

HOOFDSTUK 3. ONDERZOEK OVER KLIMAATVOORSPELLING EN KLIMAATMODELLERING

3.1 Inleiding

Sinds enkele decennia krijgt de dynamiek van het klimaat bijzondere aandacht. Dit is enerzijds te wijten aan de complexe gedragingen afgeleid uit paleoklimatologische analyses over lange periodes (meerdere honderdduizenden jaren) en anderzijds aan de potentiële invloed van de menselijke activiteit die in belangrijke mate de chemische samenstelling van onze atmosfeer alsook andere klimaatbestanddelen verandert. Deze veranderingen hebben een belangrijke impact op de energiebalans van de aarde en worden omschreven als het broeikas effect. Enkele gasen in de atmosfeer zoals waterdamp (H_2O), koolstofdioxide (CO_2), methaan (CH_4), stikstofoxyde (N_2O) en ozon (O_3), absorberen een deel van de hitte die door het aardoppervlak wordt uitgestoten zoals besproken in hoofdstuk 2. De atmosfeer past haar temperatuurprofiel aan om de energiebalans tussen de aarde en de stralingsuitwisselingen met de ruimte te herstellen. Het “broeikas effect” is een natuurlijk proces, in die zin dat bij afwezigheid van deze gasen de aarde een globale gemiddelde temperatuur van $-18^\circ C$ zou hebben. Sinds de laatste decade hebben antropogene activiteiten in belangrijke mate de concentratie van een deel van deze zogenaamde broeikasgasen (= Greenhouse gases GHG) verhoogd.

Klimaatgevoeligheid aan GHG wordt gedefinieerd als de veranderingen van de statistische eigenschappen die het klimaatstelsel ondervindt nadat het, als antwoord op een verdubbeling van de GHG-concentraties, een nieuw evenwicht heeft bereikt. De kwantificering van de klimaatgevoeligheid is een belangrijke wetenschappelijke uitdaging. Het klimaatstelsel wordt echter geconfronteerd met een voortdurende stijging van GHG-concentraties en bijgevolg is zijn dynamiek een voorbijgaand proces. Dit fenomeen wordt ‘transient climate response’ (TCR), of ‘een voorbijgaande klimaatreactie’ genoemd. Gewoonlijk wordt het gedefinieerd als de verandering in de gemiddelde oppervlaktetemperatuur wanneer de concentraties van GHG elk jaar met 1% stijgen. De klimaatgevoeligheid en de TCR worden sterk beïnvloed door verschillende terugkoppelingen. Hierbij een voorbeeld van een terugkoppeling die gerelateerd is aan de aanwezigheid van waterdamp in de atmosfeer: gezien de hoeveelheid waterdamp die in de lucht kan worden vastgehouden in verhouding staat met de luchttemperatuur, zal een stijging van de temperatuur de waterdamphoeveelheid beïnvloeden en bijgevolg de bewolking; die zal op zijn beurt de energiebalans verstoren en dus ook de temperatuur. Dergelijke terugkoppelingen kunnen het broeikas effect versterken of verzwakken. Deze klimaatgevoeligheid en de TCR kunnen geschat worden door de modellering van de verschillende processen die betrokken zijn bij de klimaatdynamica.

In principe kunnen deze processen beschreven worden door fundamentele fysische principes die in punt 3.2 zullen worden voorgesteld. Twee complementaire benaderingen worden meestal gebruikt om atmosferische (en meer algemeen klimaat) processen te bestuderen. Enerzijds is er een benadering gebaseerd op extreme vereenvoudigingen (met behoud van de essentiële ingrediënten van het onderzochte proces) die analytische en/of uitgebreide numerieke modelstudies toelaat, alsook het grondig begrijpen van de specifieke mechanismen. Anderzijds is er de voorstelling van alle processen in gedetailleerde klimaatmodellen die een meer kwantitatieve schatting van de klimaatgevoeligheid toelaten. Zo zijn klimaatmodellen belangrijke hulpmiddelen die toelaten om (i) schattingen van de verwachte klimaatveranderingen (en de klimaatgevoeligheid) als gevolg van externe forcering te maken, en (ii) om de mechanismen die aan de oorsprong van de waargenomen fenomenen in ons klimaatstelsel liggen, te beschrijven. Deze twee denkpistes worden door het KMI gevolgd en een samenvatting van de belangrijkste resultaten vindt u respectievelijk in de punten 3.3 en 3.4.

Enkele nuttige definities:

Voorspellingsmodel: Verzameling van vergelijkingen die de evolutie van het beschouwde systeem beschrijven, gebaseerd op de wetten van het behoud van de vloeistofdynamica.

Variabele: Hoeveelheid afhankelijk van tijd en ruimte waarvan de evolutie wordt beschreven door een vergelijking in het model.

Parameter: Hoeveelheid (die afhankelijk kan zijn van tijd en ruimte) waarvan de dynamiek niet wordt beschreven door een vergelijking binnen het model.

Voorspelling van het weer of het klimaat: Toekomstige evolutie van het beschouwde systeem uitgaande van de actuele, ogenblikkelijke toestand van het systeem (initiële toestand).

Klimaatprojectie: Langetermijngedrag van de statistische eigenschappen van het klimaat onder het effect van diverse forceringen waarvan de bronnen intern of extern kunnen zijn.

Klimaatscenario: Mogelijke evolutie van de statistische eigenschappen van het klimaatstelsel onder het effect van potentiële, toekomstige forceringen.

Interne forcering ⁽¹⁾: Forcering verbonden aan de variaties van zekere parameters intern aan het systeem, zoals bijvoorbeeld de toename van broeikasgassen.

Externe forcering ⁽¹⁾: Forcering verbonden aan veranderingen van gecontroleerde parameters door bestanddelen buiten het systeem, zoals de forceringen van de zon of de omstandigheden aan de rand van het systeem (bijvoorbeeld als het beschouwde dynamische systeem de atmosfeer is, worden de randvoorwaarden geleverd door anderen).

(1) Deze definities die binnen het kader van deze huidige publicatie gebruikt worden, kunnen een onderwerp van discussie zijn en door andere auteurs op een andere manier gebruikt worden.



3.2 Voorspelling van het weer en het klimaat - Algemeen

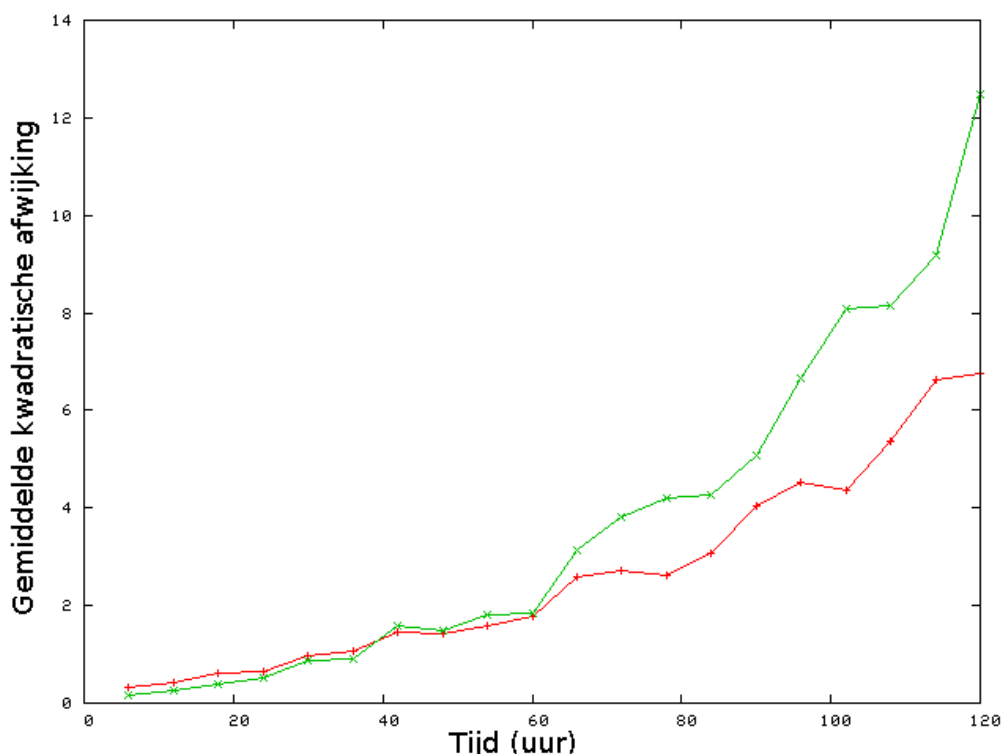
De atmosferische variabelen vertonen een sterke variabiliteit over zeer verschillende tijdsschalen, gaande van een minuut tot honderd jaar, en zelfs nog meer. In de vorige hoofdstukken kwamen voldoende voorbeelden van die variabiliteit aan bod. Bovendien verloopt de ontwikkeling van de variabelen die daarin werden beschreven, onregelmatig, maar gaan toch vaak gepaard met algemene regelmatigheden zoals de seizoensgebonden of dagelijkse variaties van de zonneschijn, alsook met abrupte of zachtere regimeveranderingen. Al deze verschijnselen vloeien voort uit de fysische en chemische wetten die de dynamica van het klimaatsysteem, bestaande uit de atmosfeer, de hydrosfeer, de cryosfeer, de biosfeer en de lithosfeer, beheersen. In die context is één van de kernvragen de mate waarin deze fenomenen kunnen beschreven worden door modellen die de verschillende componenten van het klimaat zo goed mogelijk weergeven, en binnen welke grenzen zij kunnen voorspeld worden.

Van al die componenten weten we wellicht het meest over de atmosfeer, want zij vormt het natuurlijke milieu waarin we leven. Desondanks, zelfs in dit geval, leert de dagelijkse ervaring ons dat ons voorspellingsvermogen zeer beperkt blijft, ook al beschikken we nu over krachtige computers. Er blijkt onder meer dat na een tiental dagen de weervoorspelling gemaakt op basis van de modellen, nauwelijks nog afwijkt van een zuiver toevallige voorspelling die enkel rekening houdt met de periode van het jaar in kwestie. Figuur 3.1 illustreert deze dynamiek aan de hand van het operationele globale model voor weervoorspelling van het 'Europees Centrum voor Weervoorspellingen op Middellange Termijn' (het ECMWF). De (gemiddelde kwadratische) afwijking, weergegeven op de verticale as voor de temperatuur bij een druk van 500 hectopascal en een druk van 850 hectopascal in heel België, stijgt met de termijn van de voorspelling. Dat geleidelijke verlies aan voorspelbaarheid kan toegeschreven worden aan twee oorzaken: (i) de aanwezigheid van onvolmaaktheden in de modellering die inwerken op de voorspelling en (ii) de gevoeligheid voor de beginvoorwaarden waardoor elke afwijking van de beginvoorwaarden van een systeem, geleidelijk zal groeien in de loop van de tijd. Op basis van figuur 3.1 kunnen de twee afwijkingsoorzaken niet worden onderscheiden, maar is het wel mogelijk om aan te tonen dat de belangrijkste oorzaak in dit concrete geval, de afwijking van de beginvoorwaarden is (Vannitsem and Nicolis, 2008).

De twee eigenschappen die hierboven kort beschreven werden, namelijk de uitgesproken en onregelmatige variabiliteit van de atmosferische variabelen en de gevoeligheid voor de beginvoorwaarden, zijn de twee zichtbare facetten van een dynamiek die eigen is aan atmosferische modellen, bekend onder de naam chaotische dynamica of aperiodische dynamica. Het is belangrijk om te benadrukken dat deze geen gevolg is van onze beperkte kennis en onze onvolmaakte beschrijving van de ontwikkelingswetten van de atmosfeer, maar een integraal kenmerk van het gamma mogelijke dynamieken die aan dergelijke wetten zijn onderworpen.

De atmosferische variabelen waarvoor meteorologen en klimatologen zich het meest interesseren, zijn wind, temperatuur, luchtdruk, dichtheid, de verschillende fasen van het water, de hoeveelheid aerosolen en ook de verschillende chemische componenten van de luchtmassa. De evolutie ervan wordt beschreven door de basisvergelijkingen van de vloeistofdynamica, de thermodynamica en de chemische kinetica. Daarbij komt een hele reeks relaties die de faseveranderingen van het water beschrijven en de absorptie, emissie en diffusie van straling door de bestanddelen in de lucht. Een van de essentiële bijzonderheden van deze vergelijkingen is dat ze van nature niet-lineair¹³ zijn. Dit kenmerk ligt aan de grondslag van de bovenvermelde chaotische dynamica en vormt een centraal element in de theoretische en praktische werkzaamheden uitgevoerd in het kader van de dynamische systeemtheorie, een discipline op de grens van de fysica en de wiskunde. Voor het effectieve onderzoek binnen deze context door het KMI verwijzen we naar het punt 3 in dit hoofdstuk.

13 Een reactie van een systeem wordt gekwalificeerd als lineair als ze evenredig is met de amplitude van de actie en het principe van superpositie volgt, dat wil zeggen dat het effect van verschillende acties overeenstemt met de som van die acties. Een reactie is niet-lineair als ze niet in die categorie valt.



Figuur 3.1. Kwadratische afwijking, gemiddeld over twee winters en over heel België, voor de temperatuur bij een druk van 500 hectopascal (ongeveer 5 kilometer hoog), groene curve, en bij een druk van 850 hectopascal (ongeveer 1 kilometer hoog), rode curve. De resultaten zijn afkomstig van de voorspelling van het model van het Europees Centrum voor weervoorspellingen op middellange termijn (het ECMWF).

Traditioneel wordt het klimaat gedefinieerd als het geheel van de statistische kenmerken (gemiddelden, afwijkingen... van de verschillende belangrijke variabelen, zoals de temperatuur of de neerslag) van de atmosfeer. De beschrijving van zijn dynamica gaat uit van dezelfde basisvergelijkingen die ook worden gebruikt bij de weervoorspellingen, aangepast om de statistische hoeveelheden te beschrijven waarvoor men zich interesseert, en uitgebreid met terugkoppelingen naar de andere, eveneens gemodelleerde, elementen van het klimaat, evenals met langzaam variërende externe forceringen die vaak (terecht) worden genegeerd bij de weervoorspelling. Voor de oceanen volgt de basismodellering dezelfde aanpak als voor de atmosfeer, met dit verschil dat de massa nu een vloeistof op basis van water en zout is (en andere chemische of biologische elementen zoals fytoplankton). Voor de cryosfeer is een dynamisch ijsmodel nodig en voor de biosfeer een model dat de verschillende soorten vegetatie en bedekking op het aardoppervlak beschrijft. Een van de grootste problemen in deze context is de precieze modellering van de diverse stromen tussen deze verschillende elementen van het klimaatsysteem (bijvoorbeeld de stromen van warmte, de evapotranspiratie, de stromen van verschillende gassen waaronder de broeikasgassen, enz.).

Wanneer men belangstelling heeft voor de toekomstige evolutie van deze gemiddelde statistische hoeveelheden, dan heeft men het over klimaatprognoses die de gevoeligheid van deze statistische kenmerken aan andere componenten van het klimaatsysteem en de interne en externe forceringen karakteriseren. Deze aanpak is gebaseerd op modellen die specifiek gebouwd zijn voor lange tijdschalen door vereenvoudiging van de procedures die op korte tijdschalen (binnen een dag) plaatsvinden, d.w.z. typische tijdschalen die voor meteorologen van belang zijn. Binnen deze context dient opgemerkt te worden dat een complete theorie over hoe de vergelijkingen van de evolutie van het klimaatsysteem zodanig verminderd kunnen worden om tot nieuwe vergelijkingen voor alleen de statistische hoeveelheden (gemiddelden, afwijkingen...) te komen, nog niet beschikbaar is en dit voornamelijk vanwege de complexiteit van het klimaatsysteem. Dit impliceert dat relatief heuristische benaderingen worden gebruikt, wat enigszins een belangrijke onzekerheid over de kwaliteit van deze modellen en de aanwezigheid van belangrijke bronnen van modelleringsafwijkingen meebrengt.

Recente werken proberen om parallel voorspellingsmodellen te ontwikkelen die kunnen gebruikt worden voor voorspellingen op zowel de korte termijn (in de grootte van een paar dagen), de middellange termijn (in de grootte van een maand) of de lange termijn (jaarlijkse of decenniale schaal) en die toch de klimaatvoorspelling beschouwen als een probleem bij de initiële voorwaarden (de voorspelling wordt gemaakt vanuit een relatief goed gedefinieerde huidige staat van alle onderdelen van het waargenomen klimaatsysteem). Deze zeer gedetailleerde benadering van de beschrijving van het klimaatsysteem is een zeer tijdrovend berekening en heeft enkel toekomst als zeer krachtige computersystemen ingezet worden, evenals volledige waarnemingssystemen die alle onderdelen van het klimaatsysteem bevatten. De studies die in dit kader (gevoeligheidsanalyse) door het KMI worden uitgevoerd zullen beschreven worden in punt 3.4.

3.3 Fundamentele benadering van de dynamica van de atmosfeer en het klimaat

Inleiding

De theorie van dynamische systemen zoals hiervoor vernoemd, kan niet alleen oplossingen van het chaotische type in de niet-lineaire systemen verklaren, maar laat ook de beschrijving van de uitgebreide 'zoölogie' van mogelijke oplossingen van deze systemen, onder de naam van attractoren, toe. Een bepaald systeem kan verschillende attractoren hebben en de toepassing van storingen die eigen zijn aan dat soort systemen kan dan, in bepaalde omstandigheden, de overgang van een oplossing naar een andere teweegbrengen. Dat leidt tot min of meer snelle transities tussen de oplossingen zoals diegene die in hoofdstuk 1 voor de temperaturen of de neerslag empirisch beschreven werden. Deze transities kunnen een natuurlijk karakter hebben indien de forcering waardoor ze worden opgewekt, van natuurlijke oorsprong is, zoals bijvoorbeeld een toename van de zonne-energie die de Aarde bereikt, of van antropogene aard, wanneer de forcering wordt uitgelokt door de mens, zoals een buitensporige exploitatie van de lokale plantaardige hulpbronnen.

Een spectaculair voorbeeld van deze transities tussen verschillende toestanden is de evolutie van de neerslag in de Sahel (Oost-Afrika), waar periodes van droogte en vochtigere periodes elkaar afwisselen. Deze transities maakten het voorwerp uit van een vereenvoudigde modellering op basis van een niet-lineair model dat de ontwikkeling tussen deze twee toestanden bijzonder goed weergeeft (Demarée and Nicolis, 1990).

Het klimaat en de voorspelbaarheid van de gemiddelden

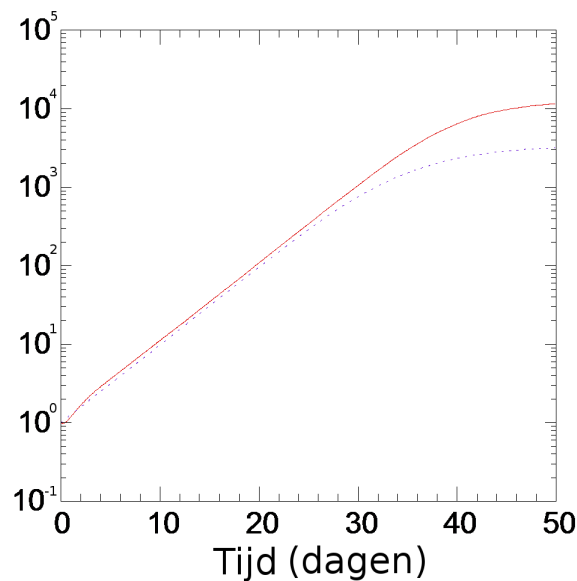
Hoewel de statische eigenschappen van de atmosfeer sterk beïnvloed worden door de andere elementen van het klimaatstelsel (bijvoorbeeld de hydrosfeer of de cryosfeer) die op langere tijdschalen evolueren, moet toch ook rekening worden gehouden met het onregelmatige gedrag van de atmosfeer, dat eerder werd beschreven. Deze natuurlijke vaststelling leidt derhalve tot de vraag in welke mate het klimaat voorspelbaar is, gezien de beperkte horizon van de weervoorspelling.

De evolutievergelijkingen van het klimaat zijn bijzonder complex. Vaak is het beter om de beschrijving van de fenomenen aanzienlijk te beperken zodat het probleem dat ons interesseert eenvoudiger wordt, maar zonder dat de essentiële ingrediënten die het eigen karakter ervan uitmaken over het hoofd worden gezien. Zo zijn zeer eenvoudige modellen die specifieke fenomenen beschrijven, ontstaan zoals het model voor oceaancirculatie van Stommel (zie bijvoorbeeld Dijkstra, 2005). Dat model wordt beschreven door twee gewone niet-lineaire, differentiaalvergelijkingen (gekwadrateerd als een model met een lage dimensie), of ook middelgrote modellen (die zich situeren tussen de modellen met een lage dimensie en de operationele modellen voor weer- en klimaatvoorspelling). Deze systemen hebben als fundamenteel voordeel dat ze een uitgebreid onderzoek mogelijk maken en toch de essentiële ingrediënten van de basisdynamica behouden.

Gedurende de laatste jaren werden bij het KMI verschillende onderzoeken met dit soort vereenvoudigde modellen uitgevoerd. Een voorbeeld daarvan wordt gegeven in figuur 3.2; hier wordt de ontwikkeling van de afwijking (ten gevolge van de gekoppelde afwijking bij de schatting van een parameter) weergegeven in functie van de voorspellingstermijn voor een middelgroot atmosferisch model dat nog voldoende realistisch is om de dynamica van de synoptische schalen in de middelste breedtegraden (zonder tijdsafhankelijkheid) afdoende te beschrijven. De rode curve geeft de ontwikkeling van de afwijking voor de variabelen van het oorspronkelijke model weer en de blauwe curve die van de tijdsgemiddelden over 10 dagen. De afwijking is genormaliseerd door zijn initiële afwijking om de vergelijking te vergemakkelijken. Er blijkt duidelijk dat de initiële toename van de afwijking in beide gevallen vergelijkbaar is en dat de asymptotische convergentie naar een constante waarde (ondanks de verschillende waarden) zich voor dezelfde tijdschalen voordoet.

Dit resultaat toont duidelijk aan dat de grens van de voorspelbaarheid van statistische hoeveelheden zoals de temporele gemiddelden identiek is aan die van het oorspronkelijke systeem en dat de dynamica chaotisch blijft. Bijgevolg is de verbetering van de voorspellingen via een berekening van het temporele gemiddelde van de belangrijke hoeveelheden op het eerste gezicht zinloos, aangezien de horizon van de voorspelbaarheid van dezelfde orde van grootte lijkt te zijn als die van het oorspronkelijke systeem.

Deze resultaten suggereren dat de keuze van de beginvoorwaarden van de atmosferische component relatief weinig belang speelt in de problematiek van de klimaatvoorspelling, gezien de afwijking snel gesatureerd wordt na een tiental dagen. Doch dit sluit niet uit dat bepaalde informatie kan afgeleid worden uit een langere voorspelling door de invloed van andere klimaatelementen die veel langzamer evolueren. Met een gecombineerd oceaan-atmosfeer model tonen Goswami and Shukla (1991) bijvoorbeeld aan dat de afwijking veel langzamer wordt gesatureerd dan de afwijking die volgt uit de zuiver atmosferische modellen, en dat nuttige informatie kan verzameld worden op seizoenniveau of verschillende jaren. Bedenk echter dat hoewel deze resultaten hoopgevend mogen zijn, zich ook snelle en moeilijk voorspelbare veranderingen die samenhangen met de niet-lineaire aard van de andere klimaatelementen en de koppeling daarvan met de atmosfeer, kunnen voordoen. Hierna volgt een voorbeeld.



Figuur 3.2.: Evolutie van het gemiddelde afwijking (de absolute waarde van de afwijking) in functie van de voorspellingstermijn voor de variabele (in dit geval de stroomfunctie, afgeleid van de wind gegenereerd door het model) van het bestudeerde systeem (rode curve) en dezelfde variabele gemiddeld over 10 dagen (blauwe curve). Dit resultaat is overgenomen uit Vannitsem and Nicolis (1998).

De invloed van de andere componenten van het klimaatstelsel

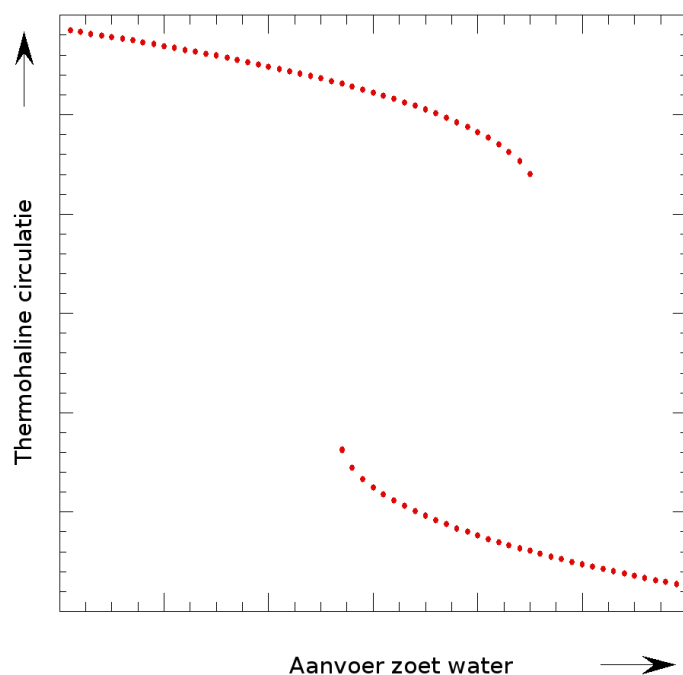
Tallose studies hebben de doorslaggevende rol die de oceanen en het ijs spelen in de dynamica van het klimaat over langere tijdsschalen dan die van de atmosfeer, aangetoond. Hun interactie met de atmosfeer kan tot 'klimaatverrassingen' leiden die grote gevolgen kunnen hebben.

Een eerste voorbeeld van deze relatief plotselinge effecten is de opeenvolging van ijstijden en tussenijstijden tijdens het quar-taire tijdperk (ongeveer de laatste twee miljoen jaar), onderbroken door overgangsfases die vaak veel korter waren (enkele duizenden jaren) dan die periodes zelf. Een eerste element dat deze ontwikkeling kan verklaren, is de treffende gelijkenis tussen deze opeenvolgende veranderingen en de variaties in de excentriciteit van de baan die de Aarde maakt (Berger, 1981). Maar de afwezigheid van een perfecte coherentie tussen deze twee 'cycli' en de grote variabiliteit in duur van de ijstijden en tussenijstijden bleven nog onopgehelderd. Dit gedrag werd later volledig verklaard door de beschrijving van de complexe interactie tussen de wijzigingen van excentriciteit van de baan van de Aarde (en dus de zonne-influx) en de temperatuur van het aardoppervlak, waarvan de dynamica een niet-lineaire vergelijking volgt. Deze onderzoeken over de ijsvorming in het quar-taire tijdperk liggen onder meer aan de oorsprong van de ontwikkeling van een belangrijke theorie in de fysica, met name de stochastische resonantie, die verklaart hoe een niet-lineair systeem kan reageren op storingen met een zeer kleine amplitude (Nicolis, 1982, 1991).

Een ander voorbeeld van gedrag dat samenhangt met de aanwezigheid van niet-lineaire klimaatelementen is de mogelijke onderbreking van de thermohalinecirculatie, d.i. een belangrijke stroming die alle oceanen van de aardbol doorkruist. Dit transport wordt bepaald door de verschillen in dichtheid van de massa's oceaanwater die zich verspreiden over de aardbol. Die verschillen zijn een gevolg van de verschillen in temperatuur en zoutgehalte (Dijkstra, 2005). Deze stroming speelt een essentiële rol in de overdracht van warmte en massa in de oceanen op aarde en draagt dus in hoge mate bij aan de energie-

spreading op Aarde. Een eventuele onderbreking van deze stroming zou desastreuze gevolgen kunnen hebben voor het klimaat in verschillende regio's (Baruch, 2007). Stellen we ons eens voor dat de Golfstroom, de relatief warme oceaanstroom die deel uitmaakt van de thermohalinecirculatie vanuit de Zuid-Atlantische Oceaan en langs onze kusten, stilvalt; dat zou tot een spectaculaire lokale afkoeling van het klimaat in onze regio's leiden.

Dat soort overgang tussen deze twee verschillende regimes zou het resultaat kunnen zijn van de aanwezigheid van wat in de dynamische systeemtheorie een bifurcatie wordt genoemd. Dit kenmerkt de manier waarop een systeem van regime (dat wil zeggen van attractor) zal veranderen onder invloed van een wijziging van bepaalde parameters die zijn toestand controleert. Om terug te keren naar het bovenvermelde voorbeeld: de thermohalinecirculatie in de Noord-Atlantische Oceaan wordt, onder meer, gecontroleerd door de hoeveelheid zoet water die aan de noordpool in de oceaan komt. Als die hoeveelheid te groot wordt (bijv. door snelle smelting van het poolijs), zou dat de circulatie kunnen verstoren, zelfs tot stilstand brengen of omkeren, en dat zou snel een hele reeks lokale veranderingen met mogelijke rampzalige gevolgen, opwekken. Figuur 3.3 illustreert dat fenomeen aan de hand van een schematisch bifurcatiediagram, afgeleid van een vereenvoudigd, kwalitatief model dat de thermohalinecirculatie beschrijft in de Noord-Atlantische Oceaan. Als we in dat model de aanvoer van zoet water verhogen, zal het systeem achtereenvolgens overgaan van een stabiele unieke toestand met een sterke circulatie (rode punten bovenaan op het diagram) naar een situatie waarbij twee mogelijke toestanden stabiel zijn, een intense en een zwakke (of omgekeerde circulatie), en vervolgens naar een situatie waar de stabiele toestand overeenstemt met een circulatie van zwakke intensiteit (of omgekeerde circulatie). Als we ons bovendien op een bepaald ogenblik in de toestand van intense circulatie bevinden en de aanvoer van zoet water toeneemt, dan glijden we langs de bovenste curve en kunnen we vervolgens snel overgaan naar de toestand met zwakke circulatie (of omkering van de circulatie), weergegeven door de onderste curve.



Figuur 3.3. Bifurcatiediagram van de intensiteit van de thermohalinecirculatie in de Noord-Atlantische Oceaan in functie van de aanvoer zoet water bij de noordpool.

In het algemeen kan de aanwezigheid van niet-lineaire elementen in het klimaatsysteem onverwachte gevolgen hebben, vooral bij tijdsafhankelijke forceringen zoals de toename van de broeikasgassen of de snelle ontbossing van de aarde die de albedo wijzigt en dus de hoeveelheid zonne-energie die kan worden opgeslagen door de Aarde en de atmosfeer. De verandering van zo'n parameter kan ertoe leiden dat het klimaat overgaat van de ene toestand in een andere en dat de statistische eigenschappen van het systeem volledig veranderen.

Zoals we hierboven reeds hebben besproken, zou de initiële toestand die voor de atmosfeer wordt ingevoerd, relatief weinig invloed mogen hebben op de dynamica van het klimaat. Dat geldt niet voor de andere klimaatelementen, aangezien die over langere tijdschalen evolueren en hun voorspellingsgrens verder ligt dan die van de atmosfeer. Het is dus aannemelijk dat de beginvoorwaarden die voor de oceanen of de verdeling van ijs worden gekozen, een belangrijke rol moeten spelen, ook zonder

dat de eerder besproken forceringen veranderen. Het is ook gegrond om zich af te vragen wat het effect is van wijzigingen van deze forceringen op de dynamica van de overgang tussen de stabiele oplossingen die zich voordoen binnen het systeem, zoals deze die in figuur 3.3 worden weergegeven. Deze vraag kwam onlangs in het KMI nog aan bod bij eenvoudige modellen en het is gebleken dat de initiële toestand van het systeem aan het begin van de wijziging van de betrokken parameter en de snelheid waarmee die parameter verandert, onverwachte gevolgen hebben zoals de persistentie in een bepaalde toestand, terwijl die toestand niet meer stabiel is wanneer de forcering niet wijzigt (Nicolis and Nicolis, 2004). Al deze effecten moeten in aanmerking worden genomen bij een klimaatprojectie.

Het probleem van de modelfout

Dankzij het gebruik van klimaatmodellen met een verschillende complexiteit krijgen we een beter inzicht in de dynamica van de klimaatveranderingen. Maar wat de voorspellingen betreft, schuilt de moeilijkheid in een zeer goede weergave van de klimaatprocessen en hun interacties binnen een model. Dit alles gebeurt zowel door de analyse van zeer eenvoudige systemen die een grondige studie van de mechanismen die inwerken op het klimaat, mogelijk maken, als door de ontwikkeling van zeer gedetailleerde modellen die rekening houden met alle aanwezige processen. Deze analyse kan leiden tot een raming van de toekomstige ontwikkeling van het klimaat en een evaluatie van zijn voorspelbaarheidshorizon. Maar dat werk is op dit ogenblik allesbehalve klaar, omdat er nog veel onzekerheden bestaan over de processen die een rol spelen en de impact ervan op het klimaat (Baruch, 2007). Dit leidt derhalve tot de vraag wat enerzijds de impact van die onzekerheden op de huidige klimaatprojecties is en anderzijds hoe we rekening kunnen houden met deze onzekerheden in de toekomstige projecties.

De vraag welke impact de modelfout heeft op de voorspelling, stelt zich niet alleen bij de klimaatmodellen, maar ook bij de weervoorspellingsmodellen. Zoals bijvoorbeeld in figuur 3.1 die de impact van de twee soorten afwijkingen weergeeft, namelijk de afwijking van de initiële toestand en de modelafwijking, aangezien het voorspellingsmodel slechts een onvolmaakte weergave van de realiteit is. In het KMI komt deze vraag momenteel uitgebreid aan bod bij de ontwikkeling van een fundamentele theorie van de dynamica van de modelfout en de correctie ervan. Het blijkt dat de aanwezigheid van een modelfout belangrijke gevolgen kan hebben voor de weervoorspelling; zoals bijvoorbeeld het ontbreken van een overgang naar een ander regime van het bestudeerde systeem. Als het systeem chaotisch is, neemt de modelfout, net zoals de afwijking van de initiële toestand, toe, waardoor het systeem uiteindelijk totaal onvoorspelbaar wordt (Nicolis, 2004; Vannitsem, 2006).

Parallel aan deze vermindering van de voorspelbaarheid neigt de modelfout ertoe aanzienlijke afwijkingen te veroorzaken in de diverse statistische grootheden (gemiddelden, varianties,...) van klimaatvariabelen die ons interesseren zoals bijvoorbeeld de globale jaarlijkse gemiddelde temperatuur. Deze afwijkingen worden in het algemeen achteraf gecorrigeerd door middel van post-processingtechnieken (statistische correctietechniek op basis van gemeten gegevens uit het verleden). Maar wanneer men zich interesseert in de evolutie van het klimaat onder invloed van bijvoorbeeld externe forceringen of veranderingen in de chemische samenstelling van de atmosfeer, zijn deze correctietechnieken op basis van statistische relaties tussen de observaties en de variabelen in het model niet langer noodzakelijkerwijs geldig. Deze kwestie is van cruciaal belang wanneer men weergaves voor klimaatverandering op lange termijn wil maken en deze wil koppelen aan een potentiële onzekerheid. Dit werd bestudeerd in de context van zeer eenvoudige systemen, met inbegrip van een klimaatmodel van lage dimensie (Vannitsem, 2011). Hierbij bleek effectief dat de afwijkingen en statistische relaties die de correctie van de gevolgen van de modelfout toestonden, aanzienlijke veranderingen ondergingen wanneer de eigenschappen van energieabsorptie van de atmosfeer waren veranderd. Bovendien vertonen deze statistische relaties en de correctie van de afwijkingen een complexe afhankelijkheid in functie van de wijzigingen van de eigenschappen van de energie-absorptie die opgelegd werden aan het betrokken klimaatsysteem (bijvoorbeeld gekoppeld aan de toename van broeikasgassen) en waarbij men het type relatie dat in de toekomst zou kunnen overheersen niet kan afleiden.

Naar een probabilistische benadering van de klimaatvoorspelling

Alle onzekerheden die tot nog toe werden aangehaald, met name de onzekerheid over de beginvoorwaarden, over de aanwezigheid van modelfouten, over de toekomstige projecties van de externe forceringen van het klimaatstelsel (mogelijke scenario's met bijvoorbeeld de menselijke activiteit), of interne forceringen zoals de uitstoot van broeikasgassen, moeten in aanmerking genomen worden om een betrouwbare evaluatie van de evolutie van het klimaat mogelijk te maken. Dit kan enkel via een probabilistische voorspelling.

Deze benadering wordt sinds ruim een tiental jaar door de belangrijkste meteorologische centra die globale voorspellingen leveren voor de volgende dagen of een heel seizoen, gebruikt om het weer te voorspellen. De operationele aanpak van dit soort voorspellingen stoelt ofwel op een reeks voorspellingen vanuit een bepaald model dat uitgaat van verschillende beginvoorwaarden, ofwel op het gebruik van een set modellen met verschillende specificaties van de ontwikkelingseigenschappen van bepaalde fysische processen, ofwel ook op een combinatie van de twee technieken.

Het grootste voordeel bij dergelijke aanpak is dat men niet alleen de voorspellingsfout gaat ramen, maar ook de waarschijnlijkheid van bepaalde meteorologische gebeurtenissen, zoals extreme gebeurtenissen gaat evalueren.

Bij de klimaatvoorspelling begint men deze benadering steeds meer toe te passen zowel via het gebruik van verschillende beginvoorwaarden als via meerdere, licht verschillende modellen (Palmer, 2000). Echter, we mogen verwachten dat de onzekerheden nog groter zullen zijn bij bepaalde fysische processen (zoals de opname van koolstofdioxide in de oceanen), waarmee men in de klimatologische modellering nog maar pas rekening begint te houden (Baruch, 2007), maar ook in verband met de toekomstige projecties van de productie van broeikasgassen, van bepaalde vervuilende stoffen die een stabiliserend effect kunnen hebben op de opwarming van de planeet, bosbranden of vulkanische activiteit of zonne-activiteit. Het lijkt er dus momenteel op dat nog niet alle onzekerheden in verband met ons toekomstig klimaat in rekening worden gebracht en dat de marge van mogelijke ontwikkelingen groter is dan de marge die momenteel in de recente rapporten over de klimaatontwikkeling naar voren wordt geschoven.

Deze probabilistische benadering die reeds lang wordt aangeprezen door de centra voor meteorologische voorspellingen, zal erop vooruitgaan bij uitbreiding tot de hele problematiek van de klimaatvoorspelling, evenals tot de sociaaleconomische oplossingen die nodig zijn voor een correct beheer van goederen en mensen.

3.4 Regionale klimaatmodellering

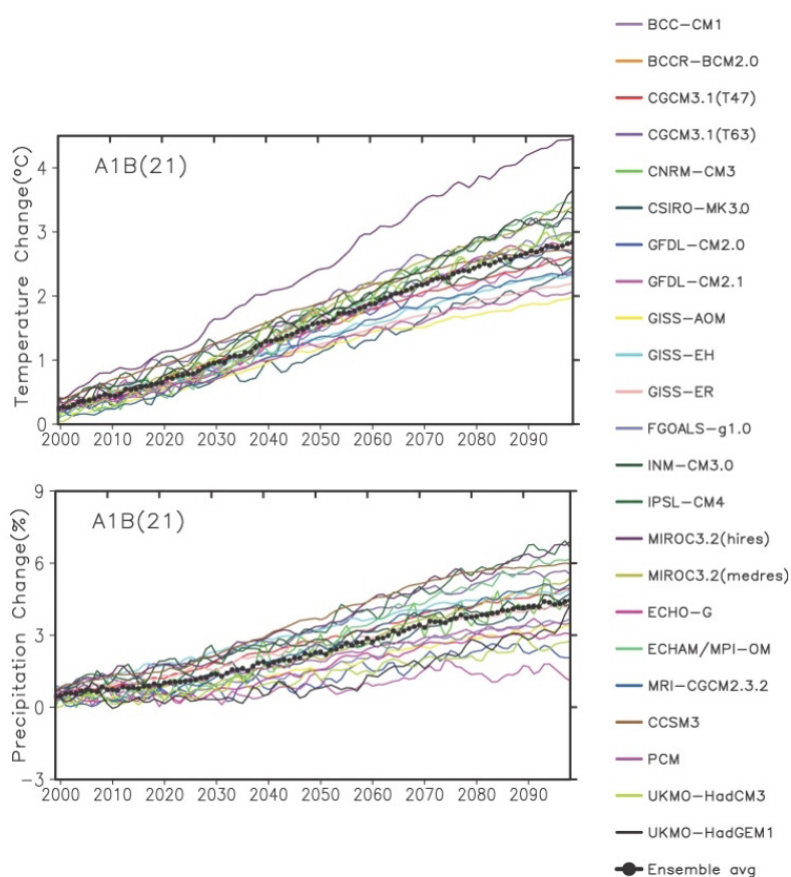
Algemeenheden

Zoals reeds eerder werd aangehaald, zijn de fysische principes en processen veel te complex om rechtstreeks te implementeren in de modellen. Een manier om dit probleem te verhelpen is door deze onopgeloste processen te vervangen door andere vereenvoudigde processen die wel expliciet door het model opgelost kunnen worden. De component van het model dat deze vereenvoudigde processen oplost, wordt de parameterisatie genoemd. Eens deze parameterisaties gedefinieerd zijn, worden de vergelijkingen in het model "gediscretiseerd", zowel in tijd als in ruimte. Dit betekent dat de modellen het aardoppervlak beschouwen als een opeenvolging van gridpunten die op een gelijke en vaste afstand van elkaar liggen, zodanig dat de vergelijkingen opgelost kunnen worden voor elk van deze gridpunten en voor elke tijdstap afzonderlijk. De afstand tussen deze gridpunten bepaalt de ruimtelijke resolutie van het model. In het geval dat een specifieke regio op Aarde bestudeerd wordt, is het beter om de afstanden tussen de gridpunten te verkleinen (i.e. hoge ruimtelijke resolutie) aangezien dit meer gedetailleerde en precieze modelinformatie voor het bestudeerde gebied zal opleveren. Een kleinere afstand tussen de gridpunten waarvoor het model de vergelijkingen moet oplossen, impliceert echter wel een langere rekentijd.

Ondanks de enorme inspanningen om de modellen te verbeteren, blijven klimaatmodellen toch een vereenvoudiging van de realiteit, wat onzekerheden impliceert. De kwaliteit van de modellen dient daarom zorgvuldig getest en gevalideerd te worden met het huidige klimaat door vergelijking met observaties. Tevens dienen de modelfouten voldoende klein te zijn t.o.v. de klimaatverandering die men wenst te bestuderen. Door voldoende verschillende klimaatmodellen met verschillende parameterisaties te gebruiken, kan men een benadering maken van de onzekerheden afkomstig van de modelfouten.

Men kan tevens de klimaatgevoeligheid en de transiënte klimaatrespons van de modellen berekenen en benaderingen van de onzekerheid gerelateerd aan modelfouten maken. Zo kan de klimaatgevoeligheid bestudeerd worden door de vergelijkingen van het model op te lossen voor een periode in de toekomst die voldoende lang is om een evenwichtstoestand met een referentiewaarde van broeikasgasconcentraties te bereiken. Vervolgens laten we hetzelfde model nog eens draaien voor dezelfde periode, maar dit keer met een initiële waarde voor de broeikasgasconcentraties die dubbel zo hoog is als de waarde in de eerste modelberekening. Deze verdubbeling in broeikasgasconcentraties vertegenwoordigt de forcering. Het verschil in temperatuur tussen deze twee modelberekeningen hetzij met, hetzij zonder forcering, is dan een maat voor de gevoeligheid van ons klimaatstelsel. Zulke gevoeligheidsstudies zijn relevant voor beleidsvorming. Voor een meer realistische benadering kunnen we de transiënte klimaatrespons die geassocieerd wordt met een transiënte toename in broeikasgasconcentraties die gebaseerd is op een te verwachten uitstoot van broeikasgassen, beschouwen. Het IPCC heeft "emissiescenario's" gedefinieerd voor toekomstige veranderingen in broeikasgasconcentraties. Deze emissiescenario's zijn afhankelijk van zowel economische evoluties als van evoluties in beleidsvorming. Een scenario is een modelberekening volgens een emissiescenario, terwijl een projectie verschillende modellen gebruikt om verscheidene scenario's te formuleren.

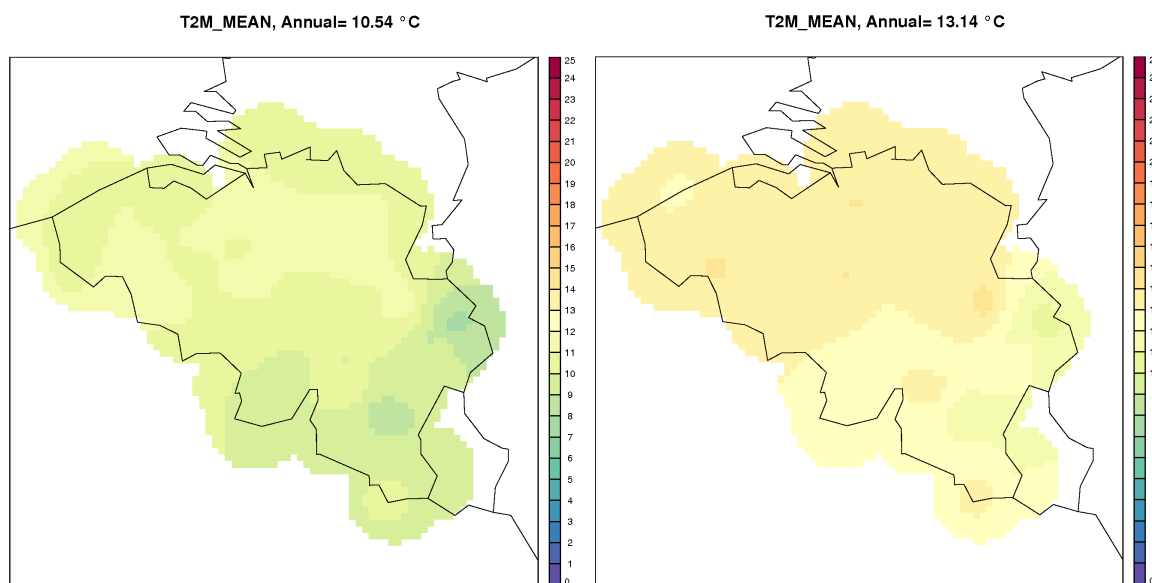
Ter illustratie toont figuur 3.4 de gemiddelde globale oppervlakte-opwarming (boven: verandering in oppervlakte-luchttemperatuur, uitgedrukt in °C) en de verandering in neerslag (onder: uitgedrukt in %) afkomstig van 21 globale klimaatmodellen voor het IPCC-emissiescenario A1B. Het A1B-scenario beschrijft een toekomstige wereld van heel snelle economische groei en een snelle implementatie van nieuwe en meer efficiënte technologieën. Dit scenario veronderstelt een «balans» tussen alle energiebronnen, zonder beroep te doen op één enkele energiebron (<http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/029.htm>).



Figuur 3.4. Tijdsreeks van de gemiddelde globale oppervlakte-opwarming (boven: oppervlakte- luchttemperatuurverandering, uitgedrukt in °C) en de verandering in neerslag (onder: uitgedrukt in %) afkomstig van 21 globale klimaatmodellen voor het emissiescenario A1B. De waarden zijn jaarlijkse gemiddelden, relatief t.o.v. het 1980-1999 gemiddelde van de overeenstemmende 20ste eeuw simulaties. Multi-model gemiddelden stemmen overeen met de zwarte puntlijn (Source: IPCC AR4).

De emissiescenario's stemmen niet noodzakelijk volledig overeen met de waarheid. Niemand weet hoe de economie, demografie, technologie, politiek, enz. zal evolueren. Daarom is het onmogelijk om alle mogelijke scenario's te berekenen. Wat we wel kunnen opmaken uit figuur 3.4, is dat de 'state of the art' klimaatmodellen een opwarming tonen. Maar hoe sterk deze opwarming zal zijn, is niet zeker, aangezien de modellen onderhevig zijn aan modelfouten en aangezien het klimaat kan evolueren volgens elk van de 21 weergegeven modelscenario's.

Bovendien gebruikt het KMI de globale modeloutput van CNRM-CM3 (aangeduid in groen op figuur 3.4, met een globale opwarming van ongeveer 3°C in 2100) om het ALARO-model op 4 km horizontale resolutie aan te drijven voor de berekening van hoge-resolutie regionale klimaatsimulaties voor België. Zo'n modelberekeningen op hoge ruimtelijke resoluties laten toe om regionale klimaatevoluties te bestuderen op het nationaal (Belgische) niveau. Ter illustratie, toont figuur 3.5 de gemiddelde oppervlaktetemperatuur voor België voor het huidige klimaat (1961-1990, links) en het toekomstige klimaat gebaseerd op het IPCC-emissiescenario A1B (2071-2100, rechts). Daarnaast is het erg belangrijk om steeds de onzekerheden op deze klimaatprojecties in rekening te brengen, aangezien deze vaak zeer waardevolle informatie voor beleidsmakers bevatten.



Figuur 3.5. Gemiddelde oppervlakte temperatuur voor België voor het huidige klimaat (1961-1990) en (rechts) het toekomstige klimaat gebaseerd op het IPCC-emissiescenario A1B (2071-2100) afkomstig van het ALARO-model.

Zoals eerder aangehaald, zal het vergelijken van modelgegevens met observaties, de betrouwbaarheid van de modellen verhogen. Modelvalidatie voor het huidige klimaat is een eerste en belangrijke stap vooraleer deze modellen gebruikt kunnen worden voor betrouwbare projecties voor de toekomst. De klimaatmodelleringsonderzoeksgroep startte recent met zulke validatiestudies. Hierbij werden de twee voornaamste klimaatparameters, temperatuur en neerslag afkomstig van de modellen, op verschillende horizontale resoluties vergeleken met de observaties. Laat ons nu dieper ingaan op deze validatiestudies.

Validatie van de regionale klimaatmodellen

Inleiding

Het nieuwe voorspellingsmodel ALARO werd gebruikt om het regionale klimaat voor de zomer tussen de periode 1961-1990 in België te simuleren (temperatuur en neerslag) (de periode 1961-1990 stemt in deze publicatie overeen met het zgn. «huidige klimaat»). Aangezien convectieve processen, die gekenmerkt worden door intense en verspreide onweersbuien en hoge temperaturen, hoofdzakelijk plaatsvinden tijdens de zomer, werd het ALARO-model met de nieuwe fysische parameterisaties voor diepe convectie en wolken, in eerste instantie getest voor de zomer. De modelgegevens werden geproduceerd door een opeenvolging van dagelijkse modelintegraties die aan de randen van het modeldomein als inputdata de globale ERA-40 reanalyses (een dataset die zo optimaal mogelijk de toestand van de atmosfeer beschrijft) afkomstig van het Europees centrum voor weervoorspellingen op middellange termijn (ECMWF) gebruiken.

Het ALADIN- en ALARO-model werd gevalideerd, gebruik makend van observaties afkomstig van stations die deel uitmaken van het klimatologisch netwerk van het KMI. Voor de validatieperiode (1961-1990) werden 50 en 93 stations geselecteerd voor respectievelijk temperatuur en neerslag. Verschillende simulaties voor het huidige klimaat werden geëvalueerd :

(1) een simulatie met een ruimtelijke resolutie van 40 km gebruik makend van de ERA-40 reanalyses als inputdata aan de randen van het modeldomein,

(2) twee simulaties met een ruimtelijke resolutie van 10 km en 4 km gebruik makend van de output van de 40-km-simulatie aan de randen van het modeldomein. De 4 km simulatie werd enkel uitgevoerd met het ALARO-model, aangezien de oude parameterisaties in het ALADIN-model op zulke hoge resoluties niet gebruikt kunnen worden (zie kader *De versies van de regionale klimaatmodellen die gebruikt worden door het KMI*).

De versies van de regionale klimaatmodellen die gebruikt worden door het KMI

Het KMI heeft zijn eigen atmosferisch model dat operationeel gebruikt wordt, zowel voor de dagelijkse weer-voorspellingen als voor klimaatstudies. Dit model heet ALADIN («Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational») en er bestaat een recentere versie, ALARO genaamd. Het ALARO-model gebruikt nieuwe fysische parameterisaties ((2) in Tabel 1) (voor diepe convectie en wolken) die specifiek ontwikkeld zijn om te gebruiken bij hoge ruimtelijke resoluties.

Het ALADIN- en het ALARO-model zijn het resultaat van een internationale samenwerking binnen het Europese ALADIN-consortium, waaraan het KMI deelneemt. Dit consortium bestaat uit 16 nationale meteorologische diensten en heeft enerzijds tot doel om iedere deelnemende ploeg een state-of-the-art atmosferisch model te laten exploiteren voor de nationale behoeften en anderzijds om voldoende know-how en kritieke massa te creëren voor hedendaags wetenschappelijk onderzoek naar weer en klimaat. Aan het ALADIN-consortium werken een honderdtal wetenschappers mee. Het KMI speelt momenteel een centrale rol binnen het management en de wetenschappelijke activiteiten van dit consortium.

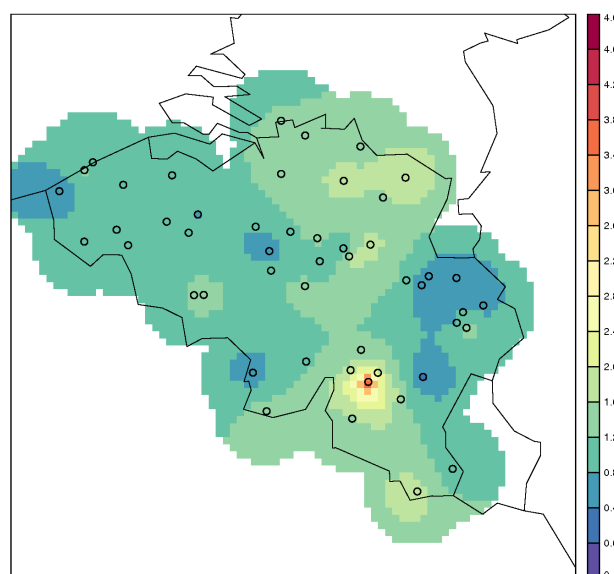
	ALADIN		ALARO		
Ruimtelijke resolutie	40 km (ALD40)	10 km (ALD10)	40 km (ALR40)	10 km (ALR10)	4 km (ALR04)
Fysische parameterisatie (voor diepe convectie en wolken)	(1)	(1)	(2)	(2)	(2)
Input data aan de randen van het modeldomein	ERA-40	ALD40	ERA-40	ALR40	ALR40

Tabel 3.1 Overzicht van de simulaties met het ALADIN- en ALARO-model voor de validatie van de klimatologie tussen 1961 en 1990.

Klimaatgemiddelden

Gemiddelde temperatuur

Figuur 3.6 toont de ruimtelijke verdeling van de 30-jarige (1961-1990) gemiddelde zomerbias (model min observatie) van de dagelijks gemiddelde temperatuur afkomstig van het ALARO-model op 4 km-resolutie. Gemiddeld genomen over België, geeft het model een bias van ongeveer 1°C. Er is geen duidelijke trend merkbaar in het land, met gemiddelde waarden voor de bias die variëren tussen een paar tienden van een graad tot 3 graden (in het zuiden van België).

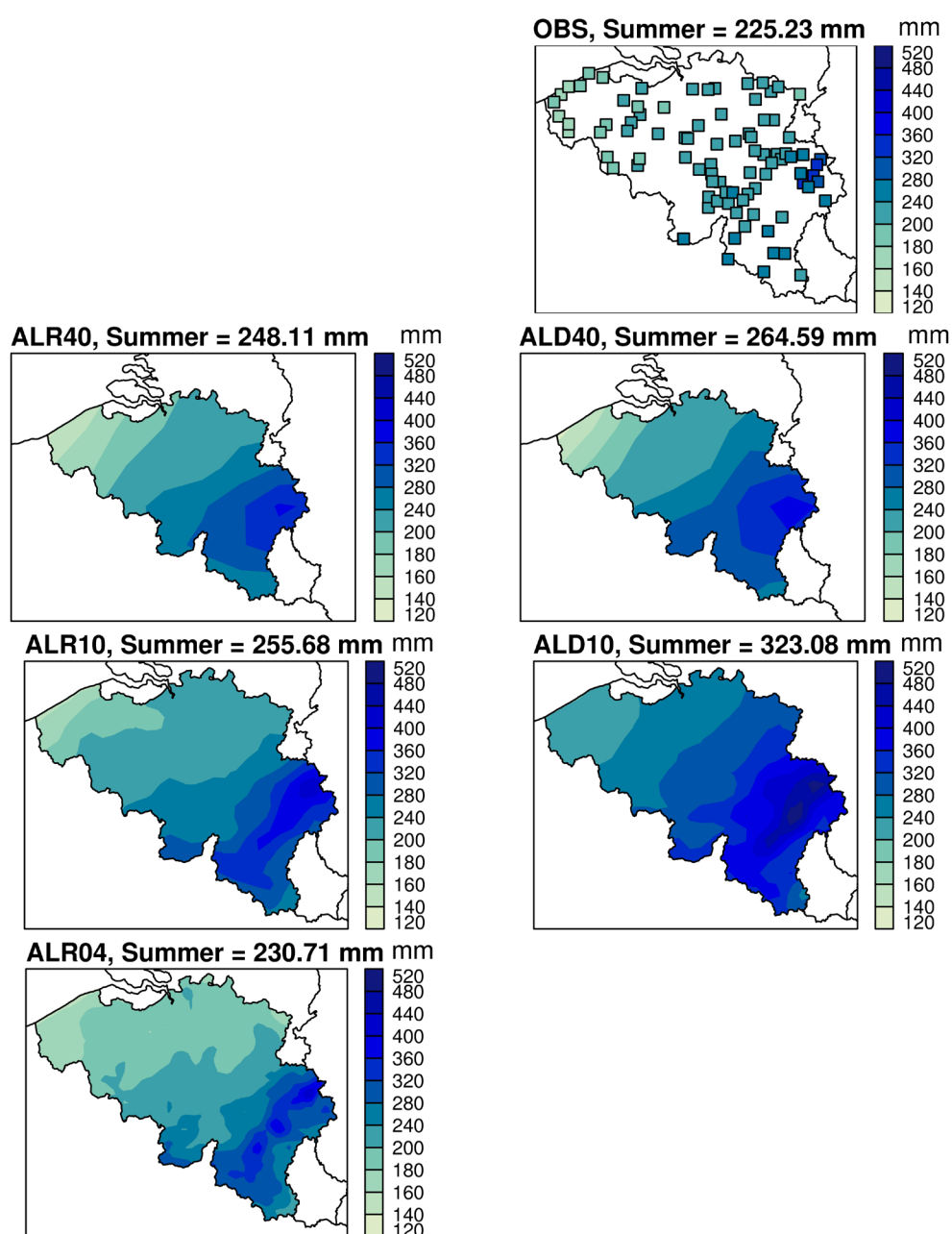


Figuur 3.6. Ruimtelijke verdeling van de 30-jarige gemiddelde zomerbias (model min observatie) van de dagelijkse gemiddelde temperatuur afkomstig van het ALARO-model op 4 km-resolutie (ALR04).

Neerslag

Naast de zomertemperatuur werden eveneens de modelresultaten voor zomerneerslag gevalideerd voor het huidige klimaat (1961-1990). Dagelijkse neerslaggegevens van het ALARO-model dat wolken en neerslag via een nieuwe parameterisatie modelleert, werden vergeleken met dagelijkse neerslagwaarden van het ALADIN-model dat een oude versie van deze parameterisatie bevat. Algemeen kan men stellen dat de bekwaamheid van een atmosferisch model om correct neerslag te voorspellen, in sterke mate bepaald wordt door twee factoren: enerzijds de horizontale resolutie waarop de modelberekeningen uitgevoerd worden en anderzijds de gebruikte parameterisatie voor neerslag en wolken.

Onderstaande figuur 3.7 toont de ruimtelijke verdeling van de 30-jarige gemiddelde zomerneerslag voor de observaties en modellen. De 30-jarige gemiddelde zomerneerslag over alle 93 stations is weergegeven bovenaan de figuren. Alle modellen geven een overvoorspelling van de geobserveerde zomerneerslag. Verder tonen zowel de observatie als de modellen een graduele toename in neerslag gaande van het noordwesten (lage hoogtes) naar het zuidoosten (hoge hoogtes) van het land. De ruimtelijke distributies van de lage resolutiemodellen (ALR40 en ALD40) zijn vrij gelijkaardig. Voor de hoge resolutiesimulaties (10 km en 4 km) daarentegen, zien we een duidelijke verbetering voor het ALARO-model (ALR10 en ALR04) in vergelijking met het ALADIN-model (ALD10). Het geobserveerde lokale maximum in het zuidoosten van het land wordt zowel door ALR10 als ALR04 zeer goed benaderd. ALD10 daarentegen simuleert niet de correcte neerslagwaarde van dit lokale maximum. Dit geeft een eerste indicatie dat niet zozeer een verhoging in de resolutie, maar eerder de gebruikte ALARO-parameterisatie verantwoordelijk is voor de betere benadering van de geobserveerde zomerneerslag.



Figuur 3.7. Ruimtelijke distributie van de zomerneerslag van de observaties (OBS) en (links) het ALARO-model met horizontale resolutie van 40 km (ALR40), 10 km (ALR10) en 4 km (ALR04), en (rechts) het ALADIN-model met een horizontale resolutie van 40 km (ALD40) en 10 km (ALD10).

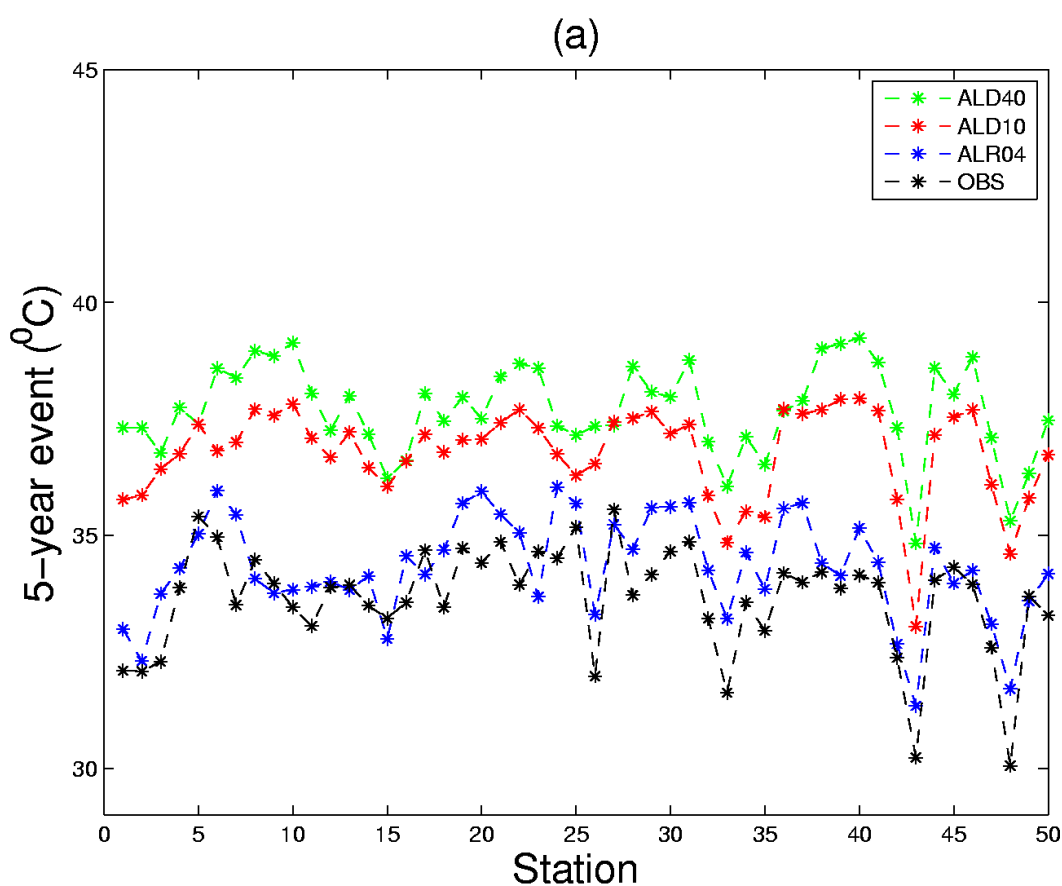
Voor het hele land geeft de 4 km-ALARO-simulatie waarden die veel dichter bij de observaties liggen dan de oude ALADIN-versie. In de recente wetenschappelijke literatuur zijn er echter heel wat studies die aantonen dat regionale klimaatmodellen die erin slagen om correct de gemiddelden en standaardafwijkingen van temperatuur en neerslag te simuleren, niet noodzakelijk in staat zijn om extreme temperatuur en neerslaggebeurtenissen te reproduceren. Daarom werden gedetailleerde studies uitgevoerd naar de bekwaamheid van het ALARO-model om extreme waarden van zomermaximumtemperatuur en zomerneerslag in België correct te simuleren. Deze studies worden in de twee hierop volgende secties besproken.

Extreme waarden

Temperatuur

Een interessante grootheid om extreme gebeurtenissen te bestuderen zijn zogenaamde terugkeerniveaus. Deze niveaus zijn in feite extreme hoeveelheden die gemiddeld om de x aantal jaar overschreden worden.

In figuur 3.8 worden de extreme waarden voor dagelijkse maximumtemperatuur met een terugkeerperiode van 5 jaar tijdens de periode 1961-1990 afkomstig van drie modelsimulaties op 40, 10 en 4 km-resolutie vergeleken met deze van de observaties voor dezelfde periode. De twee simulaties op 40 en 10 km ruimtelijke resolutie slagen er niet in om de geobserveerde maximumtemperatuur voor een terugkeerperiode van 5 jaar te reproduceren. De 4 km-simulatie gebruik makend van de nieuwe parameterisaties van het ALARO-model sluit veel beter aan bij de observaties (blauwe curve). Een gelijkaardig resultaat werd verkregen voor extreme waarden met een 20-jarige terugkeerperiode.



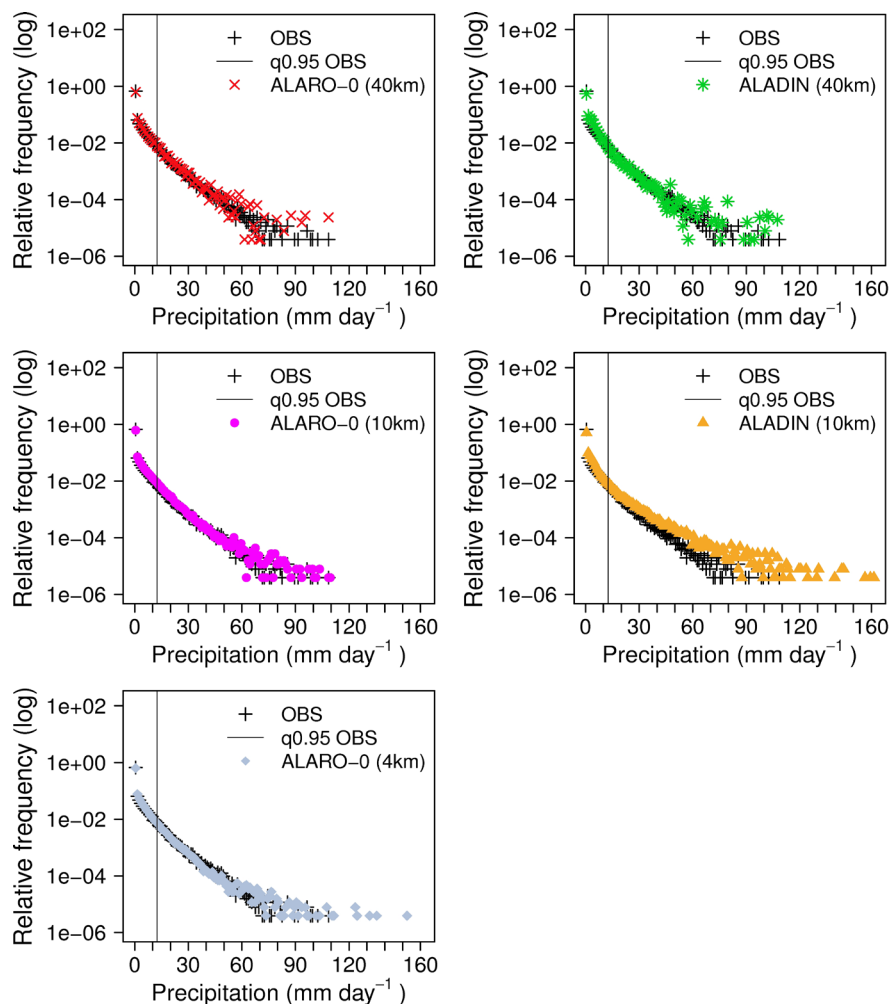
Figuur 3.8. Terugkeerniveaus van observaties en modellen voor een terugkeerperiode van 5 jaar (voor dagelijkse maximum temperatuur).

Neerslag

Extreme neerslaggebeurtenissen leiden vaak tot overstromingen of landverschuivingen. De overstromingen die ons land in december 1993, januari 1995 en november 2010 teisterden, zijn hier een sprekend voorbeeld van. Gezien de grote impact en schade van deze gebeurtenissen op samenlevingen, is het belangrijk om te onderzoeken of de modellen eveneens in staat zijn om op klimatologische tijdschalen zulke extreme neerslaggebeurtenissen te reproduceren.

Om dit na te gaan toont figuur 3.9 de relatieve frequentieverdelingen voor de geobserveerde en gemodelleerde dagelijkse neerslag voor de 30-jarige periode en de 93 stations. Voor een betere weergave van de extreme neerslagwaarden, worden de frequenties op logaritmische schaal weergegeven. Om een idee te geven van neerslagwaarden die als "extreem" beschouwd kunnen worden, werd tevens het 0.95e kwantiel van de observaties ($q_{0.95}$ OBS) berekend (zwarte verticale lijn op de figuur 3.9). Het 0.95e kwantiel van de observaties stemt overeen met een dagelijkse neerslaghoeveelheid van ongeveer 12 mm,

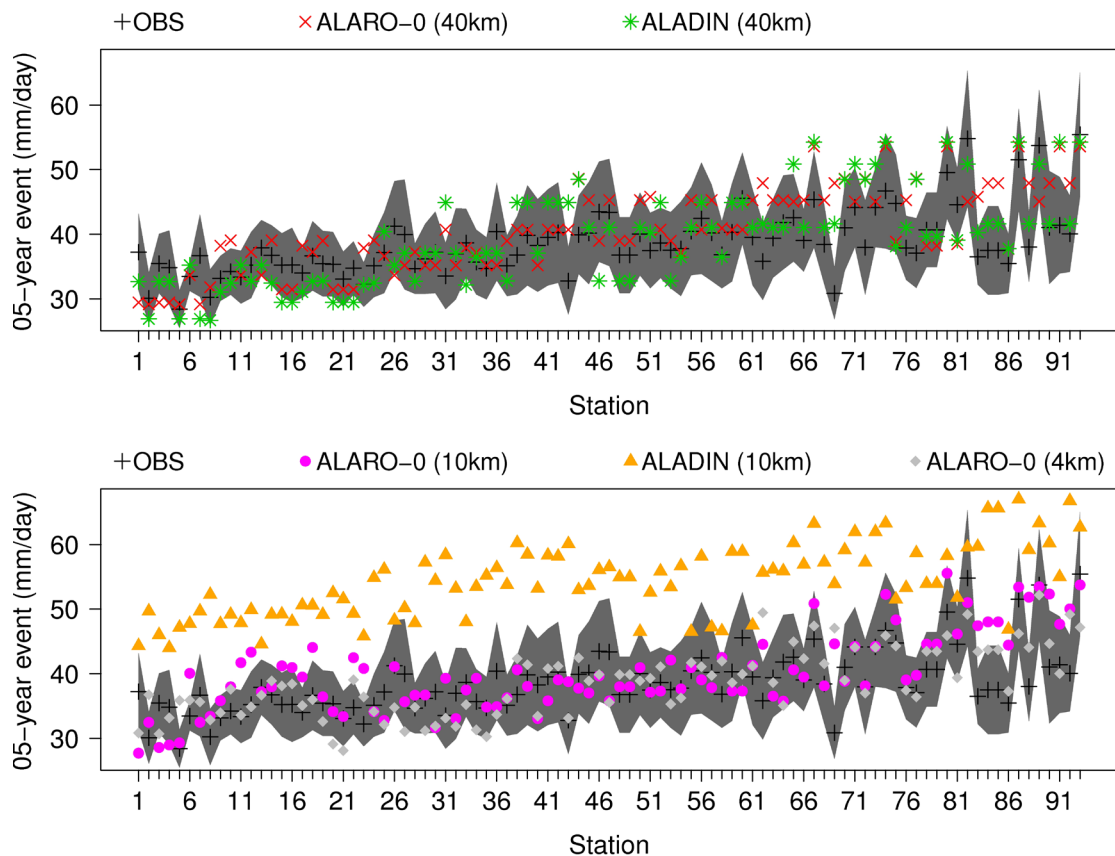
hetgeen betekent dat 95 procent (5 procent) van de geobserveerde zomerneerslag lagere (hogere) dagelijkse neerslagwaarden dan 12 mm heeft. Voor de neerslagwaarden kleiner dan q0.95 OBS slagen alle modellen er vrij goed in om de geobserveerde frequenties te reproduceren. Voor de neerslagwaarden groter dan q0.95 OBS tonen ALARO en ALADIN op 40 km horizontale resolutie opnieuw een gelijkaardig resultaat, terwijl voor de hogere 10 km-resolutie een duidelijk verschil tussen beide modellen zichtbaar is. ALD10 toont immers een duidelijke overbenadering en naarmate de neerslagwaarden toenemen, wordt de afwijking ten opzichte van de observaties alsmaar groter. De frequentieverdelingen voor beide hoge resolutiesimulaties van ALARO (ALR10 en ALR04) vallen mooi samen met de observaties, zowel voor de lage als de hoge neerslaghoeveelheden.



Figuur 3.9. Frequentie verdeling van de observaties (OBS) en modellen. Frequenties worden weergegeven op logaritmische schaal voor een betere weergave van de dagelijkse extreme waarden. De verticale zwarte lijn stemt overeen met het 0.95e kwantiel van de observaties [+ Observaties, x ALARO (40km), ● ALARO (10km), ◆ ALARO (4km), * ALADIN (40km), ▲ ALADIN (10km)].

Ook voor de zomerneerslag werden terugkeerniveaus voor een terugkeerperiode van 5 en 20 jaar berekend. De resultaten voor beide terugkeerperiodes leveren gelijkaardige resultaten op. Ter illustratie, toont figuur 3.10 voor elk station de terugkeerniveaus voor de dagelijkse neerslag voor een terugkeerperiode van 5 jaar. De 93 stations op de x-as zijn weergegeven volgens toenemende hoogte van links naar rechts. Algemeen tonen de stations op hogere hoogtes grotere terugkeerniveaus.

De grijze band toont de 95% betrouwbaarheidsintervallen voor de geobserveerde terugkeerniveaus. Deze betrouwbaarheidsintervallen geven het interval waarvoor we met 95% kans kunnen zeggen dat de geobserveerde terugkeerniveaus een waarde hebben die binnen dit interval vallen. De niveaus van ALARO (40 km, 10 km en 4 km) vallen voor het merendeel van de stations binnen de betrouwbaarheidsintervallen van de observaties. ALADIN op 40 km benadert eveneens relatief goed de geobserveerde terugkeerniveaus. De 10 km-simulatie van ALADIN toont echter opnieuw opmerkelijk hogere niveaus dan de geobserveerde, die tot ver buiten het betrouwbaarheidsinterval liggen.



Figuur 3.10. Terugkeerniveaus van observaties en modellen voor een terugkeerperiode van 5 jaar (voor dagelijkse neerslag).

We kunnen concluderen dat het ALARO-model erin slaagt om op drie verschillende horizontale resoluties (40 km, 10 km en 4 km) de observaties zowel voor lage als extreme neerslaghoeveelheden zeer goed te benaderen. Het 40 km-ALADIN-model reproduceert neerslagwaarden die zeer sterk aansluiten bij ALARO 40 evenals bij de observaties. De hoge resolutiesimulatie van ALADIN (ALD10) geeft echter consistent te hoge neerslaghoeveelheden, in het bijzonder voor de extremen. Deze bevindingen sluiten aan bij hetgeen de ruimtelijke verdeling voor de 30-jarige gemiddelde zomerneerslag reeds illustreerde. Kortom, niet zozeer een verhoging in de horizontale resolutie van het model, als wel de nieuwe parameterisatie voor wolken en neerslag van het ALARO-model is verantwoordelijk voor een correcte simulatie van (extreme) zomerneerslag op meerdere horizontale resoluties.

Conclusie

Systematische verificatie van het ALARO-model op 4 km-resolutie ten opzichte van geobserveerde temperatuur en neerslag heeft aangetoond dat het ALARO-model met de nieuwe parameterisatie een betere skillscore voor België heeft dan het ALADIN-model met de oude diagnostische parameterisatie.

3.5 Algemene conclusies

Vanuit praktisch oogpunt, laten de fysische en technische ontwikkelingen van het ALARO-model toe om de eigenschappen van het Belgische klimaat te bestuderen, dit ter ondersteuning van de gegevens die effectief gemeten worden in het instituut. Dit laat tevens toe om sensitiviteitsstudies voor het Belgisch klimaat voor veranderingen waarmee onze samenleving geconfronteerd wordt (natuurlijke klimaatveranderingen, toename van de uitstoot van broeikasgassen, stedelijke veranderingen, veranderingen in landgebruik...), uit te voeren. Hiervoor dient men een betrouwbaar model dat gevalideerd werd met de observaties, voorhanden te hebben. Een aantal belangrijke resultaten die hiertoe betrekking hebben, werden in dit hoofdstuk besproken. Praktische toepassingen van sensitiviteitsstudies worden eveneens besproken in hoofdstuk 4.

De theorie van dynamische systemen biedt eveneens een natuurlijk kader voor de studie van de dynamische eigenschappen van de atmosfeer en het klimaat. Ze laat toe om mogelijke gedragingen van deze systemen aan het licht te brengen evenals om nieuwe benaderingen voor te stellen om de voorspelling van deze systemen te verbeteren, en dit voornamelijk via de probabilistische voorspelling. Het Koninklijk Meteorologisch Instituut van België neemt deel aan de toepassing en ontwikkeling van middelen en technieken die bijdragen tot een beter begrip van deze dynamiek. Deze studies behoeden zich voor het idee om klimaatprojecties voor tientallen tot duizenden jaren uit te voeren, zonder een maat voor betrouwbaarheid te bieden. Ze tonen eveneens de noodzaak om alle onzekerheden die de voorspelling beïnvloeden in rekening te brengen door middel van een probabilistische benadering, die onder meer als voordeel heeft dat het mogelijk is een schatting te maken van de waarschijnlijkheden van het optreden van extreme gebeurtenissen.

Bibliografie

- Baruch, J-O . (ed): Les trois inconnues du CLIMAT. La Recherche, dossier, 414, 31-49, 2007.
- Berger, A.: Climatic variations and variability : Facts and theories. Reidel, Dordrecht, 1981.
- Demarée, G.R. and Nicolis, C.: Onset of sahelian drought viewed as a fluctuation-induced transition. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 221-234, 1990.
- De Troch, R., Hamdi, R., Van de Vyver, H., Geleyn, J.-F. and Termonia, P.: Multiscale performance of the ALARO-0 model for simulating extreme summer precipitation climatology in Belgium. J. Climate, 26, 8895-8915, 2013.
- Dijkstra, H.A.: Nonlinear Physical Oceanography. Springer, 2005.
- Goswami, B. and Shukla, J.: Predictability of a coupled Ocean-Atmosphere model. J. Climate, 4, 3-22. 1991.
- Hamdi, R., Van de Vyver, H. and Termonia, P.: New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling : Application for summer extreme temperature over Belgium. Int. J. Climatol., 32, 2051-2065, 2012.
- IPCC: Fourth assessment report: Climate change 2007 (AR4), 2007.
- Nicolis, C.: Stochastic aspects of climatic transitions - Response to a periodic forcing. Tellus, 34, 1-9, 1982.
- Nicolis, C.: Le climat peut-il basculer ? La recherche, 232, 584-587, 1991.
- Nicolis, C.: Dynamics of model error : The role of unresolved scales revisited. J. Atmos. Sci., 61, 1740-1753, 2004.
- Nicolis, C. and Nicolis, G.: Noisy limit point bifurcation with slowly varying control parameter. Europhys. Lett., 66, 185-191, 2004.
- Palmer, T.N.: Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. Rep. Prog. Phys., 63, 71-116, 2000.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.): IPCC report, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2007.
- Vannitsem, S.: The role of scales in the dynamics of parameterization uncertainties. J. Atmos. Sci., 63, 1659-1671, 2006.
- Vannitsem, S.: Bias correction and post-processing under climate change. Nonlinear Processes in Geophysics, 18, 911-924, 2011.
- Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamics of fine-scale variables versus averaged observables in a T21L3 quasi-geostrophic model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 124, 2201-2226, 1998.
- Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamical properties of Model Output Statistics forecasts. Mon. Wea. Rev., 2008.