

ben op de kwaliteit van hydrologische of meteorologische voorspellingen. Want bodemvocht kan onder bepaalde omstandigheden een grote invloed hebben op het weer: de persistentie van hogedrukgebieden, de mate waarin hevige regenval tot overstromingen leidt, de detectie van anomaal hoge of lage regenval in gebieden met weinig waarnemingen, het zijn maar een paar voorbeelden van mogelijke toepassingen.

En wat bodemvocht betekent voor het landoppervlak, betekent het zoutgehalte voor het zeeoppervlak. Zoutgehaltes bepalen voor een deel de dichtheidsgradiënten van het zeewater, waardoor zeestromingen worden aangedreven. Ook hier geldt dat alle data die je kunt verzamelen om oceaanmodellen te initialiseren of verifiëren welkom zijn.

SMOS zal wat betreft bodemvocht worden opgevolgd door de Amerikaans SMAP (*Soil Moisture Active/Passive*) missie, die waarschijnlijk over een jaar of 8 zal worden gelanceerd. Hierbij wordt naast de passieve emissiviteits-detectie ook gebruik gemaakt van bodemvocht-afhankelijke reflectie van radargolven in het microgolfgebied, waardoor een nog hogere ruimtelijke resolutie en nauwkeurigheid kan worden verkregen.

Een resumé van het Buys Ballot herfstsymposium 2009

JOOST AAN DE BRUGH, MONIQUE ALBERT, RENKE GELDERLOOS, JAN LENAERTS, IRIS MANOLA, GUILLAUME MONTEIL, MARIANNE DEN OUDEN, IVAR VAN DER VELDE, GERT-JAN STEENEVELD.

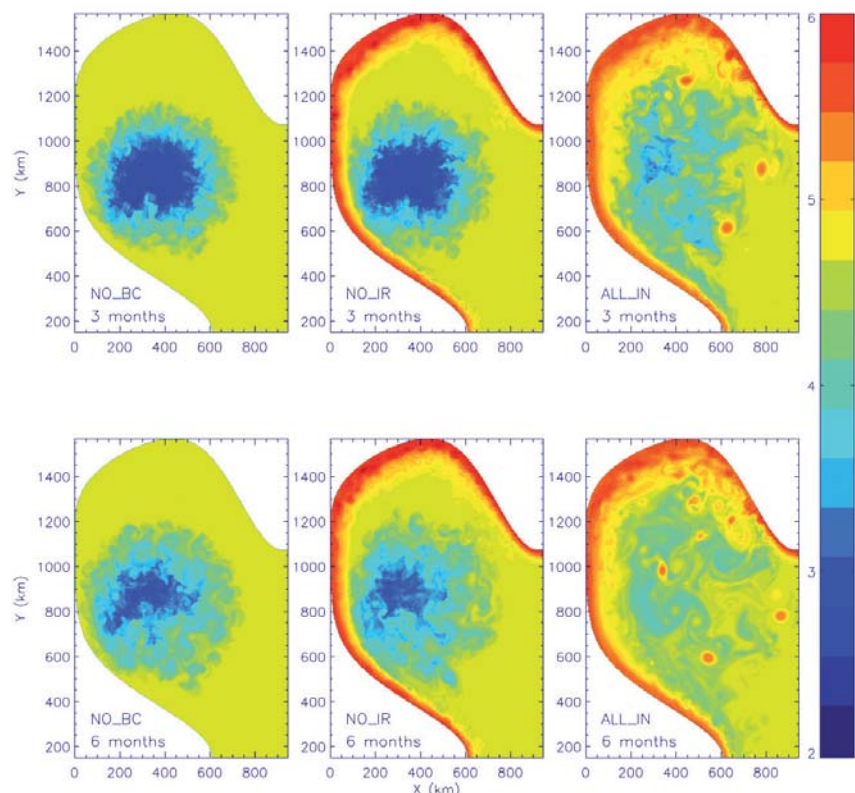
Nederland beschikt over veel jong onderzoekstalent in de vorm van promovendi op het gebied van de fysische en chemische aspecten van het klimaatonderzoek. De Buys Ballot Onderzoeksschool (BBOS), met daarin het IMAU, Wageningen University, het KNMI, NIOZ, RIVM, de TUE, en het Max Planck Instituut (Mainz), coördineert en stimuleert de training- en supervisieprogramma's van de deelnemende promovendi. Tijdens het BBOS herfstsymposium komen zij bijeen om elkaars resultaten te communiceren. Dit jaar gebeurde dat in Oisterwijk. Ook dit jaar presenteert een aantal deelnemers hun onderzoek in Meteorologica. Een speciale noot: dit jaar nam Theo Opsteegh afscheid als directeur van de onderzoeksschool, en bij dit afscheid deelde hij een aantal mooie herinneringen over onder andere onderzoekscultuur en computerkracht in zijn tijd als junior onderzoeker met de huidige promovendi. Hierin is inmiddels veel ten goede veranderd. Wij bedanken Theo voor zijn inspanningen in de afgelopen jaren!

De rol van drie soorten wervels in het restratificeren van de Labrador Zee

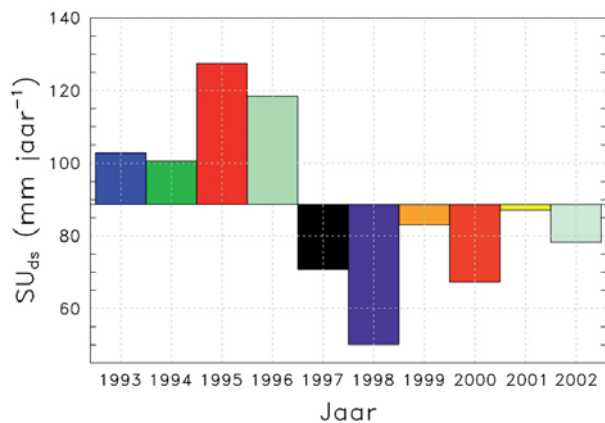
RENKE GELDERLOOS, CAROLINE KATSMAN EN SYBREN DRIJFHOUT (KNMI)

Een van de weinige plaatsen in de oceaan waar diepe convectie plaatsvindt, is de Labrador Zee. De koude lucht die 's winters van het Noord-Amerikaanse continent over dit gebied waait onttrekt warmte aan de toch al koude zee, waardoor het water convectief kan mixen tot op wel twee kilometer diepte. Gedurende de zomermaanden warmt de oceaan door voornamelijk laterale warmtefluxen weer op. Dit proces wordt restratificatie genoemd. Om de variabiliteit in diepe convectie te verklaren, is het noodzakelijk om ook het restratificatieproces te begrijpen.

Er zijn drie soorten wervels die een rol spelen in restratificatie in de Labrador Zee. De eerste, Irminger ringen, zijn relatief grote wervels die worden afgesnoerd van de kuststroom aan de westkust van Groenland door een instabiliteit van die stroming zelf. De andere twee zijn beide barokliene frontinstabiliteiten, waarvan de ene soort gevormd wordt op het front tussen de warme kuststrooming en het koude water in het centrum van de



Figuur 1. Oppervlaktetemperatuur na 3 en na 6 maanden restratificatie in 3 simulaties. Alleen convectieve wervels (links), convectieve wervels en kuststroomwervels (midden) convectieve wervels, kuststroomwervels en Irminger ringen (rechts). Het warme water langs de kust is de kuststroom.



Figuur 2. De jaarlijkse hoeveelheid SU_{ds} (mm/jaar), geplotted ten opzichte van het gemiddelde (89 mm) voor de gesimuleerde periode 1993-2002.

Labrador Zee (Kuststroomwervels), en de andere soort op het front rondom het convectiegebied (Convectieve wervels). Om te bepalen welk type de belangrijkste rol speelt in het restratificatieproces hebben we geïdealiseerde modelruns uitgevoerd van het zomerseizoen, waarin we steeds één soort wervels toevoegen om systematisch hun rol te kwantificeren (figuur 1). De resultaten laten zien dat het convectiegebied zonder Irminger ringen nauwelijks restratificeert, terwijl de run met deze ringen bijna volledige restratificatie toont.

Literatuur

R. Gelderloos, C.A. Katsman en S.S. Drijfhout (2009). Assessing the Role of Three Eddy Types in Restratifying the Labrador Sea after Deep Convection. Submitted to *Journal of Physical Oceanography*.

Modelleren van sneeuwdriftsublimatie in Antarctica

JAN LENAERTS EN MICHEL VAN DEN BROEKE (IMAU)

Op Antarctica, het koudste en meest wonderige continent op aarde, is sneeuwdrift een veel voorkomend fenomeen. Naast het horizontale transport van sneeuw, veroorzaakt sneeuwdrift ook een vochtuitwisseling tussen opgewervelde sneeuwdeeltjes, die verzadigd zijn, en de onverzadigde atmosfeer daar omheen. Dit sublimatieproces (SU_{ds}) veroorzaakt een netto verlies van sneeuwmassa aan het oppervlak, en kan daarom een belangrijke factor zijn in de oppervlaktemassabalans van een ijskap. Deze oppervlaktemassabalans bepaalt op zijn beurt mede de bijdrage van een ijskap aan de zeespiegelverandering.

In dit onderzoek zijn we nagegaan wat de bijdrage van SU_{ds} is aan de oppervlaktemassabalans, meer bepaald voor een locatie aan de Antarctische kust, waar we door de relatief hoge windsnelheid

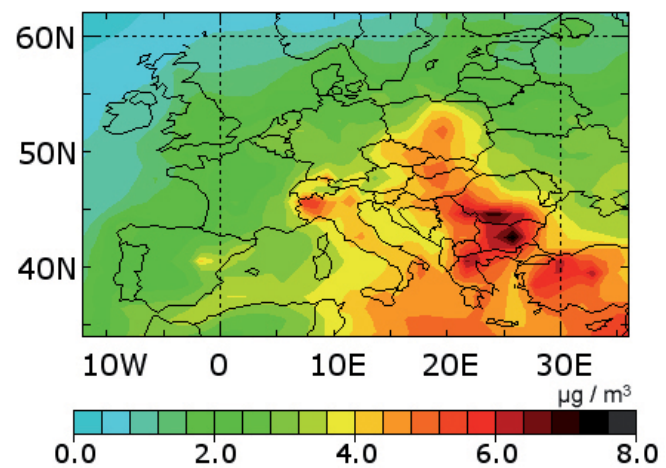
en temperaturen een significante hoeveelheid sneeuwdrift verwachten. Een 10 jaar lange geïnterpoleerde dataset aan lokale observaties hebben we als invoer gebruikt voor een atmosferisch 1-kolommodel. Hierin is de geparameteriseerde SU_{ds} als een negatieve latente warmteflux beschouwd, waardoor effecten van sneeuwdriftsublimatie op de atmosfeer kunnen worden onderzocht.

De jaarlijkse hoeveelheid SU_{ds} bedraagt 89 mm, terwijl er jaarlijks ongeveer 425 mm sneeuw valt. Dit betekent dat ongeveer 21% van de geaccumuleerde sneeuw door sneeuwdriftsublimatie verdwijnt. Dit betekent dat dit proces zeker niet verwaarloosd mag worden. Bovendien zien we een grote interjaarlijkse variabiliteit in SU_{ds} (figuur 2), die duidelijk correleert met variaties in de windsnelheid en vochtigheid van de atmosfeer vlakbij het oppervlak. Dit wijst erop dat de lokale weersomstandigheden belangrijk zijn voor het sneeuwdriftproces.

Modelleren van fijnstof boven Europa

JOOST AAN DE BRUGH (WAGENINGEN UNIVERSITY)

Fijnstof (aerosolen) in onze atmosfeer vormt een belangrijke factor voor de gezondheid van mensen en voor het klimaatstelsel. Om fijnstof beter in kaart te brengen, doen we een studie naar aerosolen in een mondiaal circulatiemodel. Zo proberen we te bepalen hoe het budget van fijnstof in Europa eruit ziet, met name hoeveel er wordt geïmporteerd en geëxporteerd. Ook zijn de grootteverdeling en de chemische samenstelling van fijnstof belangrijk. Het schadelijkst zijn kleine roetdeeltjes. We beschouwen ammonium, nitraat,



Figuur 3. Gemodelleerde grondconcentraties sulfaat in fijnstof, gemiddeld over 2006.

sulfaat, roet, organisch materiaal, woe-tijnstof en zeezout. Aan de hand van de modelresultaten bepalen we in hoeverre zichtbaar licht door de atmosfeer kan komen. Deze resultaten worden vervolgens gevalideerd met optische satelliet-data van AERONET. Ook gebruiken we stationsmetingen van EMEP om grondconcentraties te valideren.

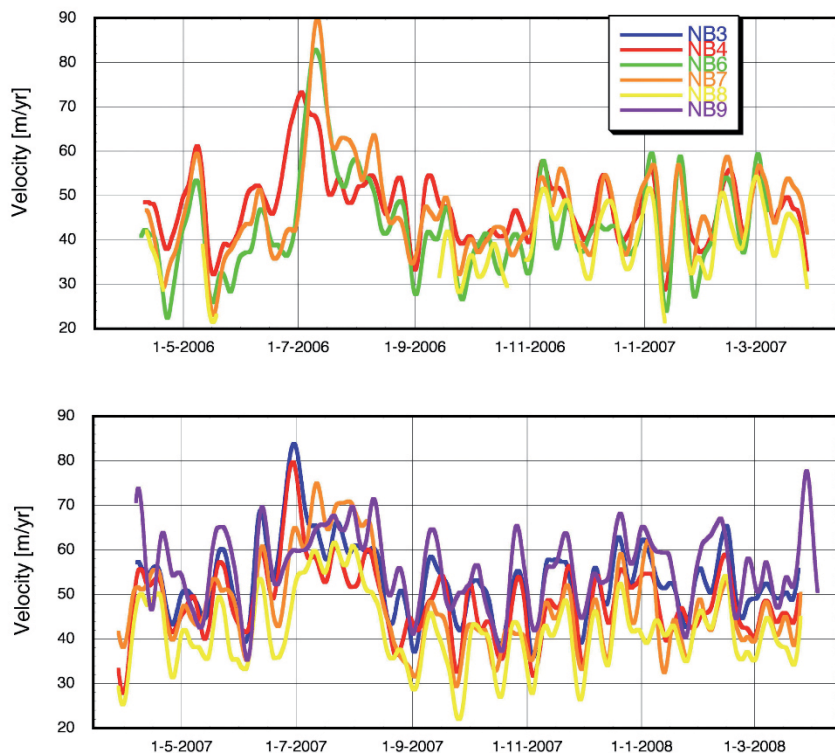
Het modelleren van de wereld op het gebied van fijnstof is geen eenvoudige zaak, omdat veel emissies onbekend zijn en omdat de fysica is een model aan behoorlijke vereenvoudigingen onderhevig is. Wij zijn tevreden met een correlatie van ongeveer 0.5 tussen metingen en modelresultaten. Figuur 3 is een kaartje van de gemiddelde gemodelleerde grondconcentratie sulfaat van Europa in 2006. Sulfaat is een van de componenten waar de metingen en het model behoorlijk goed overeenkomen.

Smeltwater en ijsnelheden van Arctische gletsjers: Nordenskiöldbreen, Svalbard

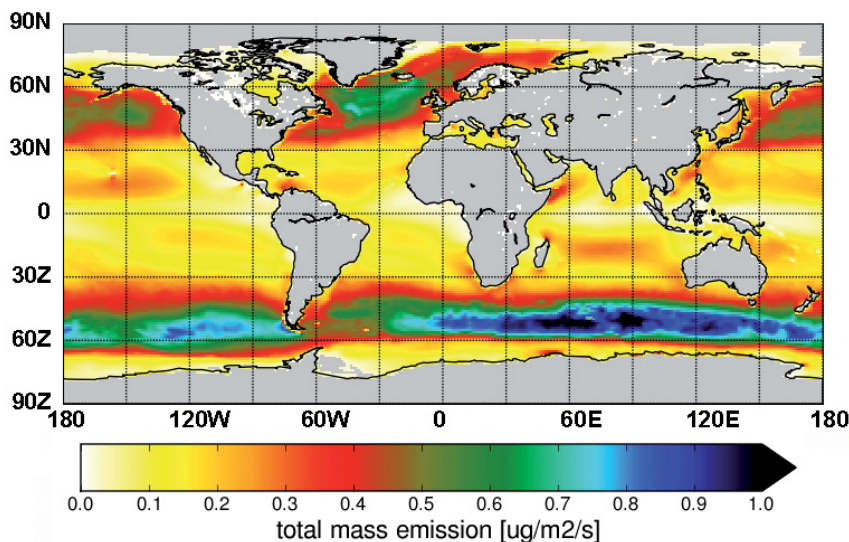
MARIANNE DEN OUDEN¹, CARLEEN REIJMER¹, VEIJO POHJOLA², RODERIK VAN DE WAL¹, JOHANNES OERLEMANS¹
(1: IMAU. 2: UPPSALA UNIVERSITY, ZWEDEN)

De gletsjers in het noordpoolgebied zijn de afgelopen decennia flink kleiner geworden. Om hun bijdrage aan een eventuele zeespiegelstijging te schatten, is het van belang om te begrijpen hoe gletsjers bewegen. In het kader van het Internationaal Pooljaar (2007-2009) onderzoeken we de invloed van smeltwater op de ijs-snelheid van een gletsjer.

Metingen van de ijs-snelheid en massabalans zijn hiervoor essentieel. Op de gletsjer Nordenskiöldbreen is de snelheid van het ijs sinds 2006 gemeten met behulp van GPS. De gemiddelde ijs-snelheid voor



Figuur 4. IJssnelheden van 6 GPS-stations op Nordenskiöldbreen. Het laagste station (NB3) bevindt zich op een hoogte van ± 300 m boven zeeniveau, terwijl het hoogste station zich op ± 850 m bevindt. De tussenliggende stations hebben een hoogteverschil van ± 100 m.



Figuur 5. Jaargemiddelde marine aerosolemissie in microgram per vierkante meter per seconde voor het jaar 2006.

deze gletsjer varieert tussen de 40 en 55 m/jr. De hoogste snelheden worden bereikt tijdens het begin van het smeltseizoen en hebben een maximum van ongeveer 90 m/jr (zie figuur 4). Naast de GPS-metingen, wordt er ook een schatting van de hoeveelheid smeltwater gemaakt. Daartoe wordt met behulp van een oppervlakte energie- en massabalansmodel, gekalibreerd aan de hand van lokale staakwaarnemingen, de massabalans van de gletsjer bepaald. Bovenop de gletsjer komt er jaarlijks ± 2.5 m sneeuw

(± 0.75 m water equivalent) bij, terwijl in de laagste regionen ongeveer 2 m ijs (± 2 m water equivalent) wegsmelt. Uit analyses blijkt dat er een duidelijke correlatie bestaat tussen de hoeveelheid smelt en de hoogte van de snelheden. Ook is er, met een vertraging van ongeveer 10 dagen, een correlatie tussen de hoogste temperaturen en de hoogste snelheden.

Natuurlijk fijnstof uit zee

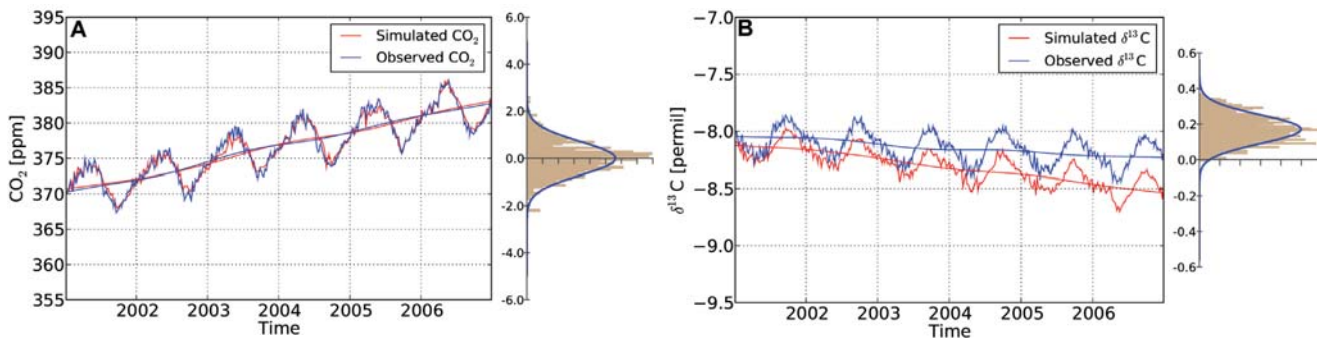
MONIQUE ALBERT (TNO)

Wanneer lucht die door golfbreking onder het oceaanooppervlak is gebracht weer als belletjes naar de atmosfeer ontsnapt worden aerosoldruppeltjes gevormd die voornamelijk uit zeezout en organische componenten bestaan. Deze druppeltjes beïnvloeden het klimaat door inkomend zonlicht te verstrooien en door te fungeren als wolkenkernen. Klimaatmodellen bevatten een bronfunctie die de globale emissie van marine aerosolen per eenheid van het oceaanooppervlak beschrijft. Bestaande bronfuncties zijn uitgedrukt in windsnelheid en zeewatertemperatuur aan het oppervlak en hebben een onzekerheid van minstens een factor 2. Een andere onzekerheid is de fractie organisch materiaal van het aerosol. Bestaande bronfuncties kunnen verbeterd worden door implementatie van factoren zoals golfconditie, de schuimkopfractie van het oceaanooppervlak en chlorofylconcentratie, allen beschikbaar vanuit satellieten. Het doel is het ontwikkelen van een nieuwe emissiefunctie gebruik makende van deze satellietdata. Inmiddels is een module ontwikkeld waarmee emissies op globale schaal met bestaande bronfuncties berekend kunnen worden. Er is ook een eerste stap gemaakt met satellietdata door met chlorofyldata, een *proxy* voor organisch materiaal, de organische fractie van het marine aerosol te berekenen. Volgende stappen zijn validatie en integratie van schuimkopdata in de module. Figuur 5 laat de jaargemiddelde marine aerosolemissie voor 2006 zien die met de ontwikkelde module berekend is.

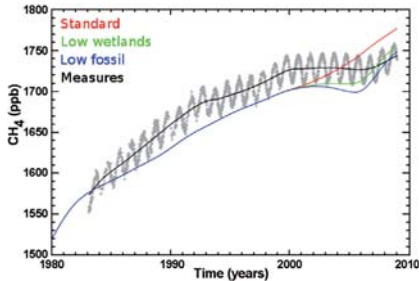
Atmosferische observaties voor het bepalen van CO₂-uitwisseling

IVAR VAN DER VELDE¹, WOUTER PETERS¹, JOHN MILLER², KEVIN SCHAEFER³, JIM WHITE³, MAARTEN KROL¹
(1: Wageningen University, 2: NOAA/ESRL, 3: Univ. of Colorado)

Omdat CO₂ als broeikasgas een belangrijke rol speelt bij de opwarming van de atmosfeer is het van groot belang te begrijpen hoeveel CO₂ jaarlijks wordt opgenomen door de oceanen en biosfeer, en hoeveel CO₂ achterblijft in de atmosfeer. Het CarbonTracker data-assimilatie systeem is één van de middelen om dit te monitoren. In dit systeem wordt de CO₂-uitwisseling tussen de atmosfeer en de natuurlijke reservoirs continu afgestemd op gemeten CO₂-concentraties. Het blijft echter moeilijk de CO₂-opname door oceanen en biosfeer van elkaar te schei-



Figuur 6. CO_2 (a) en $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (b) met de trendlijn gesampled op Mauna Loa, Hawaii voor de periode 2001 tot 2007. Het verschil tussen gemeten waarden (blauw) en gesimuleerde waarden (rood) zijn uitgezet in het histogram aan de rechterzijde. De neergaande trend in $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ wordt overschat (± 0.2 ‰) wat wijst op mogelijke fouten in de CO_2 -uitwisseling.



Figuur 7. Vergelijking tussen de CH_4 -concentratie gemeten in station Syowa, Antarctica tussen 1986 en 2008 en twee berekende CH_4 -tijdreeksen gebaseerd op twee verschillende emissiescenario's.

den. Daarom gaan we nu observaties van het koolstof-13 isotoop (^{13}C) toevoegen in het data-assimilatie systeem. Bij opname van CO_2 hebben zowel de biosfeer als oceanen een lichte voorkeur voor $^{12}\text{CO}_2$ boven $^{13}\text{CO}_2$, met als gevolg een relatieve stijging in de isotopenverhouding $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in de atmosfeer. Dit fractionatie proces is iets sterker in de biosfeer dan in de oceanen en gemeten $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ verhoudingen bieden zodoende extra informatie aangaande de CO_2 -uitwisseling.

Gebruikmakend van de geanalyseerde CarbonTracker CO_2 -fluxen hebben we een model framework ontwikkeld om concentraties van CO_2 en $^{13}\text{CO}_2$ te simuleren (zie figuur 6). Figuur 6a laat zien dat de CO_2 -concentraties perfect worden

gesimuleerd ten opzichte van observaties op Mauna Loa, Hawaii. Echter, in figuur 6b wordt de dalende trend van gesimuleerde $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ overschat. In het model is de atmosfeer dus teveel verarmd in ^{13}C ten opzichte van ^{12}C . Dat wijst op onvoldoende opname van CO_2 door de biosfeer en een teveel aan opname door de oceanen. Een andere verklaring is een onderschatting van de verblijftijd van koolstof in de natuurlijke reservoirs, hetgeen voor klimaatmodellen een belangrijke tekortkoming zou zijn. Meer informatie: <http://www.carbontracker.eu>.

Het gebruik van isotopen om het methaانبudget over de laatste 30 jaar te bepalen

GUILLAUME MONTEIL (IMAU)

Methaan (CH_4) is het op een na belangrijkste antropogene broeikasgas. De mengverhouding van methaan in de atmosfeer is toegenomen van minder dan 800 ppb in 1750 tot meer dan 1800 momenteel. Echter, deze toename is nogal grillig geweest (figuur 7). De toename van de mengverhouding was vrijwel constant tussen 1960 en 1990, maar is daarna afgenomen en tussen 1999 en 2006 was de concentratie methaan in de atmosfeer

budget van de bronnen nog grote onzekerheden. Meer dan 50% van het budget van de bronnen is antropogeen (voornamelijk landbouw, stortplaatsen van afval en productie door fossiele brandstoffen). De rest wordt voornamelijk geleverd door waterrijke gebieden, en enkele kleine natuurlijke bronnen zoals termieten en moddervulkanen.

Informatie van het totale budget wordt verkregen uit metingen, maar de onderverdeling van bronnen binnen dit budget bevat vele onzekerheden, waardoor het moeilijk wordt de waargenomen veranderingen te koppelen aan een enkel proces.

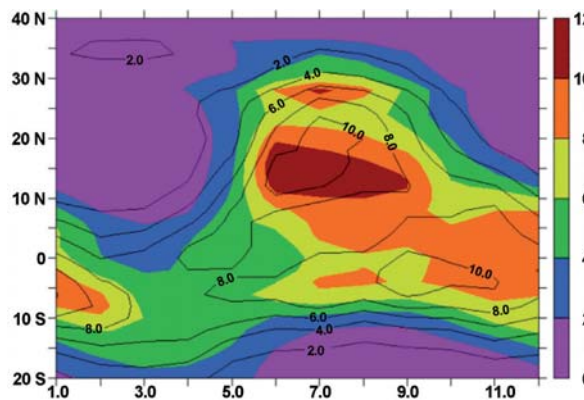
Eén manier om dit probleem op te lossen is het vinden van een extra meetbare parameter om het budget te bepalen. Hiervoor gebruik ik isotoometingen van $^{13}\text{CH}_4$ en CH_3D , de twee meest voorkomende isotopen van methaan. De gemeten atmosferische isotopenverhouding hangt niet af van de uitgestoten hoeveelheid methaan, maar wel van de verdeling van bronnen en putten.

Dit gegeven wordt gebruikt om methaan-emissiescenario's te ontwerpen die tegelijkertijd voldoen aan de methaanconcentraties en aan $^{13}\text{CH}_3$ en CH_3D atmosferisotopen-verhoudingen gedurende de laatste 30 jaar. Deze scenario's worden toegepast in een chemisch transport model (TM3), waarvan de resultaten vergeleken worden met een netwerk van stationsmetingen over de hele wereld. Het doel is vooral om te testen hoe goed de mogelijke verklaringen zijn voor de recente veranderingen in de methaanconcentratie.

Een evaluatie van de EC-Earth klimatologie in de Indische Oceaan

IRIS MANOLA EN FRANK SELTEN (KNMI)

Het gekoppelde klimaatmodel EC-Earth wordt gebruikt om de rol van de Indische Oceaan te bestuderen in globale klimaatvariaties als onderdeel van het INATEX



Figuur 8. Zonaal gemiddelde neerslag rond India berekend door het EC-EARTH model (kleuren) waarnemingen door CMAP (contouren). Horizontale as: maand.

project. We bestuderen de laatste 40 jaar van een 250-jaar gekoppelde simulatie met een constante forcering van het jaar 2000. De 40 jaar gemiddelde modeldata wordt vergeleken met waarnemingen om de kwaliteit van de gesimuleerde seizoenscyclus in de structuur van de Indiase moesson te beoordelen.

Figuur 8 toont de jaarlijkse gang van de zonaal gemiddelde neerslag van het gebied met de Indiase moesson. Vergelijken met de CMAP data worden zowel de noord-zuid verplaatsing van de maximumneerslag als de maximum

hoeveelheid neerslag goed weergegeven. Het begin van de moesson is iets vertraagd in het model en is meer abrupt. De regionale verdeling vertoont grotere afwijkingen. Het EC-Earth model geeft overvloedige regen ten westen van het Indische continent en te weinig ten oosten ervan.

De windrichting en de locatie van de ITCZ worden door het jaar heen goed door het model voorspeld. Een duidelijk verschil is de meer naar het westen uitgebreide neerslagzone in januari vlak bij de evenaar in het model en de bijbehorende

draaiing en toename van de wind. Een andere tekortkoming van het model is de onderschatting van de neerslag en de sterkte van de stroming in het oostelijke deel van oceaan bij de evenaar en de Chinese zee.

De algemene verdeling van de maand-gemiddelde zeewatertemperaturen is realistisch in het EC-EARTH model. Temperaturen over de hele oceaan zijn 1 à 2 graden lager dan waargenomen. We vinden een sterke correlatie tussen neerslag, wind en zeewatertemperatuur in de meeste simulaties.

Gevoelstemperatuur in de winter, invoering JAG/TI-methode

GEERT GROEN (KNMI)

Het KNMI hanteert sinds 1992 voor de berekening van de gevoelstemperatuur in de winter, de zogenaamde "wind chill equivalente temperatuur", een tabel op basis van het werk van Steadman welke destijds uitgewerkt is door Baltus Zwart. In de Verenigde Staten en Canada werd tot 2001 de methode van Siple en Passel gebruikt, maar op hun methode was veel kritiek. In 2001 is door de Joint Action Group on Temperature Indices (JAG/TI) een nieuwe methode ontwikkeld. Deze JAG/TI-methode wordt in toenemende mate gebruikt, onder andere in Canada, de Verenigde Staten en het Verenigd Koninkrijk. In Nederland zal deze methode door het KNMI vanaf de komende winter worden gehanteerd.

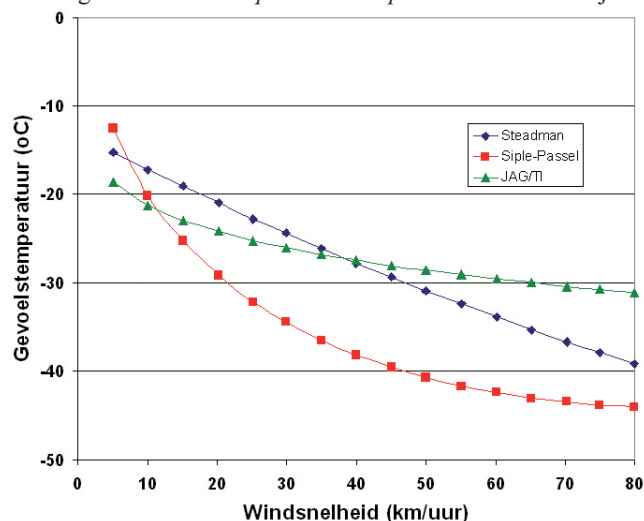
Koudegevoel

Bij vriesend weer voelt het op een winterse dag, ten gevolge van meer warmteverlies door de wind, kouder aan. De zogenaamde gevoelstemperatuur geeft aan bij welke temperatuur op een koude winterdag zonder wind bij een volwassen mens een vergelijkbaar warmteverlies zal optreden als bij een situatie met wind. De gevoelstemperatuur wordt in het Engels *wind chill equivalent tempe-*

rate genoemd. Het verschil tussen de luchttemperatuur en de gevoelstemperatuur is een maat voor het door de wind veroorzaakte warmteverlies.

Het vermelden van de gevoelstemperatuur door de meteorologische diensten in weerberichten en waarschuwingen tijdens strenge winterperioden met het overschrijden van een kritische waarde is noodzakelijk om koudeletsel, zoals

de gevoelstemperatuur werd berekend. De luchtvochtigheid speelt nauwelijks een rol bij lage temperatuur (waterdampgehalte is laag, vocht wordt door vorst ook uitgevoren), maar een bezwete of natte huid koelt wel sneller af door goede geleiding van de huidwarmte naar de koude lucht. Luchtvochtigheid speelt wel een belangrijke rol bij hittestress in de zomer.



Figuur 1. Vergelijking van de gevoelstemperatuur volgens Siple-Passel, Steadman en JAG/TI bij een luchttemperatuur van -15°C en toenemende windsnelheid tot 80 km/uur. Opvallend is het afwijkende karakter van Siple-Passel.

onderkoeling en bevriezing, te voorkomen (zie artikel pagina 9).

De gevoelstemperatuur wordt berekend uit een combinatie van luchttemperatuur en gemiddelde windsnelheid. Naast wind en temperatuur kunnen ook zonnestraling en luchtvochtigheid een rol spelen. Bij zonnig weer kan de temperatuur zoals die wordt gevoeld wel 5 tot 10 graden hoger zijn dan met

De bepaling van de gevoelstemperatuur is gebaseerd op het warmteverlies van een gezonde, volwassen persoon van gemiddelde lengte. Er is een aantal individuele factoren die verschillende gevoelservaringen van koude bepalen. Kwetsbaarder zijn bijvoorbeeld kinderen, oudere mensen en hart- en vaatpatiënten, en gebruikers van bewustzijnsverminderende genotmiddelen en medicijnen.

Voor de berekening van gevoelstemperatuur bestaan meerdere methoden, besproken worden die van Siple-Passel, Steadman en JAG/TI. De luchttemperatuur wordt voor de duidelijkheid aangegeven in $^{\circ}\text{C}$, de gevoelstemperatuur in "graden", in Canada wordt achter de gevoelstemperatuur zelfs geen eenheid gemeld.