is dit temperatuurverschil dat de brandstof levert voor de atmosferische luchtstromingen. Een tweede oorzaak van veranderingen wordt gevormd door het feit dat de atmosfeer vooral lijkt te reageren op stralingsverstoringen in de, hierboven genoemde, ‘gevoelige’ gebieden. Deze lokale gebieden kunnen als bron gaan fungeren van waaruit de patronen van variabiliteit op enigerlei wijze worden beïnvloed. Als de vorm en/of de intensiteit van de dominante patronen van variabiliteit verandert heeft dit een groot effect op de lokale klimaten in grote delen van de wereld. Het effect op de mondiaal gemiddelde temperatuur kan echter nog steeds tamelijk klein zijn, zoals aan het begin van dit hoofdstuk is besproken.

De tijdreeks van de NAO index laat een vrijwel onafgebroken stijgende trend zien vanaf het begin van de jaren zestig. Sinds het begin van de waarnemingen in 1826, is er niet eerder een periode geweest met zo sterk positieve waarden als in de afgelopen twee decennia. Niettemin

kan op basis van deze waarnemingen alleen de stijging niet met enige zekerheid worden toegeschreven aan de temperatuurstijging van de 20<sup>e</sup> eeuw dan wel aan het broeikaseffect. Op dit moment ontbreekt een plausibel mechanisme om verband te leggen tussen de zeer hoge indexwaarden en de toch maar geringe klimaatverandering van de 20<sup>e</sup> eeuw. Ofschoon de mogelijkheid open blijft dat het broeikaseffect voor een klein deel heeft bijgedragen tot de recente hoge indexwaarden, moet volgens de huidige inzichten het verschijnsel primair worden beschouwd als een gevolg van een natuurlijke fluctuatie.

Wat suggereren de voorspelexperimenten die met de klimaatmodellen zijn gedaan? Het in 1996 verschenen tweede IPCC rapport geeft een overzicht van de resultaten van acht modellen. Met ieder van de modellen is een identieke simulatie gedaan, waarbij de CO<sub>2</sub> hoeveelheid met 1% per jaar toenam tot een verdubbeling van de huidige concentratie werd bereikt na ongeveer 70 jaar. Hoewel de modellen voor de effecten op de mondiaal gemiddelde temperatuur ongeveer dezelfde resultaten geven, lopen die voor de effecten op de grote continentale klimaatzones tamelijk sterk uiteen. Voor Noord-Europa bijvoorbeeld wordt een toename in de temperatuur voorspeld die kan variëren van één tot vijf graden, terwijl de toename in de neerslaghoeveelheid varieert van nul procent tot ongeveer 20 procent. In andere delen van de wereld lopen de resultaten zelfs nog verder uiteen. Het IPCC heeft niet direct naar de NAO index gekeken. Recente experimenten met twee klimaatmodellen van het Max-Planck Instituut (MPI) voor Meteorologie in Hamburg geven aan dat de index positiever zal worden. Anderzijds laat een analyse van modelresultaten van het Hadley Centre in Engeland een afnemende NAO index zien.

In een recente publicatie is enig licht geworpen op de aard van regionale klimaatverandering. In dit artikel wordt de hypothese verdedigd dat de toenemende broeikasgasconcentraties in de atmosfeer de structuur van de dominante patronen van variabiliteit, zoals de NAO, niet wezenlijk zal beïnvloeden. Wel zal de sterkte en de persistentie van de verschillende patronen onderling veranderen. De mate waarin dit in de modellen gebeurt lijkt gevoelig afhankelijk te zijn van subtiele details, waarbij ook kleine model-onnauwkeurigheden het resultaat kunnen beïnvloeden. Zodoende is het moeilijk om een nauwkeurige schatting te maken van de veranderingen in het voorkomen van de patronen en dus van de lokale klimaatveranderingen die het gevolg zijn van toenemende concentraties broeikasgassen in de atmosfeer.

Wat is de rol van de oceanen in een, door het broeikaseffect, veranderend klimaat? Hierover is nog vrijwel niets met enige zekerheid bekend. Recente simulaties met klimaatmodellen laten zien dat de zogeheten thermohaliene circulatie en de er mee geassocieerde Golfstroom in de Atlantische Oceaan substantieel zouden kunnen verzwakken. Deze Golfstroom speelt een belangrijke rol in de energiehuishouding van het klimaatsysteem en verzorgt een groot deel van het warmtetransport van de evenaar naar de polen. Dit modelresultaat is nog onzeker, mede ook omdat het niet aan waarnemingen kan worden getoetst. Ook is niet bekend wat het eventuele effect op de NAO zal zijn. Wel is zeker dat een zwakker wordende Golfstroom, de voorspelde toename in de temperatuur van West-Europa zal tegenwerken en zelfs tijdelijk kan resulteren in netto afkoeling.

**Wat staat ons te wachten?** Wat kunnen we met betrekking tot de NAO index de komende tien jaar verwachten? Hoewel het niet onmogelijk is dat de huidige hoge waarden van de index voor een klein deel zijn veroorzaakt door het CO<sub>2</sub> effect, laat dit het overgrote deel van het verschijnsel onverklaard. Het meest aannemelijke is om de afwijkende waarden van de afgelopen twee decennia primair te beschouwen als een gevolg van een natuurlijke klimaatfluctuatie. Hiervan uitgaande mag worden verwacht dat de index op termijn weer lager zal worden, en dat daarmee de wintertemperaturen naar een lager peil dalen dan dat van de laatste twee decennia. Wat er daarna zal gebeuren is onduidelijk. De modelexperimenten van het Max-Planck Instituut, die aangeven dat er een invloed van het broeikaseffect op de NAO bestaat, berekenen dat het CO<sub>2</sub> effect op de NAO pas voorbij het jaar 2010 sterk genoeg zal zijn om het te kunnen onderscheiden van de natuurlijke variabiliteit. Hoe de NAO index dan zal veranderen is ook onduidelijk. Verschillende modellen laten tegengestelde resultaten zien.

Mocht het Duitse model gelijk hebben en aangenomen dat er zich geen dramatische ontwikkelingen zullen voordoen in de Golfstroom, dan zou de NAO index in de loop van de 21<sup>e</sup> eeuw een positieve trend laten zien. Indien dit gebeurt zal het effect op het winterklimaat van West-Europa substantieel zijn door een toename van het maritieme karakter, d.w.z. een toename in aantal van zachte en tamelijk natte winters.

J.D. Opsteegh en J.J. Beersma





## 3 El Niño en La Niña

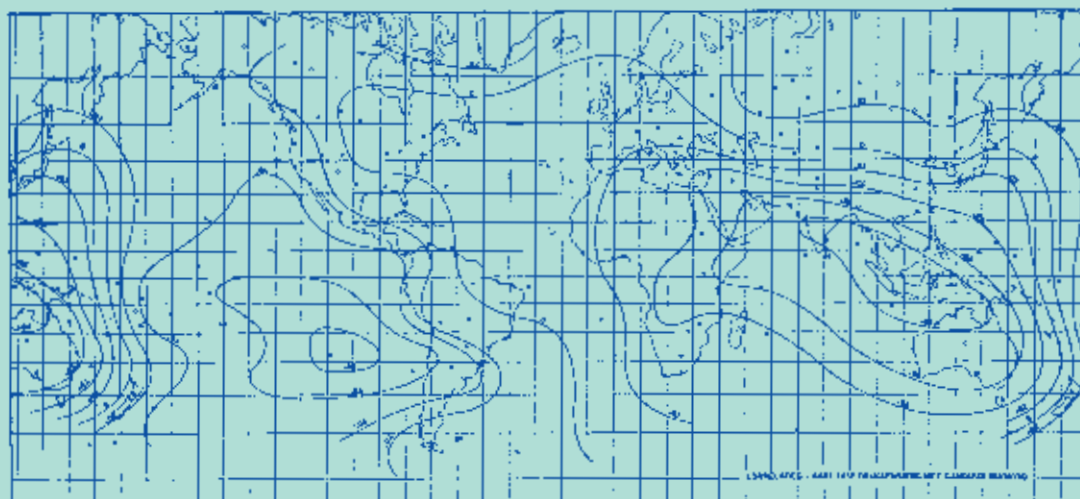
**El Niño en de Zuidelijke Oscillatie** Al eeuwen is 'El Niño' aan de kust van Ecuador en Peru de naam voor plotselinge opwarmingen van het zeewater. Oorspronkelijk verwees de term naar de opwarming die elk jaar rond Kerstmis optreedt — El Niño betekent '(Kerst)jonge' en kreeg zijn naam van vissers in Peru die geen vis meer vangen als het voedselrijke en visrijke koude water daar verdwijnt. Geleidelijk verschoof de betekenis, en werden met 'El Niño's' alleen lange periodes van buitengewoon grote opwarming aangeduid. In die periodes, die zich onregelmatig om de paar jaar voordoen, verandert ook het weer: het stortregent in de normaal gortdroge kustwoestijn, waardoor deze tot bloei komt. Deze jaren staan dan ook bekend als 'años de abundancia': jaren van overvloed voor de boeren. De regens zorgen echter ook voor enorme erosie en overstromingen, die ontwrichtend werken op de samenleving.

Pas in de jaren vijftig werd duidelijk dat het gebied met warm water zich niet beperkt tot de zee langs de kust van Zuid-Amerika. In een strook langs de evenaar, waar het zeewater normaal relatief koel is, kan de opwarming zich over zo'n tienduizend kilometer uitstrekken: dus tot meer dan halverwege de Stille Oceaan, richting Indonesië. Een tegenwoordig veelgebruikte maat voor de sterkte van El Niño is de NINO<sub>3</sub> index, dit is de afwijking van de zeewatertemperatuur in °C ten opzichte van normaal voor de tijd van het jaar, gemiddeld over een groot gebied langs de evenaar (van 5° ZB tot 5° NB en van 90° WL tot 150° WL).

Rond de tropische Stille Oceaan komen niet alleen in de zeewatertemperatuur grote verschillen voor van jaar tot jaar, maar ook in het weer zijn er onregelmatige grote langdurige variaties. Dit laatste verschijnsel staat sinds 75 jaar bekend als de Zuidelijke Oscillatie. De Zuidelijke

Oscillatie is het meest opvallende patroon van interjaarlijkse klimaatvariaties op aarde en beïnvloedt het weer tot ver buiten de tropische Stille Oceaan. Al in 1897 merkte H.H. Hildebrandsson op dat luchtdrukafwijkingen in Sydney en Buenos Aires meestal het tegengestelde teken hebben. Later werd duidelijk dat dit verband een onderdeel was van een heel grootschalig patroon in het weer: is de luchtdruk bijvoorbeeld hoger dan normaal aan de westelijke kant van de Stille Oceaan, dan is de luchtdruk aan de oostkant vaak juist lager dan normaal. In de jaren twintig van deze eeuw werd de Zuidelijke Oscillatie uitvoerig bestudeerd door Sir Gilbert Walker, die het verschijnsel ook zijn naam gaf. Walker bekeek luchtdrukpatronen omdat die relatief eenvoudig te bepalen zijn en samenhangen met andere aspecten van het weer, zoals regen. Hij hoopte er ooit voorspellingen mee te kunnen doen voor extreme droogtes in India, zoals die zich bijvoorbeeld in 1877 en 1899 hadden voorgedaan. Indien de Zuidelijke Oscillatie enkele maanden vooruit te voorspellen zou zijn, dan zou dat de mogelijkheid openen voor weersvoorspellingen over een gelijke termijn. Pas de laatste jaren lijkt deze droom werkelijkheid te worden, zoals we verderop zullen zien.

*Figuur 21*



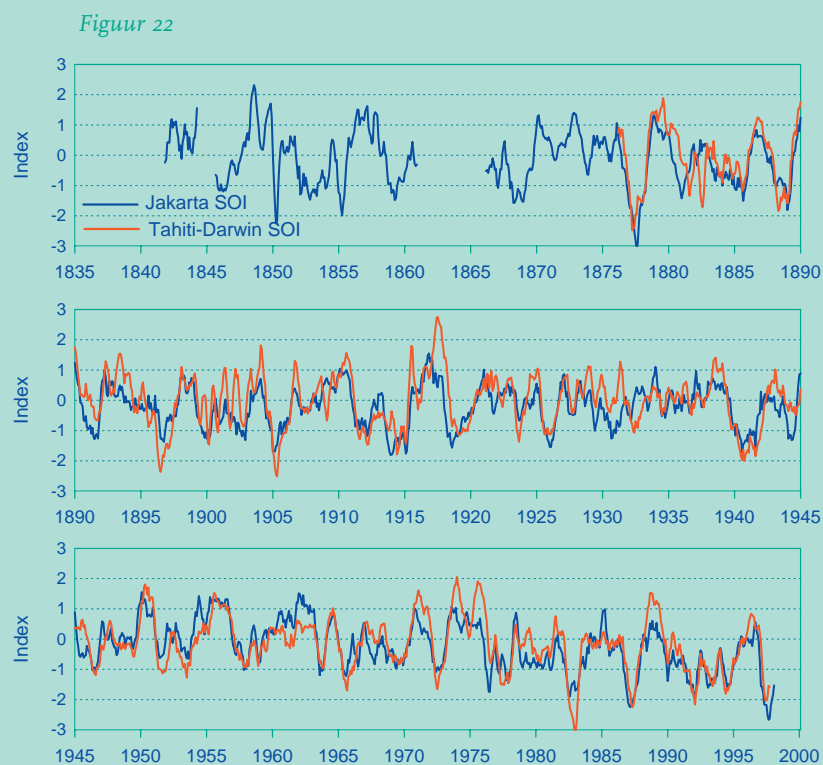
De Zuidelijke Oscillatie is goed te zien in [figuur 21](#), die de samenhang geeft tussen de luchtdruk in Jakarta en de luchtdruk elders op de wereld. De luchtdruk varieert in een gebied dat loopt van Australië tot in India en Oost-Afrika met hetzelfde teken als in Jakarta, en in de oostelijke Stille Oceaan en een deel van Zuid-Amerika met het tegenovergestelde teken als in Jakarta. De figuur is ontleend aan een studie uit 1957 van de KNMI'er Hendrik Berlage, die veel onderzoek heeft gedaan naar de Zuidelijke Oscillatie. Ondermeer beschreef hij het verband tussen de Zuidelijke Oscillatie en droogte in de droge tijd op Java.

*Figuur 21*  
Correlaties van jaarlijkse  
luchtdrukafwijkingen met  
luchtdrukafwijkingen in Jakarta,  
zoals gepubliceerd door H. Berlage  
in 1957.

Een veel gebruikte maat voor de sterkte van de Zuidelijke Oscillatie is de Tahiti-Darwin SOI (Southern Oscillation Index), het gestandaardiseerde maandgemiddelde luchtdrukverschil tussen Tahiti (Polynesië) en Darwin (Australië). Directe waarnemingen van deze grootheid gaan terug

tot 1876. Onlangs heeft het KNMI het initiatief genomen om terug te gaan tot 1841 met drukgegevens van Jakarta. Deze hangen sterk samen met die van Darwin, en dus ook met de Tahiti-Darwin SOI; zie [figuur 22](#).

**Eén systeem: ENSO** Het werd in de jaren vijftig duidelijk dat El Niño en de Zuidelijke Oscillatie met elkaar te maken hebben: gedurende een El Niño is de SOI laag. Toch duurde het tot het eind van de jaren zestig voordat het oorzakelijke verband werd verklaard. Laten we om dit verband proberen te begrijpen uitgaan van de normale, gemiddelde toestand van de tropische Stille Oceaan. Die oceaan heeft een sterk gelaagd opbouw: bovenop het koude diepzeewater ligt een warm laagje oppervlaktewater van gemiddeld honderd meter dikte. De overgang tussen deze twee lagen is vrij abrupt. Normaal waait over de oceaan een oostelijke passaatwind die het warme oppervlaktewater vanaf Amerika in de richting van Azië opstuwt, waarbij in het oosten langs de evenaar en ook langs de kust van Zuid-Amerika koud water uit de diepzee naar boven komt, een proces dat ‘opwellen’ wordt genoemd. Door de



*Figuur 22*  
Twee indices voor ENSO, de Jakarta en de Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index (SOI), over de periode 1841-1998, beide gladgestreken met een 5-maands lopend gemiddelde. De Jakarta gegevens zijn getraceerd door het KNMI en de Tahiti-Darwin SOI data zijn beschikbaar gesteld door P.D. Jones (CRU, Norwich UK). De plaatsing van het jaartal correspondeert steeds met de januari-maand van het betreffende jaar. Een lage waarde van de SOI correspondeert met een El Niño.

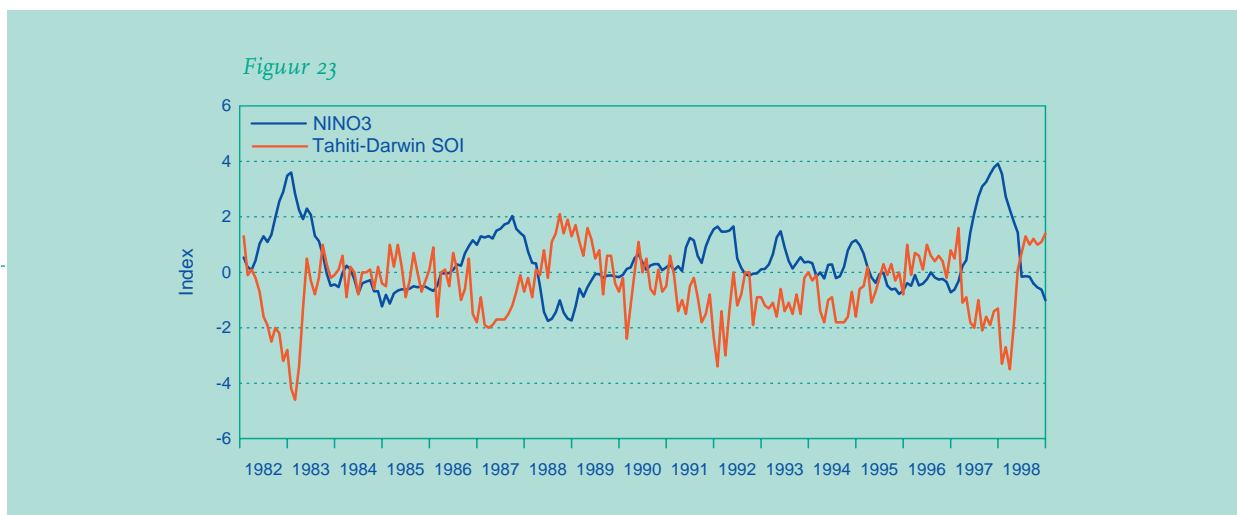
opstuwning bij Azië en het opwellen bij Amerika is het westen van de tropische Stille Oceaan gemiddeld ongeveer vijf graden warmer dan het oosten.

In de tropen is de circulatie van de atmosfeer zeer gevoelig voor de zeevatertemperatuur. Boven het warme water in het westen van de Stille Oceaan stijgt lucht op en regent het vaker dan in het koelere oosten van de Stille Oceaan, waar lucht daalt. Lucht die opstijgt veroorzaakt een lage luchtdruk aan het aardoppervlak, dalende lucht een hoge. Het temperatuurverschil zorgt zo voor een drukverschil tussen het oosten en westen van de Stille Oceaan. Het drukverschil versterkt op zijn beurt de passaatwind. Zo houdt een cirkel van oorzaken en gevolgen zich in stand: de passaatwind stuwt warm water naar het westen en brengt koud water aan de oppervlakte in het oosten; het temperatuurverschil veroorzaakt stijgende en dalende lucht; dit

houdt het drukverschil tussen oost en west in stand; en het drukverschil is weer verantwoordelijk voor een deel van de kracht van de passaat.

Deze cirkel is verbroken tijdens een El Niño. Als het koelere oosten om de een of andere reden warmer is dan normaal, en het temperatuurverschil met het westen dus kleiner, dan wordt ook het drukverschil over de Stille Oceaan kleiner, en neemt de passaatwind in kracht af. Maar als de passaatwind afneemt, dan gaat het naar het westen opgestuwde warme water naar het oosten terugvloeien zodat het water daar nog warmer wordt. Dit heeft een verdere verzwakking van de passaatwind tot gevolg, zodat de verstoring zich steeds verder versterkt. Deze zogeheten positieve terugkoppeling (feedback) zorgt er voor dat een El Niño zich vele maanden lang kan handhaven. Tijdens een El Niño is het lagedrukgebied boven Indonesië en de westelijke Pacific met zijn regenzone verplaatst naar het midden van de Stille Oceaan. Hierbij is er de eerste maanden van het jaar ook nog een uitloper richting Peru.

Het omgekeerde verschijnsel doet zich ook voor: een situatie met een sterkere passaatwind en in de opwellingszones nog kouder zeewater dan normaal. Dit wordt 'La Niña' (het meisje) genoemd. Bij een La Niña werken de terugkoppelingen net de andere kant op als bij een El Niño, zodat ook La Niña's zich vele maanden lang kunnen handhaven. Bij een La Niña is het lagedrukgebied meer geconcentreerd dan normaal boven Indonesië en is het relatief droog in



de westelijke Pacific. De naam La Niña is van veel recenter datum dan de naam El Niño. Dat komt omdat El Niño's sterker kunnen zijn dan La Niña's en dit nog eens extra geldt voor de effecten bij de kust van Zuid-Amerika: La Niña is in Peru nooit opgevallen.

*Figuur 23*

Maandgemiddelde waarden van twee indices voor ENSO, de NINO3 index en de Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index (SOI), over de periode 1982-1998. De NINO3 index is de afwijking van de zeewateroppervlaktetemperatuur in °C ten opzichte van normaal voor de tijd van het jaar, gemiddeld over het gebied 5°ZB - 5°NB, 90°WL - 150°WL, en de SOI is het gestandariseerde drukverschil tussen Tahiti en Darwin. Tijdens een El Niño is de NINO3 index hoog en de SOI laag. (Bron: NCEP-CPC, Washington USA)

Met het bovenstaande is nog niet verklaard wat de aanzet tot een El Niño of La Niña geeft, en ook niet waarom ze na verloop van tijd weer in kracht afnemen en uiteindelijk verdwijnen. Het lijkt er op dat hierbij een aantal mechanismen een rol spelen, en het onderlinge samenspel hiervan is nog niet goed begrepen. Dit is dan ook het onderwerp van veel onderzoek, ook binnen het KNMI.

Het totaalverschijnsel bestaande uit El Niño en La Niña in de oceaan en de Zuidelijke Oscillatie in de atmosfeer wordt tegenwoordig met de term ENSO (El Niño Southern Oscillation) aangeduid. Zoals uit figuren 22 en 23 blijkt, schommelt het ENSO systeem bijzonder onregelmatig rond zijn gemiddelde toestand. De pieken in de zeewatertemperatuur zijn de El Niño's, en de dalen, die meestal wat minder geprononceerd zijn, de La Niña's. Het drukverschil van de SOI is zodanig gedefinieerd dat het verband juist omgekeerd is: een lage SOI correspondeert met een El Niño, een hoge SOI met een La Niña. De meeste El Niño's duren

ongeveer een jaar en bereiken hun hoogtepunt rond december. Gemiddeld is er eens in de vier tot zeven jaar een duidelijke El Niño, hoewel er ook lange periodes zijn met weinig activiteit. Zo was er tussen 1928 en 1940 geen enkele duidelijke El Niño of La Niña, maar volgden aan het eind van de vorige en van deze eeuw sterke El Niño's elkaar snel op.

**Wereldwijde invloeden van El Niño** Het gebied met warm water en opstijgende lucht in het westen van de Stille Oceaan is de belangrijkste motor van de stromingen in de atmosfeer waarmee warme lucht in de richting van de polen wordt getransporteerd. Het is dan ook niet verwonderlijk dat El Niño's, die dit normale patroon verstoren, invloed hebben op het weer in de wereld, zelfs tot in gebieden die ver verwijderd zijn van de tropische Stille Oceaan. Als het belangrijkste gebied met stijgende lucht van plaats verandert komen ook de andere gebieden met stijgende lucht, zoals boven het Amazonegebied en boven tropisch Afrika, van hun plaats. Rond de evenaar is er dan ook betrekkelijk veel invloed van El Niño. Allereerst is dat de al eerder genoemde droogte in Indonesië, de Filipijnen en Noord-Australië enerzijds, en overvloedige regen in het midden van de Stille Oceaan en langs de kust van Ecuador en Peru anderzijds. Daarnaast gaat een El Niño vaak gepaard met droogte in het Amazonegebied, de Antillen en zuidelijk Afrika, en met heviger regens in het najaar in Oost-Afrika. De Aziatische moesson wordt soms door El Niño verzwakt; zo worden de beruchte droogtes van 1877 en 1899 in India tegenwoordig inderdaad deels aan El Niño toegeschreven.

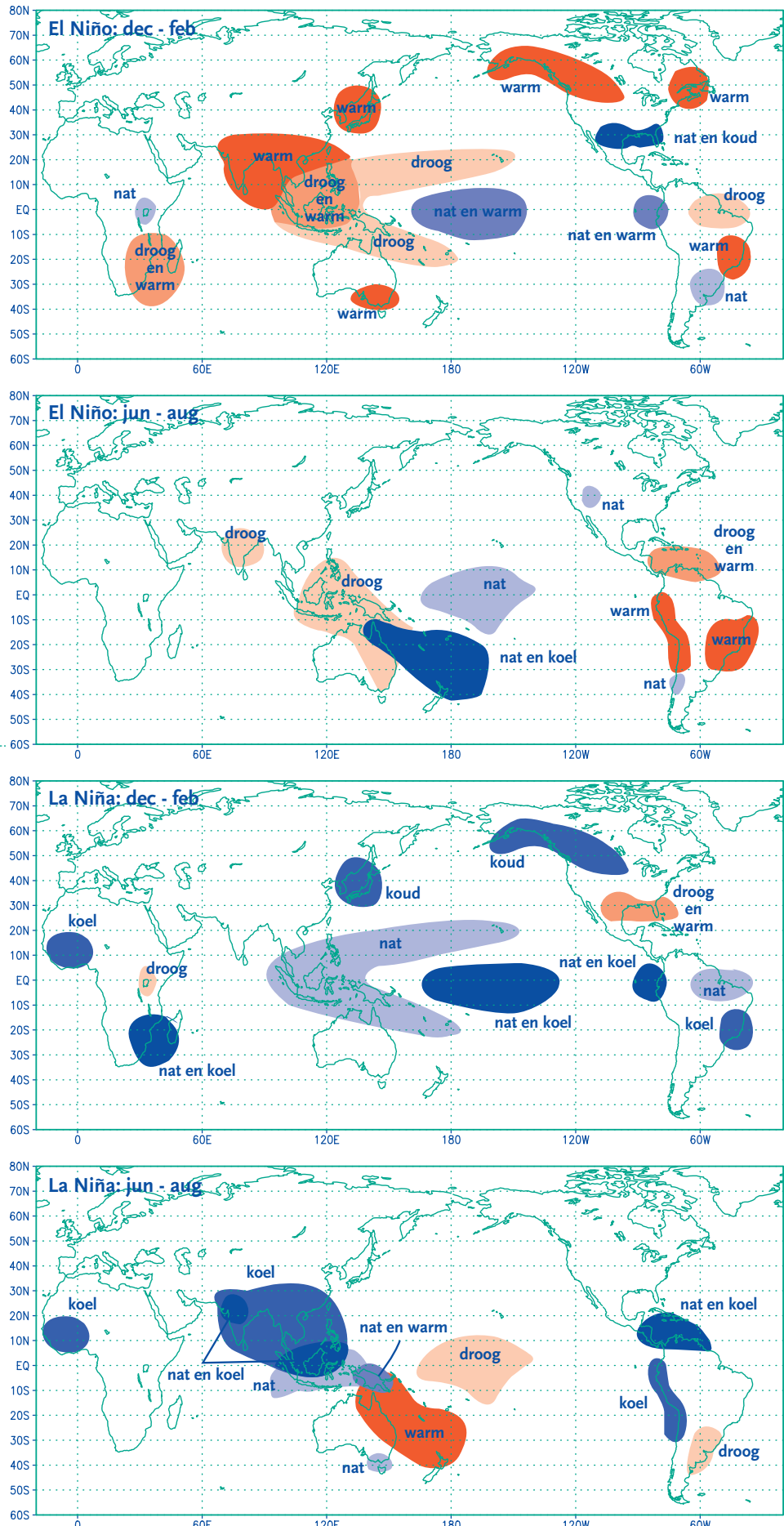
De verstoringen in de atmosferische circulatie in de tropen hebben ook invloed op de kans op tropische orkanen. In het Caraïbisch gebied en langs de oostkust van Noord-Amerika zijn er in een El Niño jaar meestal minder orkanen en tropische stormen dan normaal. Daarentegen bereiken dan juist gemiddeld meer orkanen de westkust van Noord-Amerika. In Polynesië zijn ook meer orkanen, maar hiervoor is niet zozeer de veranderde circulatie verantwoordelijk als wel de hogere zeewatertemperatuur.

De invloed van El Niño reikt ook buiten de tropen. Vanuit het actieve gebied in het westen van de Stille Oceaan, ontstaan er ketens van hoge- en lagedrukgebieden langs grootcirkels naar het noorden en naar het zuiden. Een noordelijke tak loopt over het noorden van de Stille Oceaan naar Noord-Amerika, met gemiddeld lagere druk in Alaska en Florida. Dit effect van El Niño is het sterkst voelbaar in het winterseizoen, en zorgt dan voor relatief milde winters in Alaska en het westen van Canada, en voor relatief koude en natte winters in Florida. Bij sterke El Niño's bereiken veel stormen met wind en regen de kust van Californië — een ongebruikelijk verschijnsel aldaar. Vanwege al deze effecten in de Verenigde Staten staat El Niño daar dan ook volop in de belangstelling. In Zuid-Amerika zijn er soortgelijke effecten tijdens een El Niño. Daar zijn meer stormen in Midden-Chili wanneer het daar winter is (en hier zomer). In de eerste maanden van het jaar brengt El Niño regen in Uruguay en droogte in het noordoosten van Zuid-Amerika.

De effecten van La Niña zijn over het algemeen het omgekeerde van die van El Niño, maar komen minder duidelijk naar voren omdat La Niña's niet zo sterk kunnen zijn dan El Niño's.

In **figuur 24** zijn schematisch enige van de meest in het oog springende effecten aangegeven. Men moet hierbij wel bedenken dat het hier gaat om verhoogde waarschijnlijkheden, en niet om effecten die systematisch bij elke El Niño op dezelfde manier optreden. Enerzijds verschillen El Niño's onderling in sterkte en verloop, anderzijds verandert een El Niño alleen de achtergrond waartegen zich het grillige alledaagse weer afspeelt. Zo heeft bijvoorbeeld het noordoosten van Noord-Amerika gemiddeld een zachtere winter tijdens een El Niño, maar dat dat sluit een koude week niet uit.

In het algemeen is het verband met El Niño kleiner naarmate het gebied verder van de tropische Stille Oceaan afligt. Zo is de koppeling tussen regen en El Niño in Indonesië veel sterker dan tussen regen en El Niño in India. Ook hangen de effecten sterk af van de tijd van het jaar. Het kan zelfs zijn dat El Niño ergens in het ene seizoen voor droger weer zorgt, en in het



Figuur 24  
 Effecten die vaak optreden bij een  
 El Niño of een La Niña. (Bron:  
 NCEP-CPC, Washington USA)



andere voor natter. De kust van Peru is een speciaal geval: daar regent het eigenlijk nooit, behalve tijdens heel sterke El Niño's in de eerste maanden van het jaar.

### Invoeden op het weer in Nederland

De invloed op Europa van El Niño is maar klein vergeleken met de invloed op bijvoorbeeld Noord-Amerika. Zo is er geen significante correlatie tussen de temperatuur in De Bilt en de NINO<sub>3</sub> index. Andere factoren, zoals de in hoofdstuk 2 behandelde Noord-Atlantische Oscillatie (NAO), zijn belangrijker voor het weer in Nederland. Dat neemt niet weg dat er toch enige invloed van El Niño op het Nederlandse weer is. Zo'n tien jaar geleden vonden Kiladis en Diaz een verband tussen El Niño en lenteneerslag in delen van Europa. Een keten van invloeden op een grootcirkel, die van Zuidoost-Azië via de Noordpool over Europa loopt, lijkt hiervoor verantwoordelijk. KNMI-onderzoek aan meetreeksen van Europese stations laat zien dat er invloed van El Niño is op de lenteneerslag in een strook die zich van Engeland naar de Oekraïne uitstrekt. De neerslag in het voorjaar in



Figuur 25

Puntenwolk van lenteneerslag in De Bilt tegen de NINO<sub>3</sub> index in de voorafgaande winter, over de periode 1870-1998. Uitgezet is de som van de regen in maart-april-mei tegen de gemiddelde NINO<sub>3</sub> index van de december-januari-februari daarvoor. Het cijfer geeft het jaar aan; jaren uit de negentiende eeuw zijn onderstreept.

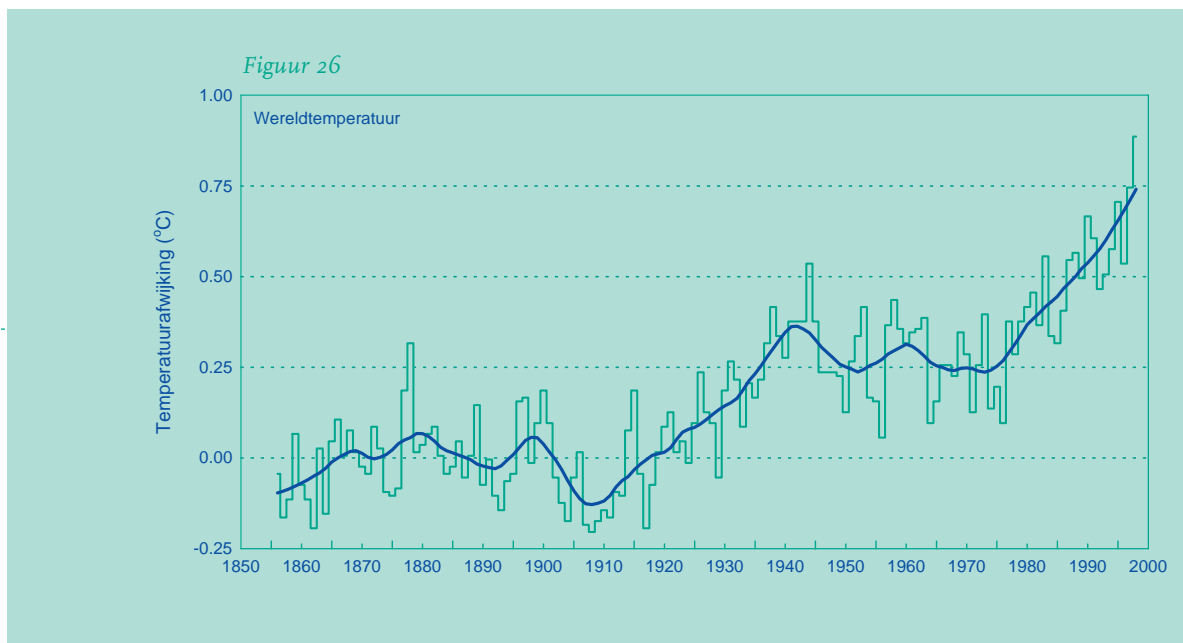
De horizontale lijnen geven de 10%, 33%, 66% en 90% percentielen van de neerslag aan. Sterke El Niño's worden meestal door een natte lente gevolgd. (Bron NINO<sub>3</sub> index: NCEP-CPC, Washington USA; bron De Bilt neerslag: KNMI, De Bilt)

Nederland blijkt in dit patroon te passen. Uit het KNMI onderzoek blijkt dat als de NINO<sub>3</sub> index hoog is in de wintermaanden december-januari-februari (en de SOI dus laag), er gemiddeld meer regen valt in de daarop volgende lentemaanden maart-april-mei. Een 'puntenwolk' van de voorjaarsregen in De Bilt tegen de winter NINO<sub>3</sub> index laat een zwak maar wel duidelijk verband zien, zie figuur 25. De drie lentes na de drie sterkste El Niño's uit de grafiek, die van 1877/78, 1982/83 en 1997/98, waren inderdaad veel natter dan normaal. Maar het kan ook hard regenen zonder dat El Niño daar iets mee te maken heeft, zoals in 1979 en 1965. Het effect van La Niña is veel minder uitgesproken, maar hierbij moet worden aangetekend dat La Niña's van vergelijkbare sterkte als die van de drie bovengenoemde El Niño's zich in de meetreeks niet hebben voorgedaan. Wel viel, misschien niet geheel toevallig, het droogste voorjaar (1893) samen met de sterkste La Niña.



## El Niño en schommelingen in de wereldgemiddelde temperatuur

El Niño en zijn gevolgen zijn zo wereldomvattend, dat er zelfs een duidelijke invloed is op de wereldgemiddelde temperatuur. El Niño is uniek in dit opzicht, want meer regionale patronen van klimaatvariaties, zoals de in hoofdstuk 2 besproken Noord-Atlantische Oscillatie, zijn in de wereldgemiddelde temperatuur nauwelijks merkbaar. Tijdens en na een El Niño is de wereldtemperatuur hoger, waarbij het grootste effect een half jaar na de piek in de zeewatertemperatuur valt. Twee effecten spelen een rol. Aan de ene kant is het warmste oppervlaktewater uit het westen van de Stille Oceaan over een groter oppervlak (maar minder dik) naar het oosten uitgesmeerd, waardoor gemiddeld genomen de atmosfeer warmer wordt. Aan de andere kant worden in een El Niño jaar, door het patroon van met El Niño geassocieerde winden, op gematigde breedtes over het algemeen de oceanen iets afgekoeld en de continenten iets opgewarmd, en omdat een oceaan nu eenmaal lastiger af te koelen is dan een continent op te warmen, geeft dit ook een positieve bijdrage aan de wereldgemiddelde temperatuur. Een aantal sterke El Niño's, zoals die van 1877/78, 1899/1900, 1914/15, 1972/73 en 1997/98, is dan ook duidelijk in de grafiek van de wereldgemiddelde temperatuur (figuur 26) herkenbaar. Karakteristiek is een verhoging in het eerste jaar gevolgd door een nog grotere verhoging in het tweede jaar. Bij de sterke El Niño van 1982/83 is geen verhoging in het eerste jaar te zien door de afkoeling van de aarde na de uit-



barsting van de vulkaan El Chicon in het voorjaar van 1982.

## Het broeikaseffect en El Niño

Paleologisch onderzoek heeft aangetoond dat het bestaan van ENSO helemaal niet vanzelfsprekend is: in de periode voor 5000 jaar geleden lijkt er helemaal geen El Niño te zijn geweest. In dit perspectief is het dan een relevante vraag of het karakter van ENSO op dit moment aan het veranderen is, en of het broeikaseffect van invloed zal zijn op ENSO.

*Figuur 26.* Wereldgemiddelde temperatuur sinds 1856. Aangegeven is de afwijking ten opzichte van de periode 1856-1899. De dunne lijn geeft de jaargemiddeldes weer, de dikke lijn het voortschrijdend gemiddelde over 15 jaar.

Zie ook figuur 16.  
(Bron: P.D. Jones, CRU, Norwich UK)

Zoals in figuur 22 te zien is, worden actieve ENSO periodes, met grote schommelingen in de SOI, afgewisseld door rustige periodes, met kleine schommelingen. De grootte van de variaties in activiteit is redelijk in overeenstemming met de hypothese dat ENSO zich min of meer gedraagt als een door toevallige omstandigheden in gang gezette schommeling. De variaties in activiteit hoeven dus niet noodzakelijk verband te houden met veranderingen in het klimaatstelsel tot nu toe. Anders ligt het met het langjarige gemiddelde: het gemiddelde van de SOI is de afgelopen twintig jaar zoveel gedaald, en de NINO<sub>3</sub> index zoveel gestegen, dat het niet aannemelijk is dat hier sprake is van een door het toeval veroorzaakte uitschieter.

Dat de NINO<sub>3</sub> index de afgelopen twintig jaar zo gestegen is, hoeft niet meteen door het broeikaseffect te komen, het zou ook door een aspect van het klimaatstelsel kunnen komen dat noch met El Niño noch met het broeikaseffect samenhangt.

Of en hoe het broeikaseffect in de volgende eeuw op El Niño zal doorwerken is niet op voorhand duidelijk. In de tropen is warm water lastiger op te warmen dan koeler water, omdat de verdamping sterk toeneemt met de temperatuur. Dit kan er voor zorgen dat het koude oosten meer opwarmt dan het warme westen van de Stille Oceaan, en de gemiddelde oceaantemperatuur dus meer richting El Niño zou gaan. Echter, simulaties met klimaatmodellen laten veelal zien dat door het broeikaseffect de zogeheten Hadley circulatie intensifieert waardoor de passaatwind juist versterkt, en een verschuiving richting La Niña tot de mogelijkheden behoort.

Klimaatmodellen zoals die gebruikt worden om globale klimaatveranderingen te bestuderen, bieden maar beperkte mogelijkheden om de invloed van het broeikaseffect op ENSO te bestuderen. De enorme rekenbehoefte die studies met deze modellen vergen, vormt nog steeds een struikelblok voor het ontwikkelen van atmosfeer-oceaan modellen van voldoende kwaliteit om zowel interjaarlijkse veranderingen als trends betrouwbaar te simuleren. De modelstudies die tot nu zijn gedaan moeten daarom meer gezien worden als een verkenning naar wat tot de mogelijkheden behoort, en de resultaten zijn nog zeer voorlopig. Sommige studies die speciaal naar het effect op ENSO kijken vinden een toenemende passaatwind en toch een stijgende NINO<sub>3</sub> index. Vanuit die gemiddeld warmere toestand zouden dan grotere uitschieters naar beneden komen, La Niña's, in tegenstelling tot zoals nu het geval is. Gezien het grillige karakter van ENSO zal het wel tientallen jaren duren voordat dit soort veranderingen in de waarnemingen tot uiting komt.

**De El Niño van 1997/98** De El Niño van 1997/98 was uitzonderlijk in twee opzichten. Hij begon vroeger in het jaar dan de meeste, namelijk in april 1997, en was een van de sterkste sinds het begin van de waarnemingen rond 1841. De NINO<sub>3</sub> index was iets hoger dan in 1982/83, met plaatselijk zeevatertemperaturen tot 5,5 °C hoger dan normaal. Mogelijk is dit ook hoger dan in 1877/78, maar de metingen waren toen niet erg volledig. Uiteraard was de SOI gedurende de El Niño van 1997/98 laag. De gevolgen van deze El Niño volgden merendeels het hierboven geschetste patroon. Door de vroege start was het droge seizoen in Indonesië uitzonderlijk droog: van juni tot begin november viel er op Java vrijwel geen druppel. Op Borneo was deze droogte een factor die bijdroeg tot de grote bosbranden in de zomer van 1997. Ook de Filippijnen hadden te kampen met droogte, maar in Noord-Australië waren er regens, in tegenstelling tot het standaardpatroon van figuur 24. In Ecuador en Peru viel zeer veel regen, waarbij in de woestijn van Peru zelfs tijdelijk een meer van 5000 km<sup>2</sup> ontstond.

Verderop in de tropen waren de Antillen zeer droog, terwijl de droogte in het Amazonegebied in het begin van 1998 met grote bosbranden gepaard ging. De verwachte droogte in zuidelijk Afrika viel mee. Ook de Indiase moesson had weinig last van deze El Niño, misschien vanwege zijn ongewoon vroege afloop. De effecten in Noord- en Zuid-Amerika verliepen grotendeels volgens figuur 24; alleen was Florida warm en nat in plaats van koud en nat. In Europa viel in het voorjaar meer regen dan normaal rond 50°-55°N, zoals meestal na een sterke El Niño. In Nederland was het de op twee na natste lente sinds 1857.

Tijdens het tropische orkaanseizoen van 1997, dat op het Noordelijk halfrond van juni tot oktober loopt, bereikten ongebruikelijk veel tropische stormen de westkust van Noord-Amerika en richtten twee orkanen grote schade aan. Aan de Amerikaanse oostkust en in het Caraïbisch gebied was het juist ongewoon rustig.

In de loop van het voorjaar van 1998 liep de El Niño op zijn eind. Hierna trad een gematigde La Niña in, met zeevatertemperaturen van ongeveer 1 °C lager dan normaal. Ook deze La Niña was atypisch, omdat het zwaartepunt niet in de oostelijke maar in de westelijke Stille Oceaan lag. Daardoor waren de gevolgen voor de westrand, zoals Indonesië en de Filippijnen, relatief

groot. Daar heeft het zwaar geregend. Ook waren er in het orkaanseizoen van 1998 aanzienlijk meer tropische stormen dan normaal boven de Atlantische Oceaan en in het Caraïbisch gebied, waaronder de orkanen George en Mitch. Aan de Amerikaanse westkust was het kalm.

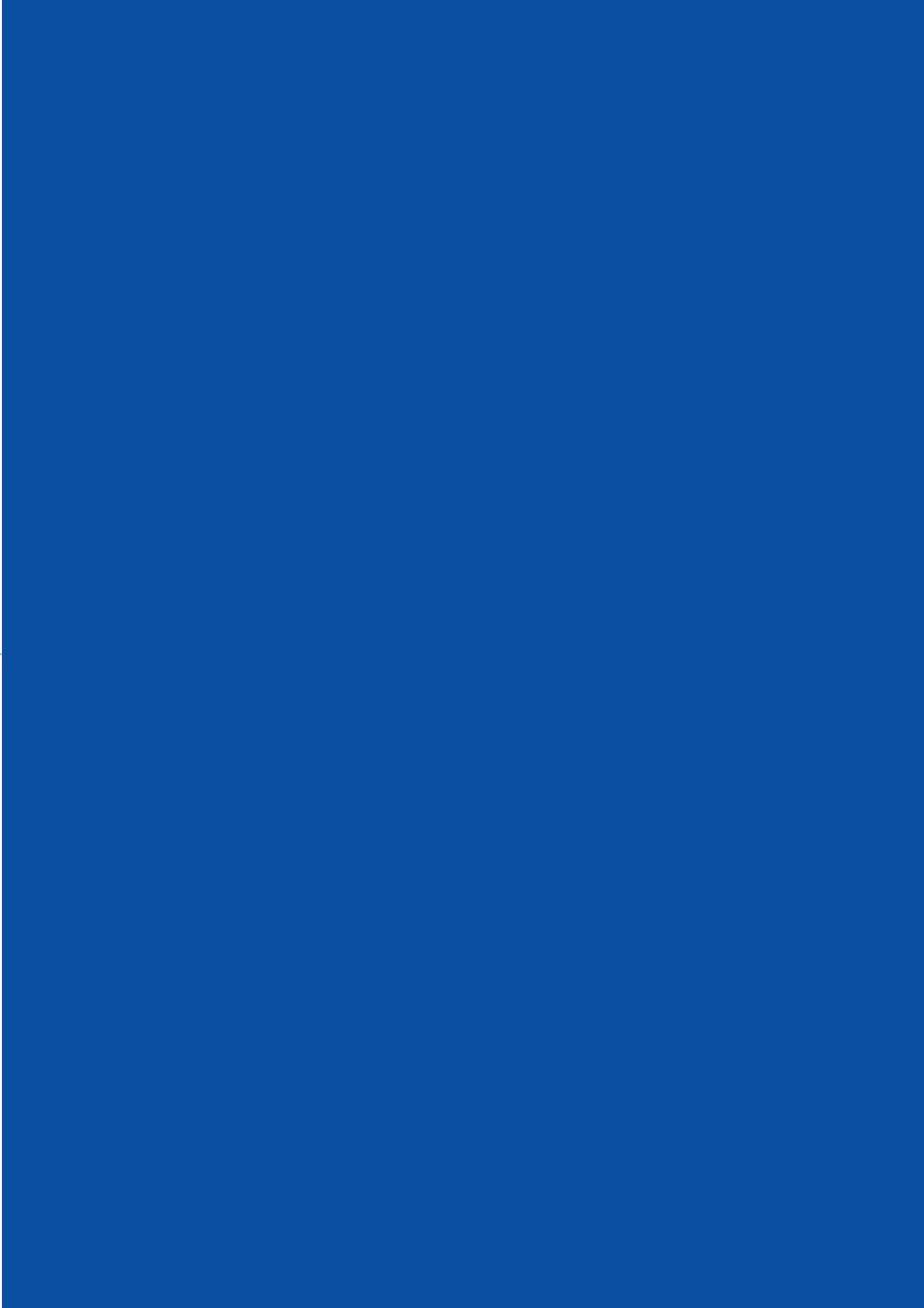
De El Niño van 1997/98 is ook te zien in de wereldgemiddelde temperatuur: 1998 was tot dusver het warmste jaar sinds het begin van de instrumentele waarnemingen (zie figuur 26). Het effect op de temperatuur van 1998 wordt geschat op +0.2 à +0.3 °C. Dit is niet onaanzienlijk vergeleken met de toename van de wereldgemiddelde temperatuur over de afgelopen tientallen jaren. Niettemin zou 1998 ook zonder El Niño tot de warmste vijf jaren van de twintigste eeuw hebben behoord.

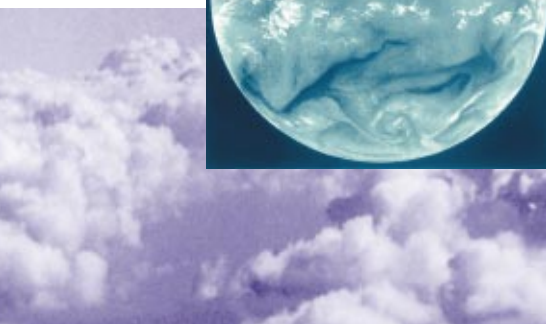
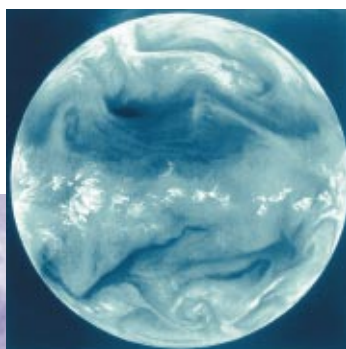
**De droom van Walker: seizoenverwachtingen** Met El Niño verwachtingen zijn seizoenverwachtingen voor het weer mogelijk, vanwege de wereldwijde invloeden van ENSO op het weer. In het algemeen zijn seizoenverwachtingen mogelijk omdat het weer in de wereld voor een deel door de zeewatertemperatuur wordt bepaald, zij het dat dit voor de tropen sterker geldt dan voor gematigde breedtes. ENSO speelt hierbij wel een speciale rol, maar ook de temperatuur van de andere oceanen is van belang. Het is de combinatie van meer begrip, meer en meer regelmatige metingen en het gebruiken van zo realistisch mogelijke modellen voor El Niño die er voor gezorgd heeft dat in 1997/98 zinvolle seizoenverwachtingen algemeen beschikbaar waren.

Al in februari 1997 waren er aanwijzingen dat er een El Niño aan kon komen, en in de loop van mei en juni werd duidelijk dat het wel eens de sterkste ooit zou kunnen worden. Duizenden wetenschappers volgden de ontwikkelingen op de voet. Tijdens een klimaatconferentie in augustus 1997 van de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) werd aan de pers uitgelegd wat voor ontwrichtende gevolgen El Niño in het jaar daarop zou kunnen hebben op allerlei plaatsen op aarde, verwachtingen die over het algemeen zijn uitgekomen. De boodschap kwam goed over, en het nieuws rond El Niño werd aandachtig gevolgd door grote groepen mensen, tot in de financiële dagbladen toe.

Natuurlijk zullen seizoenverwachtingen niet altijd even spectaculair zijn als tijdens de El Niño van 1997/98, en is de voorspelbaarheid beperkt voor veel gebieden, waaronder Nederland. Omdat de Nederlandse maatschappij steeds minder op zichzelf staat, zijn voor ons seizoenverwachtingen voor gebieden elders in de wereld misschien wel net zo belangrijk als seizoenverwachtingen voor Nederland zelf. Hoewel ook de Indiase moesson zich nog steeds nauwelijks laat voorspellen, is de droom van Walker nu geen fictie meer, dankzij het werk dat door hem is begonnen. Het in het algemeen succesvol verwachten van de evolutie en gevolgen van de El Niño van 1997/98, is mogelijk geworden door de studie van het dominante patroon van veranderingen van jaar tot jaar in het klimaat op aarde, het patroon van Walkers Zuidelijke Oscillatie van El Niño's en La Niña's.

G.J.H. Burgers en G.J. van Oldenborgh





## 4 Wat betekent ‘Kyoto’ voor het mondiale klimaat?

**Korte voorgeschiedenis: het Klimaatverdrag van 1992** In de jaren tachtig werd duidelijk dat de alsmaar toenemende uitstoot van broeikasgassen een klimaatverandering ten gevolge kan hebben die op korte termijn een ernstige bedreiging voor de mens en zijn omgeving zou kunnen vormen.

Op initiatief van de Verenigde Naties begonnen er in 1991 onderhandelingen die leidden tot een klimaatverdrag dat in juni 1992 in Rio de Janeiro werd ondertekend. In dit verdrag werden de eerste, zij het nog voorzichtige, niet bindende, afspraken gemaakt die moeten leiden tot vermindering van de uitstoot.

Het doel van het Klimaatverdrag is weergegeven in het beroemde Artikel 2: de uiteindelijke doelstelling van het Verdrag is het bereiken van stabilisatie van broeikasgasconcentraties in de atmosfeer op een niveau waarop gevaarlijke menselijke beïnvloeding van het klimaatstelsel kan worden voorkomen. Het artikel geeft ook aan wat ‘gevaarlijk’ zou kunnen betekenen: stabilisatie moet op een zodanige manier worden bereikt dat ecosystemen zich op natuurlijke wijze aan klimaatverandering kunnen aanpassen, dat de voedselproductie niet in gevaar komt en dat duurzame economische ontwikkeling niet wordt gehinderd.

Dit artikel klinkt erg aantrekkelijk en lijkt welhaast vanzelfsprekend maar is zeer moeilijk in concrete doelstellingen en acties te vertalen: wat is ‘gevaarlijk’, wat is ‘natuurlijk’ en ‘duurzaam’? De wetenschap kan hoogstens zeggen wat de feitelijke gevolgen zijn van een bepaald stabilisatieniveau en van de snelheid waarmee dat niveau wordt bereikt. De vraag of een gevolg gevaar-

lijk is, of juist duurzaam, vereist waarde-oordelen die politici, niet wetenschappers, moeten geven.

Maar in één ding is Artikel 2 glashelder: de broeikasgasconcentraties moeten stabiel worden en dus moet de uitstoot worden beperkt. Hoe denkt het Klimaatverdrag dat te bereiken? In Artikel 4 spreken de landen die het Verdrag hebben ondertekend en goedgekeurd (de Verdragspartijen) af dat de geïndustrialiseerde Verdragspartijen (Annex I landen, in het verdragsjargon) zich zullen inspannen om in het jaar 2000 de uitstoot van broeikasgassen terug te brengen tot het niveau van 1990<sup>1</sup>. Aan de ontwikkelingslanden worden geen beperkingen opgelegd.

**Het Berlijn-mandaat (1995)** Het Klimaatverdrag was een mooie eerste stap op weg naar beheersing van het mondiale broeikasprobleem maar de tekortkomingen werden snel duidelijk: het bevat geen bindende afspraken en al helemaal geen afspraken voor ná het jaar 2000. Bovendien was het in 1992 nog de vraag of stabilisatie van de uitstoot op het niveau van 1990 wel zou leiden tot wat toch het doel was van het Verdrag: een stabiele concentratie van de broeikasgassen op een acceptabel niveau.

Het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), in 1989 opgericht met het doel een oordeel te geven over de wetenschappelijke stand van zaken van het klimaatprobleem, boog zich over deze laatste vraag. In 1994 leidde dit tot een speciaal rapport waarin is nagegaan wat de gevolgen zouden zijn van een constante uitstoot van broeikasgassen op de broeikasgasconcentraties en wat er nodig is om deze laatste te stabiliseren.

Figuur 27 laat enkele resultaten zien. Als we de uitstoot van broeikasgassen ook in de volgende eeuw constant weten te houden op het 1990-niveau, dan stijgt de concentratie van broeikasgassen toch alsmaar door, zij het minder snel dan zonder beperkingen. Willen we bijvoorbeeld de broeikasgasconcentraties in de loop van de 21<sup>e</sup> eeuw op 450 ppm stabiliseren, dan mag de mondiale uitstoot nog wel enige decennia stijgen, maar in de loop van de volgende eeuw zullen we de uitstoot dan toch sterk moeten reduceren, en wel tot ver onder het huidige niveau. Hoe langer we hiermee wachten, des te krachtiger moeten de maatregelen om de uitstoot terug te brengen daarna zijn, zodat de concentraties stabiel worden. Dit maakt duidelijk dat de eerste afspraken onder het Klimaatverdrag volstrekt ontoereikend zijn om de doelstelling van het Verdrag te bereiken. De Verdragspartijen begrepen dat goed en besloten dan ook tijdens hun eerste bijeenkomst in Berlijn in 1995 dat er verder onderhandeld moest worden om de maatregelen in het Klimaatverdrag aan te scherpen en afspraken te maken ook voor na het jaar 2000. Ook werd in Berlijn weer nadrukkelijk de eerdere afspraak bevestigd, dat de eerste uitstootreducties in de geïndustrialiseerde landen moeten plaats vinden en niet in ontwikkelingslanden. Het besluit ging de geschiedenis in als het Berlijn-mandaat en vormde de basis voor de onderhandelingen die hebben geleid tot wat later het Kyoto Protocol zou worden genoemd.

**Het Kyoto Protocol van 1997: gevolgen voor de uitstoot** Na twee jaar moeizaam onderhandelen werd een groot aantal betrokken landen het eind 1997 in Kyoto eens over de tekst van een Protocol, een aanvullend document bij het Klimaatverdrag, waarin verdergaande afspraken worden gemaakt over de uitstoot van broeikasgassen.

De afspraken zijn nogal complex maar in een wat vereenvoudigde vorm kunnen ze als volgt worden samengevat:

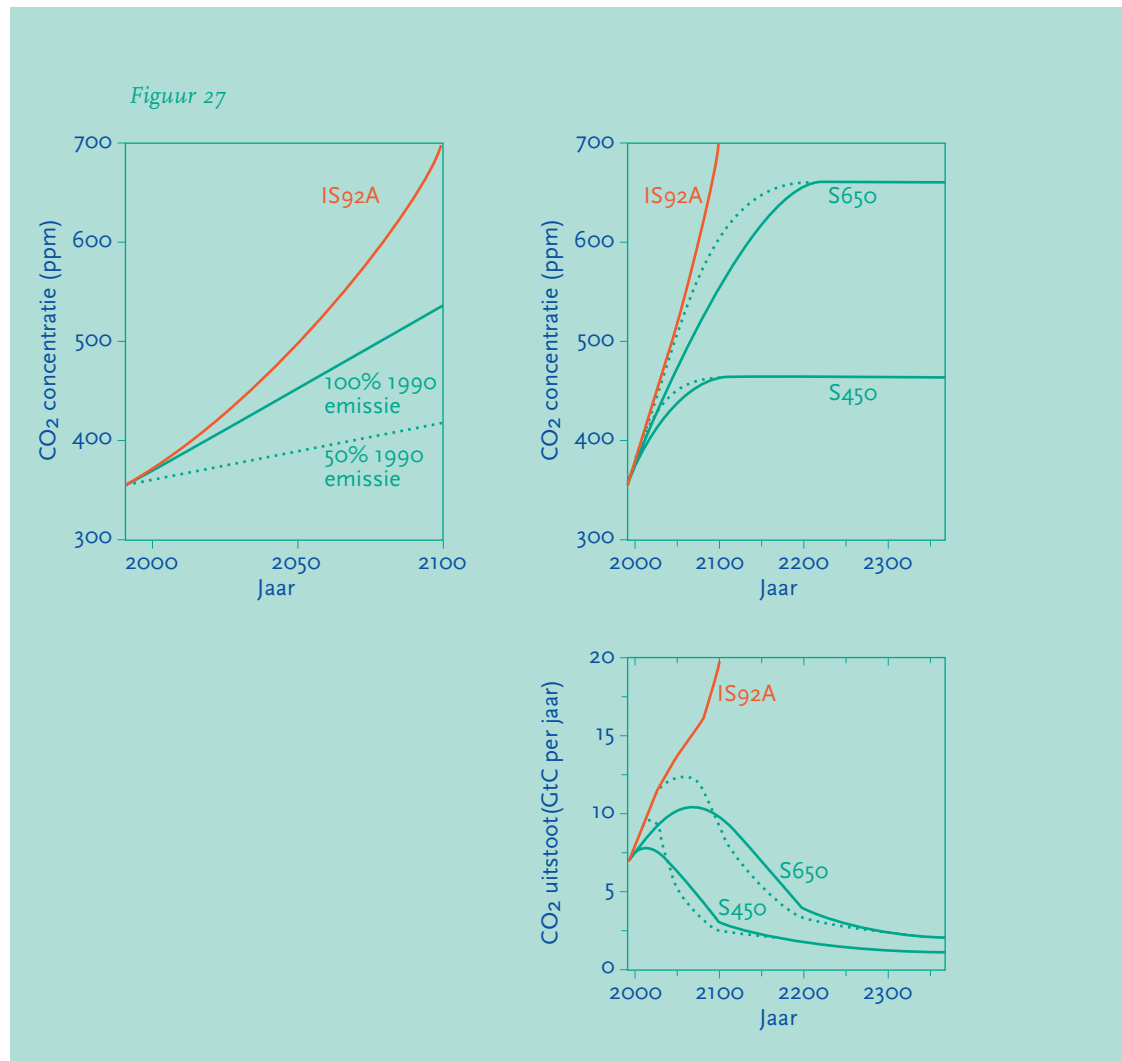
- de geïndustrialiseerde landen moeten in 2010 hun gezamenlijke equivalente kooldioxide-uitstoot hebben teruggebracht tot een niveau dat minstens 5% onder het 1990-niveau ligt
- het Protocol betreft de gassen kooldioxide (CO<sub>2</sub>), methaan (CH<sub>4</sub>), lachgas (N<sub>2</sub>O) en een aantal fluorverbindingen (HFK's, PFC's en SF<sub>6</sub>). Deze vormen, samen met de CFK's, de

<sup>1</sup> Artikel 4 gaat niet over chloorfluorkoolwaterstoffen (CFK's) die een sterke broeikaswerking hebben, maar bovendien een bedreiging vormen voor de ozonlaag. Over deze gassen zijn al afspraken gemaakt in 1987 in het Montreal Protocol.

belangrijkste broeikasgassen. Aan de hand van hun broeikaswerking wordt de uitstoot van deze gassen omgerekend in equivalente kooldioxide uitstoot en uitgedrukt in miljarden tonnen koolstof per jaar ( $GtC_{eq}$  per jaar)

- in tegenstelling tot het Klimaatverdrag, gaat het hier om een dwingende verplichting
- overeenkomstig het Berlijn-mandaat worden aan ontwikkelingslanden tot 2010 nog geen enkele uitstootbeperkingen opgelegd.

Nu, begin 1999, is het Kyoto Protocol nog niet in werking getreden. Daartoe moeten tenminste 55 landen het protocol hebben geratificeerd, waaronder zoveel Annex I landen dat tenminste 55% van hun totale  $CO_2$  uitstoot is gedekt.



Figuur 27

Linksboven: toename van kooldioxide-concentratie zonder uitstootbeperkingen (IS92A scenario; rode lijn) en de toename voor de denkbeeldige gevallen dat de uitstoot constant wordt gehouden op respectievelijk het niveau van 1990 en de helft hiervan. Rechtsboven: stabilisatiescenarios van kooldioxide tot concentratie niveaus van 450 ppm (anderhalf keer de pre-industriële waarde) en 650 ppm. De gestippelde lijnen geven het effect aan van uitstel van beperkingen. De rode lijn is de toename zonder beperkingen. Rechtsonder: de bijbehorende scenario's voor kooldioxide-uitstoot. Merk op dat het 650 ppm scenario pas in het jaar 2200 tot stabilisatie van kooldioxide-concentratie leidt. (Bron: IPCC 1995 rapport)

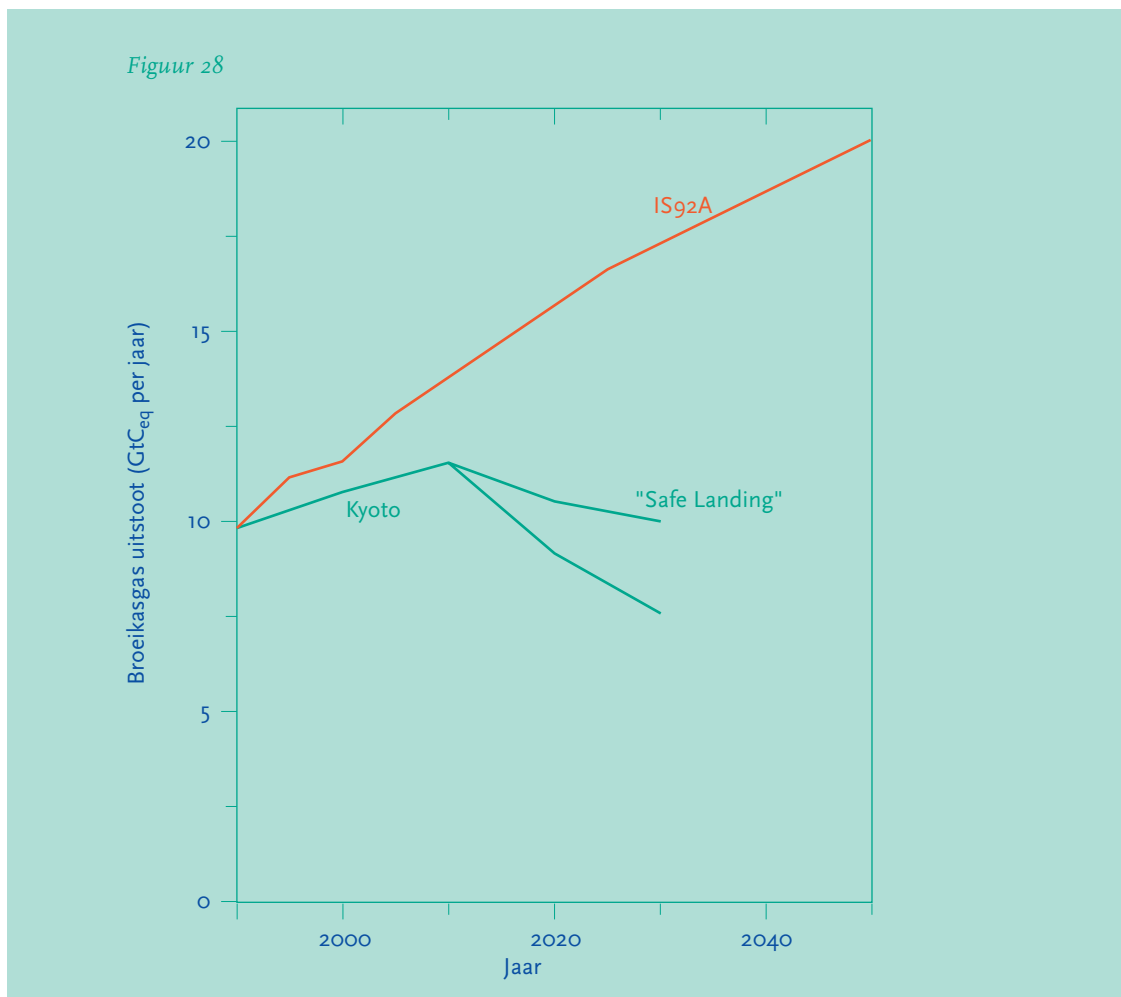
Stel nu dat de geïndustrialiseerde landen niet alleen hun afspraken in het Klimaatverdrag maar ook hun verplichtingen in het Kyoto Protocol nakomen, wat betekent dat dan voor de uitstoot van deze broeikasgassen? Om dit te overzien maken we gebruik van een schatting door het IPCC hoe de uitstoot van kooldioxide, methaan en lachgas zich zou ontwikkelen in de volgende eeuw *zonder* afspraken over uitstootbeperkingen (het zogenaamde IS92A-scenario<sup>2</sup>).

<sup>2</sup> Deze IPCC schattingen gaan uit van redelijk geachte, doch per definitie onbewijsbare, veronderstellingen over de demografische en economische ontwikkelingen, ontwikkelingen in de energiebehoefte en -voorziening, en andere sociaal-economische factoren. Omdat de veronderstellingen onbewijsbaar zijn, spreekt men niet van een voorspelling maar van een scenario.



De rode lijn in [figuur 28](#) laat de totale uitstoot van deze broeikasgassen (omgerekend naar kooldioxide-uitstoot) zien volgens dit scenario tot het jaar 2050. We zien dat de uitstoot zonder Verdragsafspraken zich tussen 1990 en 2050 bijna zou verdubbelen volgens dit scenario.

Wat is nu de invloed van het Klimaatverdrag en van het Kyoto Protocol op de uitstoot? Laten we hiervoor aannemen dat de uitstoot van de ontwikkelingslanden zich volgens dit scenario blijft ontwikkelen (voor deze landen gelden immers geen beperkingen). Nemen we verder aan dat de uitstoot van de geïndustrialiseerde landen tussen 1990 en 2000 constant blijft (het Verdrag) en daarna tot 2010 met 5% afneemt (het Kyoto Protocol), dan volgt de totale wereldwijde uitstoot de groene lijn in [figuur 28](#). We zien dat de wereldwijde uitstoot ook onder het Kyoto Protocol blijft stijgen als we uitgaan van het redelijke IS92A-scenario.



*Figuur 28*

Gevolgen van het Kyoto Protocol voor de uitstoot van broeikasgassen. De groene lijn tot 2010 geeft de totale uitstoot weer volgens het Klimaatverdrag en het Kyoto Protocol van alle gassen die onder het Protocol vallen. Het groene gebied tussen 2010 en 2030 geeft weer binnen welke grenzen de uitstoot moet blijven om een 'veilige landing' van het klimaat in 2100 mogelijk te maken. De rode lijn geeft de te verwachten uitstoot weer zonder afspraken (IS92A scenario).  
(Bron Safe Landing Analyse: R. Leemans, RIVM)

De conclusie moet zijn dat ook het Kyoto Protocol niet op korte termijn zal leiden tot stabilisatie van de uitstoot en dus zeker niet tot stabiele concentraties. Om dit laatste te bereiken, moet wereldwijd de uitstoot sterk worden teruggebracht.

Stabilisatie van de concentraties is een doelstelling die op langere termijn moet worden bereikt. Binnen de beperkingen van het Klimaatverdrag is op korte termijn slechts een beperking van de uitstoot van geïndustrialiseerde landen haalbaar. Om Artikel 2 van het Klimaatverdrag concreet te maken moeten de lange-termijn doelstelling en het op korte termijn haalbare in overeenstemming met elkaar worden gebracht. De onderzoekers van het RIVM hebben hier-

voor in nauw overleg met verschillende klimaatonderhandelaars een vereenvoudigd model ontwikkeld dat de grenzen verkent waarbinnen de uitstoot de komende decennia moet blijven, zodanig dat de lange-termijn doelstelling nog binnen bereik blijft. Zij noemden dit de 'Safe Landing Analyse'.

**Safe Landing Analyse** Tijdens een landing moet een vliegtuig de landingsbaan naderen binnen een beperkte, maar goed gedefinieerde corridor, zodat het niet te vroeg de grond raakt en verongelukt, maar ook niet te laat zodat er voldoende remweg over is. De term 'Safe Landing' Analyse duidt op analogie. In termen van het Klimaatverdrag: de uitstoot mag niet te snel afnemen want dat is schadelijk voor de sociaal-economische ontwikkeling, maar ook niet te langzaam want dan lopen we het risico van een te grote en te snelle klimaatverandering en zeespiegelstijging.

Welke zijn nu de klimaatdoelstellingen die de safe landing corridor bepalen? Artikel 2 van het Klimaatverdrag stelt dat de door de mens veroorzaakte klimaatverandering de natuurlijke aanpassing van ecosystemen en de voedselproductie niet in gevaar mag brengen. Wat dit precies betekent weten we niet maar het vermoeden bestaat dat de wereldwijd gemiddelde temperatuur rond 2100 niet hoger mag zijn dan 2 °C boven het preindustriële niveau (d.w.z. vóór 1750), dat is zo'n 1.5 °C boven de huidige temperatuur, en dat de gemiddelde temperatuursverandering tot maximaal zo'n 0.15 °C per decennium beperkt moet blijven. Het Verdrag vraagt ook speciale aandacht voor de gevolgen van zeespiegelstijging voor kleine eilandstaten en kustgebieden. Vandaar dat tevens wordt aangenomen dat de door de mens veroorzaakte zeespiegelstijging in de komende eeuw tot 30 cm beperkt moet blijven.

Tegenover de klimaatdoelstellingen staan technische en economische beperkingen aan de snelheid waarmee de uitstoot kan worden verminderd. Worden die overschreden, dan dreigt ontwrichting van de samenleving. Aangenomen wordt dat de uitstoot niet sneller dan met 2 % per jaar kan afnemen. Als we er in slagen de uitstoot van broeikasgassen terug te brengen zó dat aan al deze voorwaarden wordt voldaan, dan maken we een 'veilige landing'.

Als we nu aannemen dat de uitstoot zich onder het Klimaatverdrag en het Kyoto Protocol tot 2010 ontwikkelt volgens de groene lijn, binnen welke grenzen moet de uitstoot van broeikasgassen zich dan ná 2010 ontwikkelen om aan bovenstaande voorwaarden te voldoen? Met behulp van de Safe Landing Analyse kunnen die grenzen worden berekend. Het groene gebied in figuur 28 is het resultaat van zo'n berekening en toont de safe landing corridor van de mogelijke uitstoot tot het jaar 2030. Een nog lagere wereldwijde uitstoot leidt tot onaanvaardbare maatschappelijke kosten; hogere uitstoot voldoet niet aan de eis van lange-termijn stabilisatie van de concentratie en beperking van de negatieve effecten. Intuïtief zal iedereen nu kiezen voor een traject nabij de bovenkant van de corridor. Dat kan, maar het betekent wel dat na 2030 de uitstoot gedurende vele jaren met bijna 2% per jaar moet blijven afnemen (het vliegtuig moet remmen met maximale remkracht). Een eerdere sterke afname van de uitstoot (lager in de corridor) geeft meer flexibiliteit om de uiteindelijke doelstelling te bereiken.

Wat vertelt ons deze analyse? Stel dat we er in slagen ons te houden aan het Verdrag en het Kyoto Protocol, dan nog zullen we de totale uitstoot na 2010 aanzienlijk moeten reduceren, binnen de grenzen van het groene gebied, willen we de klimaatverandering en de zeespiegelstijging binnen de boven aangegeven grenzen houden.

Aan de totale uitstoot dragen zowel de geïndustrialiseerde als de ontwikkelingslanden bij. Verwacht mag worden dat de uitstoot van de ontwikkelingslanden juist in de periode na 2010 zeer sterk gaat stijgen. Het IS92A scenario van het IPCC, waarop we deze analyse hebben gebaseerd, voorziet een stijging van de uitstoot van de ontwikkelingslanden met meer dan 50% tussen 2010 en 2030. Als ook na 2010 de ontwikkelingslanden hun uitstoot niet zullen beperken, dan betekent dit dat de geïndustrialiseerde landen de komende 50 jaar hun uitstoot tot nul moeten terugbrengen, willen we nog binnen de veilige groene zone blijven. Dit kan alleen met sterk verhoogde efficiëntie van energie verbruik, en het vastleggen en opslaan van de

uitstoot. Dergelijke maatregelen lijken technisch en economisch vooralsnog onhaalbaar. Dit betekent dan ook dat de ontwikkelingslanden in de toekomst hun uitstoot zullen moeten beperken, willen we binnen de groene zone blijven.

Als we er in slagen binnen de grenzen van het groene gebied te blijven, dan betekent dat nog niet dat het klimaat zich zal stabiliseren en ná 2100 niet meer zal veranderen. Het groene gebied garandeert niet dat de concentraties zich zullen stabiliseren, en bovendien reageert het klimaatsysteem traag op veranderingen, vooral door de grote warmtecapaciteit van de oceanen. Hierdoor ijlt de temperatuurverandering tientallen jaren na op een verandering van de broeikasgasconcentraties; de zeespiegelstijging kan zelfs nog eeuwen doorgaan.

**Onzekerheden en beperkingen** We moeten goed beseffen dat deze analyse van de gevolgen van het Kyoto Protocol nog heel onzeker en beperkt is. De grootste onzekerheden hebben te maken met het feit dat we nog lang niet goed genoeg weten hoe het klimaat zal reageren op de stijging van de broeikasgas concentraties. Daarnaast zijn de modellen nog veel te grof om de gevolgen van klimaatverandering eenduidig te bepalen. De concrete invulling van Artikel 2 is daarom nog niet mogelijk. Het begrip 'gevaarlijk' kan nog niet concreet gemaakt worden, noch wetenschappelijk noch politiek.

De resultaten van de Safe Landing Analyse hangen sterk af van de zogenaamde klimaatgevoeligheid: hoeveel graden stijgt de temperatuur bij een verdubbeling van de hoeveelheid kooldioxide. Deze analyse gaat uit van 2.4 °C, maar dat zou ook wel 1.5 of 4.5 °C kunnen zijn. Een lagere klimaatgevoeligheid verbreedt de corridor, terwijl een hogere die juist sterk beperkt. Verder doen we alsof de wereldwijd gemiddelde temperatuur stijging de bepalende factor is. Lokaal kan die stijging veel kleiner zijn of juist veel groter. Daarnaast is ook de lokale hoeveelheid neerslag zeer belangrijk. Het is die plaatselijke klimaatverandering, en vooral ook de daarmee gepaard gaande verandering van het optreden van extreme weersomstandigheden, die voor ons mensen en voor de natuur belangrijk is en niet de mondiale. Helaas kunnen we over die lokale klimaatverandering nog heel weinig zeggen. Het is dan ook onduidelijk welke betekenis de gekozen klimaat-doelstellingen hebben voor het lokale klimaat.

Het gekozen IS92A scenario wordt algemeen een redelijk scenario voor een wereld zonder uitstootbeperkingen gevonden. Maar de ontwikkeling van onze samenleving is zo mogelijk nog moeilijker te voorzien dan de toekomst van ons klimaat. Het scenario kan te optimistisch, maar ook te pessimistisch zijn. De ontwikkeling van de wereldbevolking, de economische groei, de verbetering van de energie efficiëntie, en de beschikbaarheid van duurzame energiebronnen kunnen mee of tegen vallen. Met deze onzekerheden en beperkingen zullen we het moeten doen. Zekerheid over de toekomst hebben we nu eenmaal niet. Een inschatting van de risico's die we lopen is het beste dat we kunnen bereiken. Inzichten verkregen met instrumenten zoals de Safe Landing Analyse kunnen ons daarbij helpen, maar het zijn slechts hulpmiddelen met nog vele beperkingen.

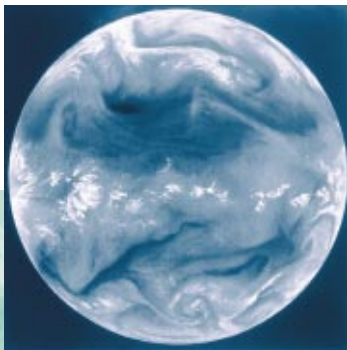
**Conclusies** Ons bewust van de onzekerheden en beperkingen, kunnen we toch wel enkele conclusies trekken:

- de in Kyoto afgesproken maatregelen, die overigens nog niet van kracht zijn, leiden niet op korte termijn tot stabilisatie van de uitstoot van broeikasgassen: de uitstoot blijft toenemen;
- dat betekent dat ze ook zeker niet zullen leiden tot de door Artikel 2 van het Verdrag gewenste stabilisatie van de concentratie van broeikasgassen;
- met enige voorzichtigheid kunnen we vaststellen dat de door de mens veroorzaakte wereldwijd gemiddelde temperatuurverandering alleen dan beperkt kan worden tot minder dan 2 °C als geïndustrialiseerde én ontwikkelingslanden na 2010 hun uitstoot aanzienlijk terug brengen. Een wereldwijd gemiddelde door de mens veroorzaakte zeespiegelstijging van 20 cm in 2100 lijkt al niet meer te vermijden.
- toch is het Kyoto Protocol een belangrijke stap voorwaarts. Als het wordt bekrachtigd, dan zijn voor het eerst bindende afspraken gemaakt door de geïndustrialiseerde landen over reductie van de uitstoot van broeikasgassen. Dit is een doorbraak vergeleken met de

voorzichtige afspraken in het Klimaatverdrag en vormt een goede basis voor verdere onderhandelingen.

*Dit hoofdstuk is kritisch doorgelezen door dr. R. Leemans van het RIVM, die ook de resultaten van de Safe Landing Analyse welwillend ter beschikking heeft gesteld.*

A.P.M. Baede



## 5 De toekomst van het Nederlandse klimaat

Schattingen van de ontwikkeling van het klimaat van Nederland in de 21<sup>e</sup> eeuw grijpen terug op de inventarisaties van de wetenschappelijke inzichten over klimaatveranderingen zoals die worden gepubliceerd door het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). De IPCC rapporten over klimaatveranderingen verschijnen vijfjaarlijks en schetsen onder meer de ontwikkeling van het mondiale klimaat voor de 21<sup>e</sup> eeuw. Om uit het mondiale klimaat de klimaatverandering van Nederland af te schatten, is inzicht nodig in de respons van ons lokale klimaat op veranderingen van het wereldklimaat. Zoals reeds in de vorige klimaatrapportage beschreven, is dit inzicht thans onvoldoende om met goed onderbouwde uitspraken te komen. Wel is het mogelijk om onder plausibele aannamen een mogelijke realisatie te schetsen van het toekomstig Nederlandse klimaat, die als werkhypothese kan dienen om effecten van klimaatverandering af te schatten. Daar de aannamen waarop de uitspraken berusten niet bewijsbaar zijn, spreekt men niet van een voorspelling of van een verwachting, maar van een klimaatscenario.

Sinds de publicatie van de vorige KNMI klimaatrapportage in 1996 is geen nieuw IPCC rapport over klimaatverandering verschenen. In grote lijnen is de gangbare verwachting nog steeds van kracht: bij voortschrijdende uitstoot van broeikasgassen is in 2100 de wereldtemperatuur met 1 tot 3,5 °C gestegen, de wereldgemiddelde neerslag met enkele procenten toegenomen en de zeespiegel met 15 tot 95 cm gestegen. Een scenario voor Nederland dat hier uit volgt, bestaat uit: een vergelijkbare temperatuurstijging met verkorting van de duur van strenge winters; een in de winter geconcentreerde toename van de jaarneerslag met enkele procenten per graad stijging; een toename van de neerslagintensiteit per zomerbui en van de

neerslagintensiteit in situaties van langdurige hevige winterneerslag, beide met ongeveer 10% per graad stijging. De uitgangspunten voor het formuleren van deze uitspraak zijn beschreven in de vorige klimaatrapportage en worden hier niet herhaald.

De IPCC verwachtingen berusten op schattingen van uitstoot van broeikasgassen en aerosolen in de toekomst, zoals die plaats zouden kunnen vinden als die niet door gerichte beleidsmaatregelen zou worden beperkt. Zoals beschreven in hoofdstuk 4, zijn eind 1997 in Kyoto internationaal afspraken gemaakt om de uitstoot van de geïndustrialiseerde landen tot het jaar 2010 te beperken. Op dit moment zijn die afspraken nog niet van kracht. Mochten ze van kracht worden, dan heeft dat gevolgen voor het klimaatscenario. Indien we er de volgende eeuw ook ná 2010 in zouden slagen de uitstoot binnen de 'Safe Landing Corridor' te houden, dan zou dat de bovengrens van de verwachte stijging van de wereldgemiddelde temperatuur tot 2100 naar schatting met een graad omlaag kunnen brengen.

Gezien de onzekerheden die het klimaatscenario voor Nederland bevat, vormt dit gegeven geen aanleiding om het temperatuurscenario bij te stellen. Dit geldt al helemaal niet voor het scenario voor neerslag, dat direct gekoppeld is aan het temperatuurscenario.

Zijn er dan helemaal geen redenen om het klimaatscenario aan te scherpen of wellicht de marges hierin verder te vergroten? Jawel, maar die komen voort uit de toegenomen kennis van klimaatvariabiliteit. Hoofdstuk 2 draagt hiervoor de elementen aan. De laatste twee decennia was Nederland ongebruikelijk warm: in de winter bijna een graad meer dan voorheen. Dit verschijnsel is terug te voeren op een ongewone persistentie van de positieve fase van de Noord-Atlantische Oscillatie (NAO). Op dit moment ontbreken steekhoudende argumenten om dit langdurig aanhouden van de positieve NAO met enige zekerheid toe te schrijven aan de toegenomen wereldtemperatuur van de 20<sup>e</sup> eeuw of aan de sterkte van het broeikas effect tot nu toe. Ofschoon de mogelijkheid openblijft dat het broeikas effect toch een kleine bijdrage aan het verschijnsel heeft geleverd, moet vooralsnog de NAO-fluctuatie van de laatste twee decennia primair worden opgevat als een gevolg van natuurlijke variabiliteit. Hiervan uitgaande mag worden verwacht dat de NAO op termijn terug zal keren naar zijn normale fase.

Dit betekent dan voor Nederland dat begin 21<sup>e</sup> eeuw de wintertemperatuur zal dalen ten opzichte van nu. Voor het effect van het broeikas effect op het klimaat van Nederland van de 21<sup>e</sup> eeuw kan vooralsnog het eerder gegeven scenario als werkhypothese worden gehanteerd. Het wordt echter mogelijk geacht dat op termijn ook de NAO onder invloed van het broeikas effect zal veranderen, al is er onduidelijkheid in welke richting dit zal gaan. Zou een Duitse studie juist zijn die een positieve trend in de NAO index verwacht, dan zou dat gezien over de 21<sup>e</sup> eeuw tot een extra temperatuurstijging in Nederland leiden. Daar het effect van de NAO zich vooral manifesteert in de winters, zou dit betekenen dat de Nederlandse winter een snellere klimaatverandering zal kennen dan de zomer.

Met nadruk moet vermeld worden dat de bovenstaande aanscherping van het toekomstscenario van het Nederlandse klimaat – een tijdelijke terugval van wintertemperatuur, mogelijk gevolgd door een sterkere stijging dan voorheen gedacht – de onzekerheid in de uitspraak niet wezenlijk verkleint. Het NAO-patroon is slechts één facet van de atmosferische circulatie en zelfs voor dit patroon is onduidelijkheid in welke richting de beïnvloeding door het broeikas effect zal gaan. Daarnaast blijft onvoldoende bekend met welke wijzigingen in atmosferische circulatie het broeikas effect verder gepaard kan gaan en of er misschien zelfs al dan niet tijdelijke wijzigingen in oceaancirculatie zouden kunnen plaatsvinden met een koelend effect van enkele graden op ons klimaat. Daarom heeft het geschetste beeld geen andere status dan het vorige: het is plausibel, bruikbaar als werkhypothese, geformuleerd naar beste weten volgens de fragmentarische kennis van nu, maar in de toekomst ongetwijfeld onderhevig aan veranderingen.

G.P. Können

## Technische verantwoording

De meteorologische gegevens van hoofdstuk 1 zijn afkomstig uit de klimatologische database van het KNMI, die onderhouden wordt vanuit de Sector Waarnemingen en Modellen. De gladde lijn in de figuren is steeds berekend met behulp van de Loess smoother van W.S. Cleveland (J. Amer. Stat. Assoc. 74, 829-836 (1979)) met een span van 15 jaar. Verdere technische gegevens zijn:

**Figuur 1** (warme windrichting). Frequentie van vectorgemiddelde windrichting per dag, berekend uit uurlijkse waarnemingen van windrichting en windsnelheid. De warme windsectoren zijn voor zomer en winter gezet op respectievelijk 36-215 en 146-325.

**Figuur 2** (temperaturen). Berekend uit uurlijkse waarnemingen, gemiddeld over kalendermaanden en hierna over de seizoenen of het kalenderjaar. Tot 1981 zijn de uurlijkse waarnemingen afkomstig van de thermograafregistraties en gecorrigeerd met behulp van de driemaal daagse aflezingen van de thermometer. Vanaf 1981 zijn de uurlijkse waarnemingen elektronisch ingewonnen en is geen correctie toegepast.

**Figuur 3** (zeewatertemperatuur). Berekend uit 4-uurlijkse (vóór 1940) en 3-uurlijkse (1940-1974) waarnemingen van lichtscheperen en (na 1974) uit uurlijkse waarnemingen van het Lichteiland Goeree. De metingen zijn representatief gemaakt voor de positie van het Lichteiland Goeree. Bron: P.C.T. van der Hoeven, KNMI-WR 84-4.

**Figuur 4** (Rijnwatertemperatuur). Berekend uit eenmaal daagse waarnemingen om 8 uur gemiddeld over kalendermaanden en hierna over het kalenderjaar.



**Figuur 5** (ijsdikte). Berekend uit tweemaal daagse waarnemingen van temperatuur, wind, bedekkingsgraad, vochtigheid en neerslag te De Bilt, geldig voor stilstaand water met een diepte van 2 m. Bron voor model: H.A.R. de Bruin en H.R.A. Wessels, *J. Clim. Appl. Met.* 27, 164-173 (1988). Door correcties van waarnemingen en modelverbeteringen wijken sommige jaren af van de overeenkomstige jaren in de vorige klimaatrapportage. Dat geldt met name voor de winters waarin de ijsdikte lange tijd in de buurt van de 7-cm drempel bleef (1945, 1953).

**Figuur 6** (ijs op IJssel). Gebaseerd op dagelijkse waarnemingen op diverse plaatsen langs de rivier. Referentie: P.J. Wemelsfelder 1948, *Gegevens ijsbezetting in Nederland, Prae-adviezen Binnenscheepvaartcongres*, p. 93-140.

**Figuur 7** (geostofische wind). De geostofische wind is berekend uit uurlijkse waarnemingen van luchtdrukverschillen tussen de drie stations: Den Helder/De Kooy, Groningen/Eelde en De Bilt. De stationsverplaatsing van Den Helder naar De Kooy heeft plaatsgevonden op 1-8-1972; de datum van de overgang van Groningen naar Eelde is 1-1-1946.

**Figuur 8** (wateropzet). De waarden hebben betrekking op het door RIKZ gehanteerde lange stormseizoen, dat loopt van 1 oktober tot 15 maart. De opzetten zijn Daan S-4 geselecteerd om autocorrelatie effecten te onderdrukken.

**Figuur 9** (zonneshijn). Berekend uit dagelijkse waarnemingen van zonneshijnuren en de tijd dat de zon boven de horizon staat, gerekend van opkomst van bovenrand tot ondergang van bovenrand. Percentages zijn gemiddeld over kalendermaanden en hierna over de seizoenen.

**Figuur 11 en 12** (neerslag). De dertien geselecteerde stations zijn West-Terschelling (stationsnummer 011); Den Helder / De Kooy (009/025); Groningen (139); Ter Apel (144); Hoorn NH (222); Heerde (328); Hoofddorp (438); De Bilt (550); Winterwijk (666); Kerkwerpe (737); Axel/Westdorpe (745/770); Oudenbosch (828); Roermond (961).

**Figuur 14** (doorlopend potentieel neerslagtekort). De waarden zijn bepaald uit de berekende totale verdamping boven kort gras dat optimaal van water is voorzien (de 'potentiële verdamping') en de neerslaghoeveelheid in opeenvolgende tijdvakken van 10 (of 11) dagen (drie per maand). Vanaf 1992 zijn de dagelijkse waarden van de potentiële verdamping berekend uit waarnemingen van de gemiddelde etmaaltemperatuur en de dagsom van de globale straling volgens de formule van Makkink. Deze zijn evenals de neerslag per tien- of elfdaags tijdvak gesommeerd. Vóór 1992 zijn de waarden van de potentiële verdamping per tijdvak gelijkgesteld aan 0.8 maal de verdamping boven open water zoals die berekend is uit meteorologische waarnemingen volgens de formule van Penman, en zijn de tien- of elfdaagse neerslaghoeveelheden verkregen uit de dagelijkse neerslag, afgerond op hele millimeters. Het doorlopend potentieel neerslagtekort wordt berekend vanaf het eerste tijdvak na 1 april waarvoor de potentiële verdamping de neerslag overtreft. We noemen dit tijdvak 1. Het doorlopend tekort dat geldt voor een tijdvak erna is dan het verschil in potentiële verdamping en neerslag, opgeteld vanaf tijdvak 1 t/m het desbetreffende tijdvak. Als het doorlopend tekort op nul uitkomt (en er dus een cumulatief neerslagoverschot ontstaat vanaf tijdvak 1), dan wordt de berekening stopgezet en weer hervat vanaf het eerste tijdvak waarin weer een tekort optreedt. De berekening stopt definitief op 1 oktober. Het doorlopend tekort is dus nooit beneden nul. Het maximaal doorlopend tekort is de grootste waarde van het doorlopend tekort.



## Colofon

Algehele redactie:  
G.P. Können

Basisvormgeving  
Birgit van Diemen

Lay-out:  
Jaap Kwakkel

Productie en coördinatie:  
Johan Bremer

Lithografie en druk:  
Drukkerij Van de Ridder, Nijkerk

Papier:  
Binnenwerk: Reviva Mega, 150 g/m<sup>2</sup>  
Omslag: Reviva Mega, 250 g/m<sup>2</sup>

Oplage:  
2200

Op de omslag:  
Tienjaar gemiddelde wintertemperaturen 800-1999 voor de Lage Landen,  
zoals gereconstrueerd door J. Buisman, F. IJnsen en A.F.V. van Engelen  
uit documentaire bronnen.  
De rode lijn is een lopend gewogen gemiddelde over 150 jaar.