

Onderzoek naar bovengrensscenario's voor klimaatverandering voor overstromingsbescherming van Nederland

Internationale wetenschappelijke beoordeling

Uitgevoerd op verzoek van de Deltacommissie

Nederland, september 2008

Redactie: Pier Vellinga, Caroline Katsman, Andreas Sterl, Jules
Beersma

De Nederlandse vertaling van het origineel Engelstalige Rapport "Exploring high-end climate change scenarios for flood protection of the Netherlands"

Toelichting bij de vertaling

Deze wetenschappelijke beoordeling over de bovengrens scenario's voor klimaatverandering is uitgevoerd door een internationaal team van wetenschappers. Het originele rapport is dan ook in het Engels opgesteld. Er is voor gekozen om voor de Tweede Kamer het rapport in het Nederlands te vertalen, waarbij door het vertaalbureau zo letterlijk mogelijk bij de oorspronkelijke tekst is gebleven. Dit heeft als voordeel dat het bulkwerk van de vertaling door een onafhankelijk bureau kon worden uitgevoerd. Het spreekt voor zich dat in een technisch rapport als dit veel vakjargon wordt gebruikt en op verschillende plaatsen een meer vrije vertaling van de oorspronkelijke tekst de leesbaarheid aanzienlijk kan vergroten.

Het verschil tussen vrij vertalen en redactie voeren over een tekst is een schemergebied, waarin de eindredactie van het originele rapport een belangrijke rol in moeten hebben. Dit was echter vanwege het zeer korte tijdbestek waarin deze vertaling moest plaatsvinden, niet mogelijk. Er is daarom gekozen om na de opgeleverde vertaling van het vertaalbureau alleen eindredactie op hoofdlijnen uit te voeren door medewerkers van het KNMI en Wageningen UR (niet de auteurs), waarbij zo dicht mogelijk is gebleven bij de Engelstalige tekst. Op sommige plaatsen leest de tekst daardoor wat onnatuurlijk.

Citatie:

Vellinga, P., Katsman C.A., A. Sterl and J.J. Beersma, (eds), 2008. Onderzoek naar bovengrensscenario's voor klimaatverandering voor overstromingsbescherming van Nederland: een internationale wetenschappelijke beoordeling, 2008 (De Nederlandse vertaling). Dit rapport is een publicatie van KNMI en Wageningen UR (Alterra, Earth System Science and Climate Change Group)

Auteursteam

Inleiding en belangrijkste bevindingen

Auteurs

Pier Vellinga¹, Caroline Katsman², Andreas Sterl², Jules Beersma², Wilco Hazeleger²,
Natasha Marinova¹

HOOFDSTUK I – Bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust voor 2100 en 2200

Auteurs

Caroline Katsman², John Church³, Robert Kopp⁴, Dick Kroon^{5,6}, Michael Oppenheimer⁴,
Hans-Peter Plag⁷, Stefan Rahmstorf⁸, Jeff Ridley⁹, Hans von Storch¹⁰, David Vaughan¹¹,
Roderik van de Wal¹²

Met dank aan:

Catia Domingues³, Sybren Drijfhout², Wilco Hazeleger², Simon Jung⁵, Simon Tett⁵, Bert
Vermeersen¹³, Neil White³

HOOFDSTUK II - Stormklimaat

Auteurs

Andreas Sterl², Ralf Weisse⁹, Jason Lowe⁸, Hans von Storch⁹

Met dank aan:

Hans de Vries², Henk van den Brink², Reindert Haarsma², Erik van Meijgaard²

¹ Wageningen UR/Alterra, Earth System Science and Climate Change Group
² Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI), Nederland
³ Centre for Australian Weather and Climate Research, A partnership between CSIRO and the Bureau of
Meteorology, and the Antarctic Climate and Ecosystems CRC
⁴ Woodrow Wilson School of Public and International Affairs and Department of Geosciences, Princeton
University, VS
⁵ School of GeoSciences, University of Edinburgh, West Mains Road, Edinburgh, Schotland
⁶ Vrije Universiteit Amsterdam, Nederland
⁷ Nevada Bureau of Mines and Geology and Seismological Laboratory, University of Nevada, Reno, VS
⁸ Potsdam Institute for Climate Impact Research, Duitsland
⁹ Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Met Office, UK
¹⁰ GKSS Research Center, Institute for Coastal Research, Duitsland
¹¹ British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council, UK
¹² Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University, Nederland
¹³ TU Delft, Nederland

Hoofdstuk III - Rijnafvoer

Auteurs

Jules Beersma², Jaap Kwadijk¹⁴ and Rita Lammersen¹⁵

Met dank aan:

Adri Buishand², Albert Klein Tank², Hendrik Buiteveld¹⁵

Appendix A - Toekomstige Rijnafvoer als gevolg van klimaatverandering

Auteurs

Jules Beersma², Alexander Bakker², Adri Buishand², Albert Klein Tank²

Met dank aan:

Jaap Kwadijk¹⁴, Nick Raynard¹⁶

Appendix B - Gevolgen van overstromingen in Duitsland voor de piekafvoer bij Lobith

Auteur

Rita Lammersen¹⁵

Met dank aan:

Jules Beersma², Jaap Kwadijk¹⁴

Appendix C – Zeespiegelstijging in buitenlandse beleidsdocumenten

Auteur

Natasha Marinova¹

¹⁴ Deltares, Nederland

¹⁵ Rijkswaterstaat Waterdienst, Nederland

¹⁶ Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, VK

Inhoudsopgave

Samenvatting	13
Inleiding	14
Synthese van de belangrijkste bevindingen.....	18
HOOFDSTUK I – Bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust voor 2100 en 2200..	20
1. Inleiding	20
1.1. Factoren die de lokale zeespiegel beïnvloeden.....	20
1.2. Onzekerheden met betrekking tot projecties van toekomstige lokale zeespiegelveranderingen.....	21
2. Zeespiegelstijging in de eenentwintigste eeuw	24
2.1. IPCC AR4 projecties voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging	24
2.2. Aanvullende bovengrensprojectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging.....	25
2.2.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting.....	26
2.2.2. Kleine gletsjers.....	26
2.2.3. IJskappen	27
2.2.4. Terrestrische wateropslag	31
2.3. Bovengrensprojectie voor wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100	31
2.3.1. Vergelijking met IPCC AR4 projectie (A1FI emissiescenario) ..	31
2.3.2. Vergelijking met paleoklimatologische aanwijzingen van wereldgemiddelde zeespiegelstijging	34
2.4. Lokale zeespiegel	34
2.4.1. Elastische en gravitatie effecten.....	35
2.4.2. Lokale uitzetting	37
2.4.3. Lokale beweging van land	37
2.5. Bovengrensprojectie voor zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust in 2100.....	38
2.5.1. Vergelijking met KNMI projecties 2006	40
3. Zeespiegelstijging in de tweeëntwintigste eeuw	42
3.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting	42
3.2. Kleine gletsjers	43
3.3. IJskappen.....	43
3.5. Plausibel bovengrensscenario voor de zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2200	46
4. Conclusies en aanbevelingen	47
4.1. Conclusies	48
4.2. Aanbevelingen	49
5. Wetenschappelijke achtergrond.....	50
5.1. Waargenomen veranderingen in lokaal zeeniveau langs de Nederlandse kust.....	50
5.2. Bovengrensscenario voor de stijging van de atmosfeertemperatuur voor 2100	53
5.2.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting.....	54

5.2.2. IJskappen	59
5.3. Paleoklimatologisch perspectief	77
5.3.1. Inleiding	77
5.3.2. Direct bewijs van de ijskapomvang in het laatste interglaciaal	78
5.3.3. Meetreeksen van zuurstofisotopen van wereldwijd ijsvolume ..	78
5.3.4. <i>Rapporten over de lokale zeespiegel</i>	80
5.3.5. Conclusies.....	82
Appendix I: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel.....	85
Appendix II: Instabiliteit van mariene ijskappen.....	89
HOOFDSTUK II – Winden en stormvloed	
kust	101
Samenvatting	101
1. Inleiding.....	101
2. Vroegere en toekomstige veranderingen van mariene windvelden nabij de oppervlakte.....	102
2.1 Veranderingen in het verleden / Variabiliteit	102
2.2 Projecties	103
2.2.1. IPCC.....	103
2.2.2 Ontwikkeling van regionale klimaatmodellen - PRUDENCE.....	104
2.2.3 Ontwikkeling van mondiale klimaatmodellen	107
3. Geprojecteerde veranderingen in lokale stormvloed	112
3.1. Benadering	112
3.2. Onzekerheid	114
3.4 Resultaten uit Essence	115
4. Geprojecteerde veranderingen in windgolven.....	116
5. Samenvatting en discussie	117
6. Documentatie	118
HOOFDSTUK III – Gevolgen van klimaatverandering op de Rijnafvoeren	121
1. Inleiding	121
1.1. Doelstellingen	122
1.2. Belangrijkste resultaten.....	122
2. De hydrologie van het Rijnstroomgebied	122
3. Methoden die gebruikt worden om toekomstige afvoerveranderingen van de Rijn vast te stellen.....	124
4. Schattingen van de toekomstige Rijnafvoer	128
4.1. Veranderingen in gemiddelde seizoensafvoeren.....	128
4.2. Toekomstige hoogwaterfrequenties.....	130
4.3. Veranderingen in de 1250-jaar afvoer op basis van de KNMI'06 klimaatscenario's	131
4.4. Veranderingen in de 1250-jaar afvoer op basis van klimaatmodellen (directe benadering).....	132
4.5. Geschatte range voor de toekomstige 1250-jaar afvoer en statistische onzekerheid.....	133
4.6. Bepaling van de maximale afvoer die Nederland kan bereiken....	134
5. Conclusies	137
6. Documentatie	139

Bijlage A – Toekomstige Rijnafvoer als gevolg van klimaatverandering – review voor de nieuwe Nederlandse Deltacommissie	140
3.1. Piekafvoeren onder de KNMI'06 klimaatscenario's.....	148
Appendix B - Gevolgen van overstromingen in Duitsland voor de piekafvoer bij Lobith.....	170
Appendix C – Zeespiegelstijging in de buitenlandse beleidsdocumenten.....	181

Lijst van figuren

<i>Figuur 1.1: Projecties en onzekerheden (5 tot 95% bereik) van wereldgemiddelde zeespiegelstijging en zijn componenten van 2090 tot 2099 (vergeleken met 1980 tot 1999) voor de zes SRES scenario's.</i>	25
<i>Figuur 1.2: Vergelijking van afzonderlijke bijdragen en de totaal geprojecteerde wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2100 zoals gepresenteerd in dit rapport en in het IPCC AR4 voor het A1FI emissiescenario</i>	32
<i>Figuur 1.3: Vergelijking van afzonderlijke bijdragen en totale geprojecteerde lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2100</i>	40
<i>Figuur 1.4: Afzonderlijke bijdragen en totale bovengrensprojecties voor 2200</i>	45
<i>Figuur 1.5: Stijging van gemiddelde hoog- (boven) en laag-(onder) tijstanden in de Noordzee, zoals vastgelegd door de getijdenmeter bij Norderney Riffgatt</i>	51
<i>Figuur 1.6: De ontwikkeling van de temperatuur tot 2100 die wordt gebruikt in deze beoordeling</i>	52
<i>Figuur 1.7: Verschillende schattingen van de massabalans van de WAIS en EAIS</i>	63
<i>Figuur 1.8: Zoals figuur 1.7, maar voor de Antarctische IJskap</i>	64
<i>Figuur 1.9: Verschillende schattingen vd massabalans van de Groenlandse ijskap</i>	73
<i>Figuur 1.10: Laatste interglaciaal lokale zeespiegelgegevens van de Rode Zee en Nederland in vergelijking met mondiale zeespiegelgegevens op basis van curves van zuurstofisotopen in benthische foraminiferen van Lisiecki en Raymo en de curve met een hoge resolutie van zuurstofisotopen in benthische foraminiferen op basis van de Iberische boring MD95-2042</i>	82
<i>Figuur 1.11: Gemiddelde zeespiegelstijging geschat op basis van zeespiegelgegevens die weergegeven zijn in figuur 1.10</i>	83
<i>Figuur 1.12: 20^{ste} eeuw simulaties van de wereldgemiddelde thermische uitzetting</i>	86
<i>Figuur 1.13: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van 20^{ste} eeuw simulaties weergegeven in fig. 1.12</i>	86
<i>Figuur 1.14: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van 21^{ste} eeuw simulaties</i>	86
<i>Figuur 1.15: Waargenomen cijfer van thermische uitzetting als een functie van temperatuurstijging, en fits voor thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van waarnemingen</i>	87
<i>Figuur 1.16: Mariene ijskappen, zoals de Amundsen Sea Embayment van de West-Antarctische ijskap, bevatten een uniek potentieel voor snelle terugtrekking, vaak aangeduid als instorting</i>	90
<i>Figuur 1.17: Bodemverhoging voor de delen aan de grond van de Groenlandse en Antarctische ijskappen</i>	91
<i>Figuur 2.1: Distributie van jaarlijks gemiddelde en jaarlijks 99-percentiel wind en significante golfhoogte voor de 1°-box gecentreerd op 5.5°O, 54.3°N</i>	105

<i>Figuur 2.2: Bereik van signalen voor van klimaatverandering (2071-2100 min 1960-1990) voor alle experimenten die in overweging zijn genomen in figuur 1 voor mariene windsnelheid nabij de oppervlakte en significante golfhoogte, gemiddeld over de 1^o-box gecentreerd op 5.5^oO, 54.3^oN</i>	106
<i>Figuur 2.3: Deel van winden die 8 Bf (17 m/s) overschrijden per 30-graden sector voor alle rasterpunten in de Noordzee</i>	107
<i>Figuur 2.4: Gumbel grafiek voor Essence jaarlijkse maximum windsnelheden voor dezelfde locatie als gebruikt in figuur 1 (5^oO, 55^oN).</i>	109
<i>Figuur 2.5: Gumbel grafiek van jaarlijkse maximum windsnelheid op 5^oE, 55^oN</i>	109
<i>Figuur 2.6: Gumbel grafiek van jaarlijkse minimum zeespiegeldruk in Nordby, Denemarken, en wind- en drukvelden voor de situatie die leidt tot de hoogste golf in Hoek van Holland die zich voordeed in de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling</i>	110
<i>Figuur 2.7: Gumbel grafiek van jaarlijkse maximum golfhoogten in Hoek van Holland voor de periode 1958-2002</i>	112
<i>Figuur 2.8: Gumbel grafiek voor golfhoogten bij Hoek van Holland.</i>	113
<i>Figuur 2.9: Gumbel grafiek voor golfhoogten bij Hoek van Holland van de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling.</i>	114
<i>Figuur 3.1: Benodigde stappen om de gevolgen van klimaatverandering voor waterbeheer te beoordelen</i>	124
<i>Figuur 3.2: Een vergelijking tussen toekomstige gemiddelde maandelijks Rijnafvoer waarbij uitgegaan is van de KNMI'06 scenario's voor 2100, geprojecteerd op het Rijnbekken en vroegere studies</i>	129
<i>Figuur 3.3: Overstromingen langs de Nederrijn (dijksituatie 2020): maximum waterdiepten [m] en hoofdstromen achter de dijken</i>	134
<i>Figuur 3.4: Ontwikkeling van een extreme afvoerpiek met en zonder dijkoverloop/overstroming (dijksituatie 2020, hoogwatergolf HW8)</i>	134
<i>Figuur 3.5: Piekstromen bij Lobith met en zonder dijkoverloop langs de Boven- en Nederrijn, dijksituatie 2020 en met en zonder dijkoverloop langs de Nederrijn, dijksituatie 2020</i>	135
<i>Figuur A.1: Gemiddelde afvoer van de Rijn bij Lobith voor de huidige situatie, en voor 2050 onder de KNMI'06 klimaatscenario's en vroegere studies</i>	141
<i>Figuur A.2: Relatieve verandering in gemiddelde winterafvoer (jan. – maart) op basis van het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model en verschillende klimaatscenario's</i>	142
<i>Figuur A.3: Relatieve verandering in gemiddelde zomerafvoer (aug. – okt.) op basis van het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model en verschillende klimaatscenario's</i>	144
<i>Figuur A.4: Bereik van toekomstige piekafvoeren voor verschillende modellen, methoden en klimaatscenario's</i>	147
<i>Figuur B.1: Het Rijn- en Maasbekken met overstromingsbeschermingsniveaus langs de rivier de Rijn en de Maas</i>	170

<i>Figuur B.2: Onderzoeksmethode</i>	172
<i>Figuur B.3: Het Rijn- en Maasbekken met potentieel overstroomde gebieden langs de Rijn en de Maas stroomopwaarts in Nederland</i>	173
<i>Figuur B.4: Overstromingen langs de Nederrijn (dijksituatie 2020): maximum waterdiepten [m] en hoofdstromen achter de dijken</i>	173
<i>Figuur B.5: Voorbeeld van een grensoverschrijdende overstroming bij de Duits-Nederlandse grens: maximum waterdiepen [m], extreem scenario</i>	174
<i>Figuur B.6: Ontwikkeling van maximale afvoer met en zonder dijkoverloop (dijksituatie 2020, hoogwatergolf HW8)</i>	175
<i>Figuur B.7: Piekstromen bij Lobith met en zonder dijkoverloop langs de Boven- en Nederrijn, dijksituatie 2020, en met en zonder dijkoverloop langs de Nederrijn, dijksituatie 2020</i>	176

Lijst van tabellen

<i>Tabel 1.1: Overzicht van alle geschatte bijdragen en de totale bovengrensprojectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2100 zoals hier beoordeeld, en de corresponderende bijdragen die zijn berekend in het IPCC AR4 voor het A1FI emissiescenario (in m).</i>	33
<i>Tabel 1.2: Verhoudingen van de relatieve fingerprint langs de Nederlandse kust voor de Antarctische en Groenlandse ijskappen die in diverse onderzoeken zijn gepubliceerd</i>	37
<i>Tabel 1.3: Bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust (in m) op basis van het zelfgravitatie-effect ('fingerprinting') gepresenteerd door Mitrovica et al (2001) en anderen (scenario A), en door Plag en Juetner (2001, scenario B).</i>	38
<i>Tabel 1.4: Overzicht van alle geschatte bijdragen en de totale bovengrensprojecties A en B voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2100 zoals hier beoordeeld (in m), en de corresponderende bijdragen zoals gerapporteerd in KNMI'06 voor het warme scenario (4 °C temperatuurstijging). Verticale beweging van land is niet in de berekening betrokken.</i>	39
<i>Tabel 1.5: Mondiaal gemiddelde thermosterische zeespiegelverandering TS_G in 2100 (in m), inclusief onzekerheidsbanden</i>	57
<i>Tabel 1.6: Extra veranderingen in de massabalans van de Groenlandse ijskap (GIS) op basis van een plot voor snelle dynamische processen in vergelijking met de op oppervlaktemassabalans gebaseerde schattingen. De temperatuurgevoeligheid van snelle processen is niet bekend, waardoor geen onzekerheid opgenomen is</i>	75
<i>Tabel 1.7: Paleoklimatische schattingen van cijfers van zeespiegelstijging gedurende intervallen nabij moderne waarden</i>	82
<i>Tabel 1.8: Gevoeligheid van de zeespiegel voor de 20^{ste} eeuw en 21^{ste} eeuw op basis van modelsimulaties</i>	87

<i>Tabel 3.1: Gemiddelde Rijnafvoer (m³/s) waargenomen aan het einde van de 20^{ste} eeuw en projecties voor 2050 en 2100</i>	128
<i>Tabel 3.2: Projecties van hoogwaterstanden voor 2100 met terugkeerperiodes tussen 50 en 1250 jaar in vergelijking met de huidige terugkeerwaarden</i>	129
<i>Tabel 3.3: Gevolg van de verandering in neerslagvariabiliteit voor extreme Rijnafvoer in vergelijking met het gevolg van veranderingen in gemiddelde winter</i>	131
<i>Tabel 3.4: Piekaflow van de Rijn (m³/s) in 2050 en 2100 verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's en resultaten uit klimaatmodellen op relatief eenvoudige neerslag-afvoer modellen</i>	132
<i>Tabel A.1: Gemiddelde Rijnafvoer (m³/s) waargenomen aan het einde van de 20^{ste} eeuw en projecties voor 2050 en 2100</i>	139
<i>Tabel A.2: Piekaflow van de Rijn (m³/s) in 2050 en 2100 verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's en resultaten van klimaatmodellen op relatief eenvoudige neerslag-afvoer modellen voor het Rijnbekken in combinatie met statistische methoden</i>	140
<i>Tabel A.3: Veranderingen in gemiddelde Rijnafvoer gedurende de zomer en winter voor 2050 en 2100 voor verschillende klimaatscenario's en afvoermodellen</i>	153
<i>Tabel A.4: Gelijk aan tabel A.3 maar voor piekaflow (T≈1250 jaar). Opgemerkt dient te worden dat er geen onderscheid gemaakt wordt tussen zomer en winter</i>	157
<i>Tabel A.5: Gelijk aan tabel A.4 maar voor andere rivierbekkens in Europa</i>	162
<i>Tabel A.6: Klimaatverandering in Nederland rond 2100 voor de vier KNMI'06 klimaatscenario's in vergelijking met de referentieperiode 1976 – 2005</i>	166
<i>Tabel C.1: Zeespiegelstijging, geadviseerde waarden van geselecteerde landen</i>	180

Samenvatting

Deze internationale wetenschappelijke beoordeling is uitgevoerd op verzoek van de Nederlandse Deltacommissie. Deze gaf opdracht onderzoek te doen naar de bovengrensscenario's voor klimaatverandering om Nederland te kunnen beschermen tegen overstromingen. Deze wetenschappelijke visie baseert zich op de meest recente inzichten van de bovenwaarden en langetermijnprojecties (voor de zeespiegelstijging tot 2200) van door het klimaat veroorzaakte zeespiegelstijging, veranderende stormcondities en piekafvoer van de Rijn. Het omvat een analyse en evaluatie van recente onderzoeken, modelprojecties en deskundige opvattingen van meer dan 20 vooraanstaande klimaatwetenschappers uit verschillende landen rond de Noordzee, uit Australië en de VS. Hoewel dit rapport voortbouwt op de eerdere IPCC AR4 (2007) en KNMI (2006) rapporten, brengt het specifiek scenario's in kaart met lage waarschijnlijkheid en hoge impact. Juist deze 'high impact' scenario's zijn van groot belang bij de afweging van investeringen in infrastructuur en landgebruik in de Nederlandse delta, vooral omdat het daarbij gaat om de lange termijn veiligheid van de bewoners. Volgens bovengrensschattingen kan de wereldgemiddelde zeespiegel stijgen met 0,55 – 1,10 m in 2100 en 1,5 – 3,5 m in 2200, als rekening wordt gehouden met scenario's voor hogere temperatuurstijgingen (tot 6°C in 2100) en extra ijsuitstroom van Antarctica. Dit zou overeenkomen met lokale zeespiegelstijging langs de kust van Nederland tot maximaal 1,20 m in 2100 en 4 m in 2200. Een toename van de piekafvoer van de Rijn van 3 tot 19% in 2050 en 6 tot 38% in 2100 wordt voorzien. Het stormregime langs de Nederlandse Noordzeekust en de bijbehorende maximale stormvloed en de bijbehorende maximale stormvloed zullen waarschijnlijk niet significant veranderen binnen dit extreme kader van klimaatverandering.

Inleiding

Dit internationaal wetenschappelijk onderzoek is uitgevoerd op verzoek van de Nederlandse Deltacommissie. Deze commissie gaf opdracht tot een beoordeling van de high-end scenario's van klimaatverandering om Nederland tegen overstroming te kunnen beschermen. Het betreft de meest recente wetenschappelijke inzichten van de bovengrenzen en langetermijnprojecties (voor zeespiegelstijging tot 2200) van door het klimaat veroorzaakte zeespiegelstijging, veranderingen in stormvloed, en piekafvoer van de rivier de Rijn. De opdracht voor de internationale wetenschappelijke beoordeling werd gegeven aan Alterra/Wageningen UR en werd uitgevoerd in nauwe samenwerking met het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI). Het combineert een onderzoek van recente studies, modelprojecties en opvattingen van deskundigen. De fundamentele taak van dit internationale team van wetenschappers was enerzijds het onderzoeken van de bovengrens van de verwachte veranderingen, en anderzijds het ontwikkelen van scenario's voor Nederland voor de jaren 2050, 2100 en 2200 met lage waarschijnlijkheid en grote gevolgen.

Zeespiegelstijging, verandering van de frequentie en hoogte van stormvloed, en toenemende rivierafvoer als gevolg van klimaatverandering vormen vooral een bedreiging voor laag gelegen landen zoals Nederland en brengen talloze nieuwe uitdagingen met zich mee. In Nederland wonen ongeveer 16,5 miljoen mensen, waarvan 9 miljoen in regio's tussen de Noordzee en de rivierdijken die onder het huidige zeespiegelniveau liggen. In dit gebied, dat zestig procent van het grondgebied van Nederland omvat, is ook sprake van intensieve economische activiteit, zoals in een van de grootste havens ter wereld (Rotterdam) en in het internationale financiële en culturele centrum rond Amsterdam (inclusief de luchthaven Schiphol). Ongeveer 65% van het Nederlandse BBP wordt daar verdiend (Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 2006). Het land is dus bijzonder kwetsbaar bij een substantiële stijging van het waterpeil in de rivieren en langs de Noordzeekust.

Na de rampzalige overstroming van 1953, waarbij 1.835 mensen omkwamen, voerde Nederland de strengste wettelijke normen ter wereld in voor bescherming tegen overstroming. Volgens deze normen moeten de dijken in staat zijn de laag gelegen Nederlandse regio's te beschermen tegen stormvloedcondities die eens in de 10.000 jaar voorkomen. Het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) verwacht in zijn vierde rapport 'Climate Change 2007' (Meehl et al., 2007) een wereldwijde zeespiegelstijging van 25 tot 59 cm (zonder gestegen afvoer van de ijskappen) voor het einde van de 21e eeuw; voor dezelfde periode schat het KNMI (2006) een plaatselijke zeespiegelstijging voor Nederland binnen een marge van 35 tot 85 cm. Deze geprojecteerde zeespiegelstijging betekent dat de concepten voor hydraulische randvoorwaarden en kustbewaking zoals die bijna een halve eeuw geleden zijn voorgesteld, opnieuw geëvalueerd moeten worden.

Om de mogelijkheden te kunnen onderzoeken van een effectieve en efficiënte aanpak van de door het klimaat veroorzaakte veranderingen in de fysieke omstandigheden en hun implicaties voor stedelijke planning en waterbeheer, heeft het Nederlandse kabinet begin 2007 een speciale commissie in het leven geroepen: de Deltacommissie. Deze commissie kreeg als taak ideeën en effectieve plannings-, management- en adaptatiestrategieën te ontwikkelen om Nederland klimaatbestendig te maken. Efficiënte responsstrategieën voor het vraagstuk klimaatverandering vereisen echter zorgvuldige overwegingen van de gemiddelde, 'best estimates' en de extremen van zeespiegelstijging, stormvloed, en rivierafvoer, inclusief die voor de periode ná 2100. Verder zijn er aanwijzingen dat het bereik van de huidige projecties voor zeespiegelstijging tot 2100 niet voldoende scenario's met lage waarschijnlijkheid en grote gevolgen dekt en dat hogere waarden voor zeespiegelstijging niet kunnen worden uitgesloten.

De hierboven genoemde scenario's voor zeespiegelstijging van het KNMI houden bijvoorbeeld rekening met de 'meest waarschijnlijke' temperatuurveranderingen met een interval van 2-4 °C (wat 80% dekt van de wereldwijde temperatuurstijging volgens de IPCC projecties voor 2100). De KNMI scenario's nemen tevens, in tegenstelling tot de IPCC projecties, ook de bijdrage van een stijgende uitstroom van Groenland en Antarctica mee. In het laatste IPCC rapport werd een globale schatting gemaakt van de bijdrage aan wereldwijde zeespiegelstijging door mogelijk snelle dynamische veranderingen in de ijskappen, maar daar werd geen bovengrens aan gesteld, omdat de dynamische reactie van de grote ijskappen op opwarming nog niet goed wordt begrepen, en omdat huidige modellen niet in staat zijn deze reactie op de juiste manier in kaart te brengen. Daarnaast bemoeilijkt de consensusaanpak van het IPCC het verwerken van de nieuwste (voor het laatste, vierde rapport betekent dit: nieuwer dan medio 2006) studies en observaties.

Recente waarnemingen van getijdemeters en satelliethoogtemeters suggereren dat de zeespiegel sinds 1993 sneller stijgt dan de gemiddelde modelprojectie, hoewel er geen discrepantie bestaat tussen de twee als rekening wordt gehouden met foutenmarges (Rahmstorf et al., 2007). Toch is ons inzicht in de processen die zeespiegelstijging veroorzaken beperkt en zijn de beschikbare meetreeksen te kort om te bepalen of de waargenomen veranderingen trends zijn voor de lange termijn of dat er sprake is van een natuurlijke variabiliteit.

Net als andere problemen bij klimaatverandering zullen de onzekerheden met betrekking tot zeespiegelstijging, en vooral de bovengrens ervan, in het komende decennium waarschijnlijk niet worden weggenomen. Voor veel ruimtelijke ordenings- en infrastructurele projecten met een levensduur van een eeuw of langer, zijn echter nu al low-probability/high-impact projecties nodig, omdat de kosten van het voorbereiden op extremere stijgingen nu in veel gevallen lager liggen dan de kapitaal- en maatschappelijke kosten voor het doorvoeren van aanpassingen op een later tijdstip. Voor het laaggelegen

Nederland hebben low-probability/high-impact zeespiegelstijgingen, stormvloed en piekafvoer van rivieren belangrijke implicaties voor infrastructuur zoals havens, nieuwe eilanden en nieuwe steden. Toch kan flexibel managementbeleid worden ontwikkeld omdat zeespiegelstijging een traag proces is, zodat alle besluiten die nu worden genomen altijd weer bijgesteld kunnen worden in het licht van nieuwe wetenschappelijke inzichten en de waargenomen stijging van de zeespiegel.

Extreme zeespiegelstijging zal het bestaan van de Waddeneilanden bedreigen, terwijl de combinatie van een hoge zeespiegel en lage uitstroom van de Rijn juist bijdraagt aan de zoutindringing in estuaria en rivieren. Het werk van de Deltacommissie en van dit internationale wetenschappelijk beoordelingssteam is vooral nu relevant omdat de Nederlandse regering kijkt naar een reeks mogelijkheden voor uitbreiding van activiteiten die nu nog op het vasteland plaatsvinden, zoals zeehavens, luchthavens en energiesystemen in de Noordzee. In dit proces is het belangrijk niet alleen de meest waarschijnlijke scenario's in overweging te nemen, maar ook die met een lage waarschijnlijkheid en grote impact.

In deze context verzocht de Deltacommissie de auteurs van deze beoordeling om het bereik van de IPCC en KNMI projecties aan te vullen met hun kennis van en onderbouwde visies op de low-probability/high-impact scenario's voor 2100 en 2200. Na uitvoering van een gedetailleerd literatuuronderzoek werden meer dan 20 toonaangevende klimaatwetenschappers benaderd uit verschillende landen rond de Noordzee, Australië en de VS, en uitgenodigd om deel te nemen in het panel van deskundigen (complete lijst van deskundigen is te vinden op pagina 2 van dit rapport).

Als onderdeel van de voorbereiding van deze beoordeling werden de meningen van deskundigen, gebaseerd op paleo-klimatologische gegevens, waarnemingen en op de actuele kennis van en inzichten in de relevante processen en terugkoppelingen, uitgebreid besproken en bediscussieerd. Ook zijn alternatieve theorieën geanalyseerd en onzekerheden benadrukt. Speciale aandacht werd besteed aan het beoordelen van de bijdrage van het versneld smelten van de ijskappen en van thermische uitzetting bij maximale temperatuurprojecties zoals gemeld door IPCC (Meehl et al., 2007). De beoordeling van de rol van de ijskappen bij zowel wereldwijde als plaatselijke zeespiegelstijging vormde de grootste uitdaging van deze beoordeling. De uitkomsten moeten uitsluitend worden beschouwd als een indicatie voor de maximale veranderingen van de zeespiegel in de toekomst op een langere termijn. Deze projecties, die gebaseerd zijn op de inzichten die verkregen zijn met recente waarnemingen en paleo-klimatologisch bewijs, maken het mogelijk een beeld te maken van de toekomstige zeespiegel op langere termijn, en ze kunnen nuttig zijn voor natuurkundige en wiskundige modelanalyses. Wel moet erop worden gelet dat deze gegevens correct worden geïnterpreteerd, en ook in de toekomst moeten zij

opnieuw beoordeeld en bijgesteld worden naarmate de wetenschappelijke kennis en informatie van monitoring netwerken zich verder ontwikkelt.

Aangezien de overkoepelende doelstelling van het onderzoek was de projecties voor plaatselijke zeespiegelstijging, stormvloed en de rivierafvoer van de Rijn te behandelen die relevant zijn voor de Nederlandse Noordzeekust, richt het zich op de volgende vragen:

- Wat is de bovengrens van de wereldwijde zeespiegelstijging voor de jaren 2100 en 2200, op basis van de huidige meest recente kennis?
- Wat is de bovengrens van zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust, rekening houdend met plaatselijke inklinking en veranderingen in het zwaartekrachtveld van de aarde door het smelten van de ijskappen op Groenland en Antarctica?
- Welke veranderingen in de frequentie van het optreden van stormvloed en de hoogte ervan is te verwachten, bovenop de stijging van de zeespiegel?
- Wat is de invloed van de geprojecteerde klimaatverandering op de piekafvoer van de rivier de Rijn?

Met uitzondering van het gevolg van zeespiegelstijging voor stormvloed, wordt de interactie tussen de drie bovengenoemde effecten - zeespiegelstijging, stormvloed en afvoer van de Rijn - niet besproken in de huidige beoordeling. Hoewel de auteurs van deze beoordeling zich terdege bewust zijn het grote belang van deze interactie voor gevaar op overstromingen, zoutindringing, waterkwaliteit en -hoeveelheid in het algemeen, vallen deze buiten het bereik van dit onderzoek.

In dit rapport zijn, per hoofdstuk, drie afzonderlijke deelrapportages samengevoegd. Hoofdstuk I omvat de maximale schattingen voor wereldwijde en plaatselijke zeespiegelstijging in 2100 en 2200, zoals die zijn opgesteld volgens een methode die vergelijkbaar is met de methode die is toegepast in het vierde rapport van het IPCC (Meehl et al., 2007) en de scenario's van het KNMI (KNMI, 2006). Elk proces dat bijdraagt aan de plaatselijke zeespiegelstijging, waaronder thermische uitzetting, het smelten van kleine gletsjers en ijskappen en verticale landbeweging, wordt apart behandeld. Er zijn expliciete pogingen gedaan om de mate van onzekerheid over elke bijdrage te beschrijven. Deze aanpak voor het schatten van de toekomstige verandering van de wereldwijde zeespiegel wordt aangevuld door analyse van paleo-klimatologische parallellen en schattingen van het totale ijsvolume dat gevoelig is voor smelten in de loop van meerdere eeuwen.

Hoofdstuk II behandelt het stormklimaat van de Nederlandse kust en de verwachte impact die klimaatverandering hierop zal hebben. In Hoofdstuk III komt de verwachte impact van klimaatverandering op de afvoer van de Rijn aan

bod. De resultaten die in hoofdstukken II en III worden gepresenteerd, zijn gebaseerd op modelsituaties: afzonderlijke meningen van deskundigen zijn hier niet in opgenomen. De tijdshorizon voor deze twee hoofdstukken is 2100, omdat er geen modelberekeningen beschikbaar zijn voor 2200.

Synthese van de belangrijkste bevindingen

Bovengrensprojecties voor zeespiegelstijging

- Uitgaande van een scenario met een temperatuurstijging van maximaal 6 °C in 2100 en van maximaal 8 °C in 2200 wordt de bovengrens voor de stijging van de wereldwijde zeespiegel geschat op 0,55-1,10 m in 2100 en 1,5 – 3,5 m in 2200.
- Afhankelijk van de toegepaste gravitatie- en elastische “vingerafdrukken” van de twee grote ijskappen en de lokale effecten van thermische uitzetting, wordt een bovengrens van de lokale zeespiegelstijging van 0,5 – 1,15 m en 0,05 – 1,25 m aangenomen voor de Nederlandse kust tot 2100; tot 2200 zijn deze marges respectievelijk 1,5 - 4 m en 0,5 – 4,0 m.
- Afhankelijk van de toegepaste geochronologie wijzen paleoklimatologische gegevens erop dat in het laatste interglaciaal (± 125.000 jaar geleden), de meest recente periode waarin het klimaat vergelijkbaar was met het huidige en dat van de nabije toekomst, de mondiale zeespiegel ofwel met $1,2 \pm 0,5$ m ofwel met $1,7 \pm 0,7$ m/eeuw steeg. Op basis van deze gegevens uit het verleden stellen wij twee alternatieve bovengrensschattingen voor de toekomst voor:
 - een stijging van $\sim 1,7$ m/eeuw, met zeespiegelstijgingen van $\sim +50$ cm tot 2050, $\sim +1,4$ m tot 2100, en $+3,1$ m tot 2200;
 - een stijging van $\sim 2,4$ m/eeuw, met zeespiegelstijgingen van $\sim +70$ cm tot 2050, $\sim +1,9$ m tot 2100, en $\sim +4,3$ m tot 2200.
- Onverklaarde verschillen in de berekening van de elastische effecten die worden veroorzaakt door afsmeltende landijsmassa's, zorgen voor een aanzienlijk grotere onzekerheid van de projecties van plaatselijke zeespiegelstijging.

Stormcondities

- Veranderingen van de 50 of 100-jaar terugkeerwaarden van windsnelheden in 2100 zijn veel kleiner dan de natuurlijke variabiliteit (van jaar tot jaar) .
- De modellen wijzen op een tendens naar meer westelijke wind, terwijl geen veranderingen worden gemeld voor noordelijke en noordwestelijke wind, die het grootste gevaar vormen voor de Nederlandse kust.

- Klimaatverandering zal geen ingrijpende gevolgen hebben voor de bijdrage van stormcondities aan de stormvloedhoogte langs de Nederlandse kust.
- In eerste benadering kan de gemiddelde zeespiegelstijging lineair worden opgeteld bij de stormvloedhoogte. Niet-lineaire effecten liggen in de orde van grootte van 10% van de verandering in het gemiddelde zeespiegelniveau.
- Alle klimaatmodellen maken een duidelijk te lage schatting van de huidige jaarlijkse gemiddelde en jaarlijkse 99-percentiel van de significante golfhoogte.
- De verschillen tussen de gebruikte modellen zijn groter dan de verschillen tussen de scenario's waarvoor hetzelfde model wordt gebruikt.

Afvoer van de Rijn

- De gemiddelde winterafvoer zal toenemen, terwijl de zomerafvoer zal dalen, afhankelijk van het scenario variërend van een lichte tot een aanzienlijke daling.
- Piekafvoeren die wij op dit moment als bijzonder hoog beschouwen, worden normaal.
- Ervan uitgaande dat het beschermingsniveau tegen overstromingen voor 2020 in Duitsland niet ingrijpend zal veranderen, zullen de geprojecteerde ranges voor de 1250-jaar afvoer van de Rijn bij Lobith (ontwerpafvoer) uitkomen op 15.500 – 17 000 m³/s in 2050 en 16.000 – 17.500 m³/s in 2100.
- De huidige hydraulische kenmerken van de Rijn vormen een aanzienlijke beperking voor de potentiële stijging van de ontwerpafvoer.

HOOFDSTUK I – Bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust voor 2100 en 2200

1. Inleiding

Het volgende rapport verkent aan de hand van modellen en de visies van deskundigen de bovengrensscenario's en lange termijn projecties voor zeespiegelstijging tot 2200.

Dit rapport is geen uiting van impliciete kritiek op, ontevredenheid over of een meningsverschil met de methoden, onderbouwing of uitkomst van de eerdere beoordelingen met betrekking tot scenario's voor zeespiegelstijging van het IPCC AR4 (2007) en/of KNMI (2006). Dit rapport bouwt juist in grote mate voort op deze twee voorafgaande beoordelingen en heeft een heel andere doelstelling: op verzoek van de Deltacommissie onderzoekt het specifiek de bovengrenzen van de scenario's voor zeespiegelstijging en lange termijn projecties aan de hand van modellen en een deskundige beoordeling daarvan, zonder de beperking die het IPCC was opgelegd, dat het door hen gepresenteerde werk al diende te zijn gepubliceerd in de wetenschappelijke literatuur.

Het is in dit licht dat wij diverse plausibele scenario's voor veranderingen van de zeespiegel onderzoeken op basis van onze eigen deskundige mening. Het gebrek aan kennis over de fysische response van sommige relevante componenten van het klimaatstelsel op de emissies van broeikasgassen resulteert in een breed spectrum aan projecties voor zeespiegelstijging. De reikwijdte van deze scenario's moet worden opgevat als een indicatie van wat – volgens onze deskundige beoordeling en op basis van de huidige wetenschappelijke inzichten – plausibel is als bovengrens voor de toekomstige zeespiegelstijging. Dit rapport beschrijft dus niet wat het meest waarschijnlijk is. Op geen enkele manier wordt gegarandeerd dat deze bovengrensscenario's hun geldigheid behouden naarmate de wetenschap voortschrijdt, of dat wij alle mogelijke factoren in kaart hebben gebracht, of dat alle wetenschappers het eens zullen zijn met de scenario's.

1.1. Factoren die de lokale zeespiegel beïnvloeden

Als wij het hebben over 'lokale zeespiegel', bedoelen we het verschil in hoogte tussen het zeeoppervlak en het landoppervlak (Plag, 2006). Veranderingen van de lokale zeespiegel kunnen het gevolg zijn van plaatselijke veranderingen in de hoogte van het zeeoppervlak, de hoogte van het landoppervlak, of van allebei.

Veranderingen in de lokale zeespiegel aan de kust kunnen ertoe leiden dat land overstroomt of juist droogvalt, afhankelijk van het teken van de veranderingen en de topografie van het landoppervlak. Wereldgemiddelde zeespiegelverandering is het ruimtelijk gemiddelde van veranderingen van de lokale zeespiegel gemeten over het totale oceaanoppervlak en houdt direct verband met de verandering van het mondiale volume van de oceaan. Hoewel de meeste gepubliceerde projecties zich richten op de wereldgemiddelde zeespiegel, wordt de impact van de zeespiegelstijging voor Nederland bijna geheel bepaald door lokale zeespiegelveranderingen. De lokale zeespiegel staat onder invloed van een aantal die werken op een brede reeks ruimte- en tijdschalen (Plag, 2006), en het is belangrijk daar rekening mee te houden omdat de lokale zeespiegelstijging in veel gebieden aanzienlijk afwijkt van het wereldgemiddelde en zelfs een tegenovergestelde ontwikkeling kan vertonen.

Om toekomstige veranderingen van de lokale zeespiegel voor Nederland te kunnen beoordelen, bekijken we een reeks plausibele scenario's voor de belangrijkste processen die van invloed zijn op de lokale zeespiegel, vergelijkbaar met de benadering die werd gehanteerd in IPCC AR4 (Meehl et al., 2007). In dit hoofdstuk richten wij ons op de belangrijkste processen die van invloed zijn op de lokale zeespiegel over een tijdschaal van een eeuw en langer¹⁷: veranderingen in dichtheid van de oceaan (hoofdzakelijk veroorzaakt door thermische uitzetting), veranderingen in de massa van kleine continentale gletsjers, veranderingen in de massa van de grote ijskappen van Antarctica en Groenland, veranderingen in oceaancirculatie en verticale beweging van het land inclusief het postglaciale rebound-effect. De bijdragen van de processen die betrokken zijn bij het slinken van landijsmassa's worden eerst beoordeeld in een mondiale context voordat wij ons richten op de Nederlandse kust.

1.2. Onzekerheden met betrekking tot projecties van toekomstige lokale zeespiegelveranderingen

Bij het opstellen van projecties voor de individuele componenten die bijdragen aan lokale zeespiegelveranderingen moet rekening gehouden worden met verschillende soorten onzekerheden. Op basis van hun oorsprong kunnen deze onzekerheden worden ingedeeld in vier algemene groepen (Manning and Petit, 2003):

- Onvolledige of gebrekkige waarnemingen;
- Onvolledige conceptuele kaders;
- Onnauwkeurige beschrijvingen van bekende processen;
- Chaotische, of inherent onvoorspelbare reactie;

¹⁷ Go Iven, getijden en atmosferisch veroorzaakte variaties laten wij buiten beschouwing

- Onvoorspelbaarheid vanwege niet-fysische factoren (bijv. politieke besluitvorming).

De bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting van de oceaan is hier beoordeeld aan de hand van een analyse van gekoppelde klimaatmodellen, die voornamelijk onzekerheden van het type 3 en 5 oplevert. De geschatte thermische uitzetting van het zeewater is afhankelijk van de parameterisatie van kleinschalige menging, van grootschalige oceaanstromen en van de warmteopname uit de atmosfeer (type 3), hetgeen van model tot model verschilt. Om deze onzekerheid te kunnen schatten, maken we gebruik van een combinatie van klimaatmodellen. Daarnaast bevat de bijdrage van thermische uitzetting van de oceaan een element van onvoorspelbaarheid (type 5), omdat die beïnvloed wordt door de toekomstige uitstoot van broeikasgassen, die op zijn beurt weer afhankelijk is van toekomstige sociaaleconomische factoren en beleid. In alle IPCC rapporten wordt dit type onzekerheid opgevangen door uitkomsten te onderzoeken van een representatieve set van emissiescenario's. Wij passen een vergelijkbare benadering toe door te kijken naar een bandbreedte van stijging van de temperatuur van de atmosfeer. Deze bandbreedte moet gebaseerd zijn op een aantal emissiescenario's, en op de diverse temperatuurstijgingen die deze zouden kunnen veroorzaken (zie paragraaf 2.3).

De bijdrage van kleine gletsjers wordt hier geschat op basis van een empirische formule die de wereldgemiddelde temperatuur koppelt aan waargenomen massaverlies, zoals ook in het vierde IPCC rapport (2007) gebeurt. Een dergelijke temperatuurafhankelijke schatting omvat duidelijk onzekerheden van het type 5, die worden opgevangen door de bandbreedte van temperatuurstijging te onderzoeken die hierboven wordt genoemd.

De belangrijkste onzekerheid die van invloed is op de bijdrage van de grootste ijskappen, is van het type 2. Dit wordt ook gesteld in het vierde IPCC rapport (Meehl et al., 2007, Hfd. 10). Er wordt in het IPCC rapport geconcludeerd dat nieuwe waarnemingen van de recente snelle veranderingen in de ijsstroom op het Antarctisch schiereiland, West-Antarctica en Groenland de mogelijkheid suggereren dat grotere dynamische veranderingen in de toekomst kunnen optreden dan nu berekend wordt door de nieuwste ijskapmodellen. Deze modellen bevatten immers niet alle processen die verantwoordelijk zijn voor de snelle afkalving langs de randen die onlangs is waargenomen. Deze vorm van onzekerheid is enerzijds het gevolg van onze gebrekkige kennis, maar komt anderzijds gedeeltelijk ook door het ontbreken van waarnemingen (type 1), en is het moeilijkste aspect van onzekerheid om nauwkeurig te beschrijven (Manning en Petit, 2003).

De beoordeling van veranderingen in oceaanstromingen bij een veranderend klimaat en de invloed daarvan op de lokale zeespiegel houdt verband met een mate van niet-lineaire respons die moeilijk te voorspellen is. Wij beschikken namelijk slechts over beperkte kennis over de waarschijnlijkheid van relatief snelle wisselingen van regimes en hun mogelijke uitwerking (type 2). Om deze

onzekerheid te beoordelen, maken we nogmaals gebruik van een combinatie van klimaatmodellen, waarmee we een analyse maken van lokale zeespiegelveranderingen die verband houden met veranderende oceaan stromingen.

Voor de verticale beweging van land zijn de belangrijkste onzekerheden die factoren die verband houden met onvolledige of gebrekkige waarnemingen (type 1). Vergeleken met een aantal andere onzekerheden die hierboven zijn genoemd, zijn deze factoren echter goed bekend en kan hun bijdrage aan de totale onzekerheid van de projecties worden gekwantificeerd. Tot slot wordt de onzekerheid voor de schatting van de bijdrage van veranderingen in terrestrische wateropslag overheerst door onzekerheden als gevolg van onvolledige of gebrekkige waarnemingen (type 1) en het gebrek aan voorspelbaarheid (type 5).

Vanwege de hiaten in onze kennis van de huidige zeespiegelveranderingen (met name van de dynamiek van ijskappen) en onze daaruit voortvloeiende beperkingen in het modelleren van de toekomstige ontwikkelingen, dienen de projecties voor zeespiegelstijging die in dit rapport worden gepresenteerd, beschouwd te worden als bovengrensscenario's van wat plausibel is – volgens ons deskundig oordeel en op basis van het huidige wetenschappelijk inzicht. Op geen enkele manier wordt gegarandeerd dat deze bovengrensscenario's hun geldigheid behouden naarmate de wetenschap voortschrijdt, of dat zij zelfs de gehele reikwijdte van plausibele toekomstige zeespiegelveranderingen omvatten, of dat de scenario's door alle wetenschappers zijn goedgekeurd.

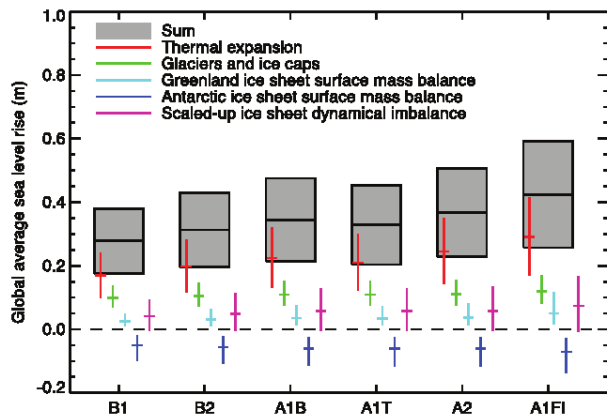
In het licht van al deze onzekerheden met betrekking tot het maken van projecties van de toekomstige zeespiegelstijging benadrukken wij daarom de behoefte aan flexibele strategieën voor kustbeheer, zodat alle besluiten die nu worden genomen, kunnen worden bijgesteld op basis van nieuwe wetenschappelijke inzichten die de komende jaren en decennia zullen worden verkregen. Bovendien onderstrepen wij dat het op grote schaal monitoren van lokale en mondiale zeespiegelstijging van cruciaal belang is om de huidige onzekerheden (met name die van type 1) te beperken, en om de mogelijke behoefte aan verdere adaptatie van het kustbeheer te identificeren. Deze waarnemingen vormen in principe een vroeg waarschuwingssysteem dat ons jaren, zo niet decennia, de tijd zou kunnen geven om ons voor te bereiden.

2. Zeespiegelstijging in de eenentwintigste eeuw

2.1. IPCC AR4 projecties voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging

Het vierde IPCC Assessment Report (IPCC AR4, 2007) bevat de meest gezaghebbende schatting van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging tot nu toe. De kwantitatieve IPCC AR4 projecties beperken zich echter tot de 21^e eeuw. Ze zijn gebaseerd op een gedetailleerde beoordeling van de potentiële thermische uitzetting van de oceanen aan de hand van klimaatmodellen, het afsmelten van berggletsjers door de waarnemingen te koppelen aan de stijging van de atmosfeertemperatuur, de veranderingen in de balans van ijskapmassa's, de dynamische respons van ijskappen zoals bepaald met ijskapmodellen en een extrapolatie van de recente waarnemingen (IPCC AR4, Hfd. 10, Meehl et al 2007).

In het IPCC AR4 hebben de projecties van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2090-2099 een bandbreedte van 0,18-0,59 m (zie figuur 1.1). De IPCC vermeldt echter ook expliciet dat dit niet de volledige bandbreedte van mogelijke veranderingen is. Dit komt omdat de mogelijke bijdragen die het gevolg zijn van snelle dynamische processen in de ijskappen van Groenland en Antarctica niet afdoende beschreven worden in de huidige generatie ijskapmodellen. Daarom zijn deze niet meegenomen door IPCC bij hun beoordeling van de bandbreedte. Het IPCC AR4 bevat wel een uitgebreide discussie over de mogelijke bijdrage van de Antarctische en Groenlandse ijskappen, maar merkt op dat die bijdrage onzekerder is dan de andere bijdragen (zie ook paragraaf 1.2).



Figuur 1.1: Overgenomen uit IPCC AR4 (2007). Projecties en onzekerheden (5 tot 95% bereik) van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging en zijn componenten van 2090 tot 2099 (vergeleken met 1980 tot 1999) voor de zes SRES scenario's. Bij de geprojecteerde zeespiegelstijging (grijs) is er van uitgegaan dat het deel van de huidige onbalans van de ijskapmassa dat veroorzaakt is door de recente versnelling van de ijsuitstroom, onveranderd zal voortzetten. Het houdt geen rekening met de bijdrage van een extra ijsuitstroom (magenta).

Het vierde IPCC rapport noemt een extra, temperatuurafhankelijke bijdrage van 0,1-0,2 m (de 'scaled-up ice discharge') van de ijskappen, als de uitstroom groter wordt. (IPCC AR4, Hfd.10.6.5) Wordt deze bijdrage bij de totale schatting opgeteld, dan geeft dit een bandbreedte voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging van 0,17-0,76 m. Het IPCC meldt echter dat het inzicht in deze effecten te beperkt is om hun waarschijnlijkheid te kunnen beoordelen of om een onderbouwde schatting dan wel een bovenwaarde voor de zeespiegelstijging te kunnen geven.

2.2. Aanvullende bovengrensprojectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging

In antwoord op het verzoek van de Deltacommissie om de bovengrenzen van de scenario's voor zeespiegelstijging in kaart te brengen (zie Inleiding), presenteren wij tevens een aanvullende methode van projectie. Deze aanpak wordt gebruikt om de zeespiegelstijging voor het A1FI scenario te berekenen, zodat wij de bovengrens van de scenario's voor potentiële zeespiegelstijging kunnen bepalen. Deze uitkomst wordt vergeleken met die van de bijbehorende IPCC projecties (zie paragraaf 2.3.1).

Verschillende processen die bijdragen aan de zeespiegelstijging (thermische uitzetting van de oceaan, het afsmelten van kleine gletsjers, de Groenlandse en Antarctische ijskappen en veranderingen in terrestrische wateropslag) worden

afzonderlijk bekeken, samen met hun onzekerheden. Met uitzondering van de bijdrage van de Antarctische ijskap (waarvan de temperatuurgevoeligheid erg onzeker is) wordt voor alle bijdragen aangenomen dat zij (in elk geval gedeeltelijk) afhankelijk zijn van de stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur zoals die wordt berekend voor het verloop van de eenentwintigste eeuw. Wij gaan uit van een bereik variërend van een gematigde stijging van 2 °C tot een stijging van 6 °C, wat dicht bij de bovenwaarde van de IPCC AR4 projecties ligt (zie paragraaf 5.2; Hfd. 10, Meehl et al. 2007). Die laatste temperatuurstijging komt het meest overeen met het A1FI scenario. Een stijging van 6 °C is waarschijnlijker als er sprake is van significante terugkoppelingen tussen het klimaat en de koolstofcyclus.

2.2.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting

Voor 2100 wordt de wereldgemiddelde thermische uitzetting geschat met behulp van twee geïdealiseerde schalingsrelaties tussen de uitzetting van het zeewater en de stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur. De eerste methode gaat uit van een lineaire relatie tussen thermische uitzetting en stijging van de atmosfeertemperatuur voor een bepaald jaar (Katsman et al., 2008); de tweede legt een lineair verband tussen de *snelheid* van de wereldgemiddelde thermische uitzetting en de stijging van de atmosfeertemperatuur (Rahmstorf, 2007). Beide methoden gaan uit van aanhoudend opwaartse trends in atmosfeertemperatuur (zie paragraaf 5.2.1.1 voor details over beide schalingsrelaties). Beide methoden hebben hun beperkingen, met name als ze worden toegepast op de bovengrenzen van de scenario's (grote stijging van de atmosfeertemperatuur).

Als zodanig kunnen wij er uitsluitend zeker van zijn dat deze benaderingen redelijke schattingen geven voor een beperkte bandbreedte van temperatuurstijging. Het blijft onduidelijk of deze benaderingen ook geldig zijn als ze worden toegepast op het scenario voor de grote stijging van de atmosfeertemperatuur van 6 °C. Vanwege de inherente onzekerheden wordt voor de schatting van de bijdrage aan de wereldgemiddelde thermische uitzetting het gemiddelde genomen van de uitkomsten van deze twee methoden. Deze benadering levert een bijdrage op aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging van 0,12-0,49 m in 2100 (zie tabel 1.1).

2.2.2. Kleine gletsjers

De bijdrage van de gletsjers wordt berekend met behulp van dezelfde schalings aanpak die wordt toegepast in IPCC AR4 (Appendix 10.A, p.884). Deze aanpak bouwt voort op de waargenomen lineaire relatie tussen de snelheid van de zeespiegelstijging door de gletsjers en ijskappen op aarde (met uitzondering van die op Antarctica en Groenland) en de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur. Het houdt rekening met de afname van de massabalansgevoeligheid voor temperatuur tijdens het terugtrekken van de gletsjer, omdat de gebieden met de hoogste temperatuurgevoeligheid het snelste afsmelten. Het feit dat het

gletsjers oppervlak afneemt naarmate volume verloren gaat, telt ook mee. Om bijdragen van kleine gletsjers rondom de ijskappen van Groenland en Antarctica mee te tellen, is een schalingsfactor geïntroduceerd. Let wel: deze benadering wordt naar verwachting verder in de toekomst minder nauwkeurig, omdat dan een groter oppervlak en meer volume verloren is gegaan. De berekende bijdrage van gletsjers aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100 varieert van 0,07 m tot 0,18 m (zie tabel 1.1).

2.2.3. Ijskappen

Zoals al uitgelegd in paragraaf 1.2 is de bijdrage van de ijskappen de onzekerste component omdat er belangrijke hiaten bestaan in ons inzicht in hun dynamisch gedrag. De landijsmassa van de Groenlandse en Antarctische ijskappen kan veranderen als gevolg van veranderingen in de massabalans aan het ijsoppervlak (SMB, de gemiddelde som van aangroei door sneeuw en vorst, uitstroom van smeltwater en verdamping/sublimatie) of door de ijsstroom van het landijs dat in de oceaan terechtkomt (als drijfijz of smeltwater). Het eerste type verandering is grotendeels een reactie op atmosferische klimaatverandering, terwijl het laatste type verandering een complexe reactie behelst op de atmosferische en oceanografische forcering en interne veranderingen binnenin de ijskap. Gedeeltelijk vanwege deze complexiteit, en gedeeltelijk vanwege het ontbreken van waarnemingsreeksen over lange termijn, is er weinig vertrouwen dat de huidige generatie ijskapmodellen een juiste simulatie geven van de waarschijnlijke verandering in ijsuitstroom; deze component is daarom moeilijk met zekerheid te beoordelen.

De kwetsbaarste delen van de ijskappen zijn, naar men vermoedt, de zogeheten mariene ijskappen. Al lange tijd bestaat de zorg dat een ijskap op vast gesteente dat onder de zeespiegel ligt en omlaag helt vanaf de rand naar het binnenste, in essentie een onstabiel systeem is (zie Appendix II van dit document). Er is een mogelijkheid dat positieve terugkoppelingen in het marien ijskapsysteem zouden kunnen leiden tot een 'zelfversnellend' instorten van de ijskap, hetgeen alleen zou stoppen als de terugtrekkende ijskap op een omhooghellende bodem stuit. De tijdschaal waarop een dergelijk instorten kan optreden is niet goed bekend, maar voor grote delen van een ijskap zou zo'n instorting waarschijnlijk minstens enkele eeuwen vergen. Op dit moment zijn er op aarde een aantal voorbeelden van dergelijke mariene ijskappen te vinden. De grootste bedekt het merendeel van West-Antarctica, hoewel enkele gletsjers op Oost-Antarctica ook grote afwateringsbekkens onder zeeniveau hebben. De sterkste inlandse bodemhelling, en met waarschijnlijk de sterkste neiging tot instabiliteit, ligt in dat deel van de West-Antarctische ijskap (WAIS) wat uitstroomt in de Amundsen zee – de zogenoemde Amundsen See Embayment. In Groenland is er slechts één gletsjersbekken, dat van Jacobshavns Isbrae (gletsjer), dat waarschijnlijk een vergelijkbaar prominente inlandse helling bevat en mogelijk een langdurige terugtrekking zou kunnen vertonen (zie Appendix II).

Recente waarnemingen van snelle veranderingen in de uitstroom van Antarctische gletsjers bieden voorlopig steun aan de opvatting dat de WAIS een significant deel van zijn massa kan verliezen op een tijdschaal die relevant kan zijn voor kustplanning. Er zijn echter ook redenen aan te nemen dat dit proces niet geldt voor de WAIS in zijn geheel (zie Appendix II). Ondanks betere waarnemingen is ons inzicht in de instabiliteit van mariene ijskappen op dit moment om verschillende redenen nog onvoldoende om realistische projecties op te stellen. Vooral de instortingsmodellen, die tot nu toe zijn ontworpen, wijzen alleen op de mogelijke instabiliteit in het systeem. Ze kunnen niet worden gebruikt om te onderzoeken met welke snelheden een instorting kan plaatsvinden, en of het systeem eigenschappen heeft die de terugtrekking lang genoeg stil kunnen leggen om een nieuw evenwicht te laten ontstaan, of zelfs voor nieuwe aangroei kunnen zorgen.

In tegenstelling tot Antarctica is de Groenlandse ijskap in de zomer onderhevig aan grootschalige afsmelting aan het oppervlak. Die hoeveelheid is niet-lineair afhankelijk van oppervlaktetemperaturen en draagt gemiddeld voor de helft bij aan het massaverlies. Er zijn twee belangrijke processen in ijsdynamica die een snelle respons op klimaatverandering zouden kunnen geven: de bodem van de ijskap gaat sneller glijden door smeltwater dat vanaf de oppervlakte doorsijpelt naar beneden, met als gevolg een snellere ijsstroom (Zwally et al., 2002, Joughin et al., 2008, van de Wal et al. 2008), en de terugtrekking van de grondingslijn, met als gevolg een versnelling van de zeewaartse ijsstroom en een volume afname van gletsjers aan de kust (e.g., Nick & Oerlemans, 2006). Ondanks verbeterde waarnemingen is ons inzicht in het doorsijpelen van oppervlaktesmeltwater naar de bodem op dit moment nog onvoldoende om realistische projecties te maken (zie ook paragraaf 5.2.2.2). Alle modelonderzoeken voor de 21e eeuw wijzen erop dat veranderingen van de Antarctische SMB in negatieve zin zal bijdragen aan zeespiegelstijging, als gevolg van de toenemende accumulatie die de eventueel groeiende afsmelting overtreft (IPCC AR4; Hfd. 10) Volgens deze modelonderzoeken hebben de veranderingen van de Antarctische SMB de neiging om het wereldgemiddelde zeeniveau in de 21^e eeuw met 0,02 tot 0,14 m te laten stijgen, afhankelijk van het emissiescenario. In projecties voor Groenland is de toename in afsmelting belangrijk maar onzeker, omdat deze bijzonder gevoelig is voor temperatuurveranderingen langs de randen. In de meeste onderzoeken geven veranderingen in het Groenlands SMB een netto positieve bijdrage aan de zeespiegelstijging in de 21e eeuw (IPCC AR4; Hfd. 10) omdat de toename in afsmelting groter is dan de toename in aangroei. De Groenlandse ijskap wordt begroot op een bijdrage van 0,01 tot 0,12 m aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging gedurende die periode (zie ook Fig. 1.1)

Er worden echter expliciete uitspraken gedaan in het IPCC AR4 rapport (2007, Hfd.10) die de mogelijkheid open laten dat de gepresenteerde projecties niet geheel overeenkomen met de mogelijke bovengrenzen van de zeespiegelstijging die we in de komende eeuw zouden kunnen verwachten. Het rapport geeft aan dat ons huidige inzicht in het gedrag van ijskappen te beperkt is om de waarschijnlijkheid te beoordelen of om een 'best estimate' of een bovenwaarde voor de zeespiegelstijging te geven. Op basis van de bovenstaande overwegingen presenteren wij hier de volgende aanvullende scenario's voor de bijdragen van de Antarctische ijskap en de Groenlandse ijskap, als aanvulling op de scenario's in IPCC AR4 (2007), met als doel risicobeheer, zoals de Deltacommissie dit heeft verzocht.

Antarctische ijskap

Het scenario voor de Antarctische ijskap is gebaseerd op plausibele bijdragen van drie gebieden van Antarctica die op dit moment al tekenen van verandering vertonen (zie paragraaf 5.2.2.1 en Appendix II voor verdere discussie):

- De Amundsen Sea Embayment (ASE);
- De drie mariene gletsjerbekkens op Oost-Antarctica die recent afsmelting vertonen (EAIS-g);
- Het noordelijk Antarctisch schiereiland (n-AP), een gebied dat te kampen heeft met recente stijgingen in atmosfeertemperatuur, verhoogd afsmelten van de gletsjers, terugtrekking van gletsjers, en versnelling van de zeevaartse ijsstroom van de gletsjers.

Een gematigd scenario kan worden verkregen door uit te gaan van een aanhoudende toename van de gletsjersnelheden in ASE en EAIS-g, en aanhoudend afsmelten en aanhoudende gletsjeruitstroom op het de n-AP. Een plausibele bovengrens kan worden verkregen op basis van een optredende instorting van de ASE en EAIS-g, een versneld afsmelten en verhoogde gletsjeruitstroom van het n-AP (zie paragraaf 5.2.2.1). Instorting van de drijvende Larsen B ijsplaat resulteerde in een 2-8 keer hogere ijsstroom van de gletsjers die hem voedden. Indien het verlies aan ijs over de hele ASE op vergelijkbare wijze toeneemt, zal het de zeespiegelstijging gedurende de tweede helft van de eeuw gaan domineren. Inclusief EAIS-g en n-AP wordt de totale zeespiegelstijging als gevolg van dynamische veranderingen geschat op 0,49 m. Deze aanpak levert een bijdrage op van de Antarctische ijskap aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100 variërend van -0,01 m tot +0,41 m (zie Tabel 1.1). Deze breedte bevat een bijstelling van -0,08 m voor de stijging in net accumulatie voor Antarctica zoals geschat door IPCC AR4 (Meehl et al 2007).

Groenlandse ijskap

Toekomstprojecties voor de ijskappen die worden gepresenteerd in IPCC AR4 zijn gebaseerd op resultaten van modellen die alleen de massabalans aan het oppervlak berekenen en langzame ijsdynamica processen bevatten en die snelle dynamische processen niet kunnen weergeven. Recente waarnemingen hebben echter aangetoond dat uitstroomgletsjers die eindigen in de oceaan op kortere termijn kunnen reageren.

Om te komen tot een aanvullend scenario voor de bovenwaarde van de bijdrage van de Groenlandse ijskap, nemen wij de schatting over van het vierde IPCC rapport over de veranderingen in SMB en de bijbehorende zeespiegelstijging, die het gevolg is van afsmelten aan de oppervlakte en langzame ijs dynamica; wij herbeoordelen uitsluitend de extra bijdrage van snelle dynamische processen. De verandering in massabalans aan de oppervlakte wordt geschat op basis van regressies tussen temperatuur en afsmelten en accumulatie zoals die worden afgeleid in Gregory and Huybrechts (2006). Temperatuurprofielen tot 2100 zijn afgeleid van geschaalde versies van het SRES A1B scenario om tot aan 2100 te komen (met behulp van een polynome fit) met een wereldwijde stijging van +2°C en +6°C. Voor de versterking van de mondiale temperatuurstijging boven Groenland wordt een factor 1,5 toegepast (Gregory & Huybrechts, 2006). De aanvullende bijdrage van snelle dynamische processen is geschat op basis van de volgende aannames:

- Afsmelting aan het oppervlak neemt dusdanig toe waardoor een lokale temperatuurstijging van 3+°C voor 2100 in de zomer zal leiden tot waterafvoer op een groot deel van het ijskapoppervlak. Wij beweren dat dit, samen met een toename van het glijden over de rotsbodem van de ijskap, zal leiden tot een extra zeespiegelstijging van 4 cm (Parizek and Alley, 2004).
- De afvoer van gletsjers in laagliggende kustgebieden in het oosten en zuiden zal tot 2050 geleidelijk gaan verdubbelen ten opzichte van de afvoer van 1996, en vervolgens weer snel afnemen naar het afvoervolume van 1996 wanneer hun uiteinden zich weer boven de zeespiegel bevinden. Van Jakobshaven en de Noordelijke kust gletsjers wordt verondersteld dat hun uitstroom tot 2100 stijgt tot vier keer het volume van 1996. Alle veranderingen worden lineair gesteld over de relevante tijdsperiode.

Deze analyse resulteert in een extra zeespiegelstijging veroorzaakt door snelle ijsdynamica van ~0,1 m (zie paragraaf 5.2.2.2) tot 2100. De totale bijdrage van de Groenlandse ijskap aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging wordt geschat op 0,13 tot 0,22 m. Dit is in lijn met schattingen van het huidige verlies van ijs (bijv. Rignot et al. 2006, Luthcke et al. 2007).

Opmerkelijk is dat in een iets warmer klimaat (wereldgemiddelde temperatuurstijging van 2-3°C) de afsmelting hoger wordt geschat dan de accumulatie waardoor, onafhankelijk van dynamische processen, het ijsvolume afneemt. Op Groenland zou een fase van terugtrekking van het ijs kunnen beginnen die uitsluitend omgekeerd zou kunnen worden door een aanzienlijke

toename van de sneeuwval, of een periode van afkoeling. Een dergelijke terugtrekking van de ijskap gebeurt in een tijdsbestek van 1000 jaar, maar is significant omdat als het eenmaal is begonnen het over een zeer lange termijn een bijdrage aan de zeespiegelstijging oplevert (zie ook paragraaf 5.2.2.2).

2.2.4. Terrestrische wateropslag

Behalve in ijskappen en gletsjers wordt water op land ook opgeslagen in de vorm van sneeuw, oppervlaktewater (inclusief door mensen gemaakte reservoirs), en onderaards water (grondwater). In deze wateropslag kunnen veranderingen optreden als gevolg van klimaatvariaties en door menselijk ingrijpen in de watercyclus, zoals verandering van landgebruik (Church et al., 2001). Schattingen van de diverse bijdragen zijn uitermate onzeker, en verschillen van teken (afname/toename) (Church et al., 2001; Cazenave en Nerem, 2004; Chao et al. 2008). De netto trend van de zeespiegel zal door dit proces waarschijnlijk negatief zijn, maar de onzekerheid van de schattingen omvat ook de mogelijkheid van een positieve bijdrage. In het vierde IPCC Assessment Rapport (2007) wordt de mogelijkheid dat veranderingen van de zeespiegel voortkomen uit antropogene veranderingen in terrestrische wateropslag wel genoemd maar niet gekwantificeerd. Wij schatten de bijdrage van terrestrische wateropslag op $0,02 \pm 0,02$ m in 2100, volgens Katsman et al. (2008).

2.3. Bovengrensprojectie voor wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100

De definitieve bovengrensprojectie voor wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100 wordt verkregen door het optellen van de schattingen van elk van de afzonderlijke bijdragen (thermische uitzetting van de oceaan, het slinken van kleine gletsjers, de Antarctische en Groenlandse ijskappen en terrestrische wateropslag), die in de voorafgaande paragrafen zijn besproken¹⁸. Vanwege de grote onzekerheden met betrekking tot het schatten van elk van de afzonderlijke bijdragen, zijn de definitieve waarden afgerond tot op 5 cm. De bovengrensprojectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100 wordt dan $0,55 -1,10$ m (zie tabel 1.1).

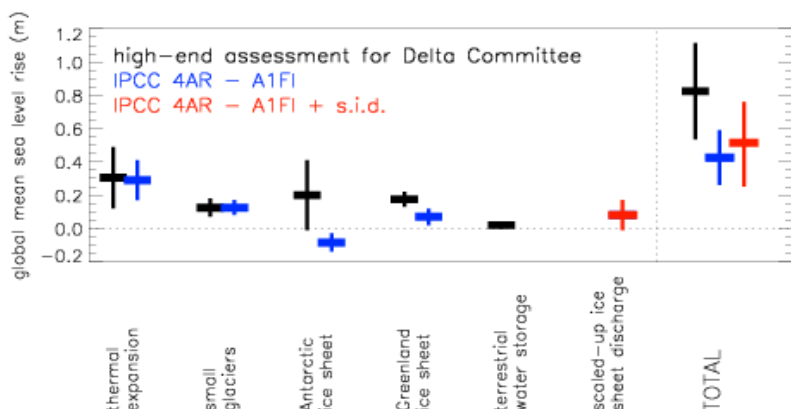
2.3.1. Vergelijking met IPCC AR4 projectie (A1FI emissiescenario)

Figuur 1.2 en Tabel 1.1 vergelijken de afzonderlijke bijdragen aan en de projectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging die hier zijn ontwikkeld (zwart) en die voor het A1FI emissiescenario zijn gepresenteerd in het IPCC AR4 (blauw en

¹⁸ Allereerst wordt een centrale schatting berekend door de centrale schattingen van de afzonderlijke componenten (aangenomen dat alle bereiken zijn opgesteld volgens de Gauss-verdeling). Vervolgens wordt de onzekerheid berekend door kwadratische summatie van de bandbreedte van de afzonderlijke bijdragen, zoals in IPCC AR4 (2007), omdat ervan kan worden uitgegaan dat de gemelde onzekerheden voor de diverse bijdragen onafhankelijk zijn. Het gerapporteerde totaalbereik is het bereik dat door deze onzekerheidsmarge wordt omvat.

rood). Het A1FI scenario is in dit geval het meest relevante emissiescenario omdat wij ons richten op de bovengrens van de bandbreedte van scenario's voor zeespiegelstijging.

Voor het A1FI scenario schat IPCC AR4 de wereldgemiddelde zeespiegelstijging op 0,26-0,59 m in 2090-2099 (blauw in figuur 1.2). Deze schatting omvat bijdragen van vier componenten: thermische uitzetting, gletsjers en ijskappen (met uitzondering van de Groenlandse en Antarctische ijskappen), de massabalans aan het oppervlak van de ijskappen, en een netto zeewaartse ijsstroom in de ijskappen. De bijdrage van de twee grootste ijskappen is in twee delen verdeeld. De bijdrage die volgt uit de massabalans aan het oppervlak (SMB), verwijst naar sneeuwval minus oppervlakte-afsmelting en wordt berekend aan de hand van een model voor de oppervlakte massabalans van ijskappen, gedreven door hoeveelheden sneeuwval en temperaturen die zijn afgeleid van een hoge resolutie model voor de atmosferische circulatie boven de ijskap. De bijdrage van dynamische processen in de ijskappen is geschat aan de hand van waarnemingen van verhoogde ijsuitstroom langs de randen van Groenland en Antarctica in de periode van 1993-2003, ervan uitgaande dat deze bijdrage constant blijft tot het einde van deze eeuw. De marge van 0,26-0,59 m omvat niet de bijdrage die 'extra ijsuitstroom' wordt genoemd, zoals gemeld door IPCC AR4 (zie paragraaf 2.1). Als deze bijdrage wel wordt meegerekend, komt onze schatting op 0,25-0,76 m (rood in figuur 1.2).



Figuur 1.2: Vergelijking van afzonderlijke bijdragen en de totaal geschatte wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2100 zoals gepresenteerd in dit rapport (zwart) en in het IPCC AR4 voor het A1FI emissiescenario, met (blauw) en zonder (rood) de bijdrage van 'extra ijsuitstroom'. Bij het maken van deze figuur is ervan uitgegaan dat de bandbreedtes van alle afzonderlijke componenten die gepresenteerd worden in het IPCC AR4 (tabel 10.7) een Gaussische verdeling hebben.

Zelfs inclusief de extra ijsuitstroom valt de bovengrens van het A1FI scenario dat het IPCC AR4 aangeeft, aanzienlijk lager uit dan de bovengrens van de schatting die in deze beoordeling voor de Deltacommissie wordt gepresenteerd (respectievelijk 0,76 m en 1,1 m). Dit weerspiegelt het feit dat we ons expliciet richten op de bovengrens van het bereik. In het bijzonder de schatting voor de bijdrage van de Antarctische ijskap voor het ernstige scenario op basis van een instorting van de Amundsen Sea Embayment (dit rapport) levert een relatief grote bijdrage op, in tegenstelling tot de op modelsimulaties gebaseerde schatting van een groeiende ijskap, zoals die werd gepresenteerd door het IPCC AR4 (2007). Sinds het verschijnen van het IPCC rapport hebben meerdere onderzoeken deze terugtrekking van ijs in de Amundsen Sea Embayment vastgesteld, waardoor de noodzaak ontstaat om dynamische veranderingen van de ijskap expliciet mee te nemen, hoewel de duur van dit soort dynamische aanpassingen uitermate onzeker blijft.

Tabel 1.1: *Overzicht van alle geschatte bijdragen en de totale bovengrensprojectie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2100 zoals hier beoordeeld, en de corresponderende bijdragen die zijn berekend in het IPCC AR4 voor het A1FI emissiescenario (in m). Let op dat de IPCC bijdrage geen rekening houdt met de extra 0,1-0,2m veroorzaakt door extra ijsuitstroom die wordt genoemd in het IPCC AR4 (SPM).*

<i>component</i>	<i>Bovengrensbeoordeling voor de Deltacommissie (m)</i>	<i>IPCC AR4 (2007) - A1FI emissiescenario (m)</i>
wereldgemiddelde thermische uitzetting	+0,12 tot +0,49	+0,17 tot +0,41
kleine gletsjers	+0,07 tot +0,18	+0,08 tot +0,17
Antarctische ijskap	-0,01 tot +0,41	-0,14 tot -0,03
Groenlandse ijskap	+0,13 tot +0,22	+0,02 to +0,12
Extra ijsuitstroom	-	-0,01 tot +0,17
terrestrische wateropslag	0,0 tot +0,04	-
Totaal	+0,55 tot +1,10	+0,25 tot +0,76

Ook wordt de bijdrage van de Groenlandse ijskap groter geschat dan in het IPCC AR4 (2007), omdat wij een schatting hebben toegevoegd van de effecten van snelle dynamische processen. Tot slot is de bandbreedte van de geschatte wereldgemiddelde thermische uitzetting enigszins groter dan gerapporteerd in het IPCC AR4 (2007), vanwege de grotere bandbreedte in atmosferische temperatuurstijging die hier wordt onderzocht.

2.3.2. Vergelijking met paleoklimatologische aanwijzingen van wereldgemiddelde zeespiegelstijging

Tijdens het laatste interglaciaal, ongeveer 125.000 jaar geleden, lagen de mondiale temperaturen iets boven die van tegenwoordig en was de wereldwijde zeespiegel waarschijnlijk 4-6 m hoger (Overpeck et al., 2006; Duplessy et al., 2007). Mondiale metingen van de zeespiegel afgeleid van zuurstofisotopen en de meting van het lokale zeepeil van de Rode Zee wijzen erop dat de wereldwijde zeespiegel periodiek met een snelheid van 0,7 tot 1,7 m/eeuw steeg tijdens het laatste interglaciaal, toen ijskappen met een omvang die vergelijkbaar is met de huidige Groenlandse en West-Antarctische ijskappen, de enige belangrijke smeltwaterbronnen vormden (zie paragraaf 5.3). De paleoklimatologisch reconstructies zijn niet gedetailleerd genoeg om de mogelijkheid uit te sluiten dat de wereldwijde zeespiegel met een hogere snelheid steeg dan hiervoor genoemd gedurende een tijdsbestek van minder dan ongeveer drie eeuwen, en evenmin kan deze reconstructie een ondergrens aangeven van hoe lang het duurt voordat een dergelijk tempo van zeespiegelstijging wordt bereikt, startend met een periode van langzame zeespiegelstijging die vergelijkbaar is met het tempo dat we nu meemaken. De variaties in het tempo van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging die zijn afgeleid uit de data van het Rode Zeegebied doen echter vermoeden dat de overgang naar snelle zeespiegelstijging binnen een tijdsbestek van 300 jaar kan plaatsvinden, het kleinste tijdsinterval dat in die reconstructie wordt opgelost.

Een plausibele schatting van een bovengrens gebaseerd op paleoklimatologische gegevens, aannemende dat een wereldgemiddelde zeespiegelstijging van maar liefst $\sim 1,7$ m/eeuw bereikt kan worden binnen een tijdsbestek van een decennium (een gefundeerde schatting van hoe snel een dergelijke overgang kan inzetten), leidt tot een wereldgemiddelde zeespiegelstijging van grofweg 1,4 m in 2100, iets hoger dan de bovengrens gepresenteerd in de vorige paragraaf (zie tabel 1.1, figuur 1.2).

Een alternatieve geochronologie voor het laatste interglaciaal, waar een aantal auteurs de voorkeur aan geeft (bijv. Rohling et al., 2008), kent een kortere duur toe aan deze fase waardoor de maximale snelheid van de zeespiegelstijging mogelijk tussen 1,0 tot 2,4 m/eeuw valt. Een schatting voor 2100 op basis van de hogere waarde van $\sim 2,4$ m/eeuw zou leiden tot een maximale stijging van de zeespiegel tot ongeveer 1,9 m in 2100.

2.4. Lokale zeespiegel

In de vorige paragraaf presenteerden wij een aanvullend scenario voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging, waarbij wij ons concentreerden op de bovengrenzen van de diverse scenario's. De lokale zeespiegel kan echter aanzienlijke verschillen vertonen met de mondiale. Om een schatting voor het

lokale zeeniveau te kunnen opstellen, moet rekening worden gehouden met meerdere factoren:

- De effecten van gravitatie en van elastische deformatie van de aardkorst en de buitenste mantel op lokaal zeeniveau als gevolg van de herverdeling van massa door het smelten van landijs ('elastische en gravitatie effecten' genoemd);
- Verschillen in lokale uitzetting met betrekking tot de mondiale uitzetting (gedomineerd door veranderingen in oceaanstromingen);
- Lokale beweging van het land.

2.4.1. Elastische en gravitatie effecten

Wanneer landijsmassa's smelten, wordt het vrijkomende zoetwater niet gelijkmatig over de oceanen verdeeld. Grote landijsmassa's hebben een aantrekkende werking op het omliggende zeewater, wat een relatief hoger zeeniveau oplevert in de buurt van ijsmassa's. Als de ijsmassa slinkt, neemt ook deze aantrekkingskracht af, en zal het zeeniveau relatief dalen in de buurt van de ijskap (het 'omgevingsveld') omdat het water uit de buurt van de ijskap wordt herverdeeld (Woodward, 1888; Vermeersen and Sabadini, 1999). Verder weg van de landijsmassa, in het 'tussenliggende veld', stijgt de zeespiegel wel, maar deze stijging is kleiner dan de wereldgemiddelde stijging die het gevolg zou zijn van een gelijkmatige verdeling van het smeltwater.

Op nog grotere afstand, in het 'verre veld', stijgt de zeespiegelstijging meer dan wereldgemiddeld. Bovendien vervormt de vaste aardkorst onder de verschuivende belasting en deze vervorming heeft invloed op het zwaartekrachtsveld, de verdeling van het oceaانwater, en de hoogte van het land. Als gevolg van deze lokale gravitatie en elastische veranderingen, zorgt een slinkende landijsmassa voor een opvallend patroon van lokale zeespiegelstijging, dat soms ook wel de 'fingerprint' wordt genoemd (bijv. Plag en Juettner, 2001, Mitrovica et al. 2001). De elastische en gravitatie effecten kunnen worden verwerkt door elk van de wereldgemiddelde bijdragen van smeltend ijs van gletsjers en ijskappen te vermenigvuldigen met hun respectievelijke relatieve fingerprint ratio's.

Er zijn twee benaderingen mogelijk om de gravitatie en elastische effecten voor kleine gletsjers te kwantificeren, die ongelijkmatig over de wereld zijn verdeeld. De eerste manier gebruikt de datareeks over de stijging van het zeeniveau als gevolg van het afsmelten van de gletsjers van Dyurgerov en Meier (2005) met betrekking tot de periode van 1961-2003. Van deze datareeks kunnen we zeeniveauvariaties als gevolg van gletsjerafsmelting afleiden voor verschillende regio's in de afgelopen veertig jaar. Door de geografische ligging van de gebieden ten opzichte van Nederland te nemen, kunnen wij vervolgens eenvoudig berekenen wat de lokale zeespiegelstijging is als gevolg van veranderingen in de geoïde, veroorzaakt door verschillende kleinere

gletsjergebieden (voor een vaste aarde). Deze berekening resulteert in een verhouding van de lokale tot de wereldgemiddelde zeespiegelstijging die in de loop der tijd varieert, afhankelijk van welke gebieden meetellen, maar varieert van 75%-90%. Het is kleiner dan 100% vanwege de bijdragen van een aantal gletsjers dichtbij Nederland, zoals die op IJsland en Svalbard.

Deze analyse geldt voor de bijdrage van kleine gletsjers aan de zeespiegelstijging in de afgelopen jaren. Het lokale effect voor toekomstige zeespiegelstijging kan echter verschillen van de bijdrage in het verleden. Om dit punt te beoordelen, dient de geschatte regionale bijdrage zoals gepresenteerd door Van de Wal et al. (2001) als indicator, omdat het gebruik maakt van een regionale en een temporele forcering bij $2 \times \text{CO}_2$ condities. Dit leidt tot een verhouding van 80% voor de lokale/wereldgemiddelde ratio. Dit cijfer komt overeen met het percentage dat Mitrovica et al (2001) presenteerden, gebaseerd op een model van gravitatie en elastische effecten als gevolg van de historische glaciële afsmelting tussen 1900 en 1961. In totaal geeft de bovenstaande analyse een schaalfactor van 80% voor de bijdrage van kleine gletsjers voor de Nederlandse kust.

Voor de Groenlandse en Antarctische ijskappen leveren eenvoudige berekeningen voor een vaste aarde een fingerprint ratio op van respectievelijk 0,45 en 1,2 (Woodward 1888). Mitrovica et al (2001) en Plag en Juettner (2001) hebben gelet op de invloed van de vervorming van de aardkorst in reactie op verandering in massabelasting bij de constructie van fingerprints voor deze ijskappen. De fingerprint ratio's langs de Nederlandse kust die op die manier worden verkregen, vertonen aanzienlijke verschillen tussen de twee modellen (zie tabel 1.2). De resultaten die door Mitrovica et al (2001) zijn gepubliceerd, komen overeen met eerdere onderzoeken (bijv. Farrell en Clark, 1976; Clark en Primus, 1987) en ook met de berekeningen die Vermeersen en collega's (DEOS, TU Delft) hebben uitgevoerd.

Op dit moment is er geen volledige verklaring voor de grote verschillen in fingerprints gepresenteerd door Mitrovica et al (2001) en anderen enerzijds, en Plag en Juettner (2001) anderzijds. Ze worden gedetailleerd geanalyseerd door Riva en Vermeersen (DEOS, TU Delft, Nederland) en Plag, maar in dit stadium kunnen nog geen definitieve conclusies worden getrokken. Vermoedelijk liggen de oorzaken van deze verschillen ofwel in de manier van zeeniveauberekening, ofwel in verschillende modelaannames, zoals het mee berekenen van variaties in de rotatie van de aarde (Vermeersen, persoonlijke communicatie). Om de invloed van de huidige onzekerheid over de fingerprints van de Antarctische en Groenlandse ijskappen op de lokale zeespiegelprojecties mee te wegen, hebben wij de twee uiteenlopende schattingen, zoals gepresenteerd in tabel 1.3 in paragraaf 2.5, in overweging genomen.

Tabel 1.2: Verhoudingen van de relatieve fingerprint langs de Nederlandse kust voor de Antarctische en Groenlandse ijskappen die in diverse onderzoeken zijn gepubliceerd

Bron:	Antarctische ijskap	Groenlandse ijskap
Mitrovica et al (2001)	1,1	0,2
Plag en Juettner (2001)	2,6	-2,5

2.4.2. Lokale uitzetting

Regionaal kunnen veranderingen in de sterische zeespiegel (veroorzaakt door veranderingen in temperatuur en zoutconcentraties) aanzienlijk afwijken van de wereldgemiddelde waarde. Katsman et al. (2008) analyseerde aan de hand van modellen de sterische veranderingen in de noordoostelijke Atlantische Oceaan voor de eenentwintigste eeuw als een functie van de stijging van de atmosfeertemperatuur. Uit deze analyse komen twee soorten van modelgedrag naar voren. Ofwel de lokale veranderingen zijn hetzelfde als de wereldgemiddelde veranderingen, ofwel er is een extra lokale stijging die toeneemt naarmate de atmosfeertemperatuur stijgt. Deze laatste respons weerspiegelt een dynamische zeespiegelverandering die samenhangt met een afname van van de zogeheten 'Meridional Overturning Circulation' (Golf Stroom) die in die modelsimulaties optreedt (Levermann et al 2004).

Daarentegen is het rechtstreekse (lineaire) verband tussen regionale zeespiegelveranderingen en de Meridional Overturning Circulation tijdens een opwarming van de aarde in de Noord Atlantische Oceaan betwist door Landerer et al. (2007). Hoewel ook zij een extra lokale stijging vaststellen, brengen zij die in verband met een verandering van oceaanstromingen die niet samenhangen met veranderingen in de MOC. Net als bij Katsman et al. (2008) wordt de bijdrage van lokale sterische veranderingen hier beoordeeld vanuit een lineaire fit met de modelgegevens. Het asymmetrische gedrag dat voortvloeit uit deze mogelijke veranderingen in oceaanstromingen wordt meeberekend door afzonderlijke onzekerheidsbanden te definiëren voor de bovengrens en de ondergrens. Deze analyse resulteert in een bijdrage variërend van -0,05 m tot +0,20 m (centrale schatting is +0,03 m).

2.4.3. Lokale beweging van land

Gemiddeld is er in Nederland een bodemdaling van ongeveer $0,03 \pm 0,05$ m/eeuw als gevolg van het postglaciale rebound-effect, ongeveer 0,07 m/eeuw tektonische daling en ongeveer $0,01 \pm 0,05$ m/eeuw daling als gevolg van het compacter worden van dieper afgezette grondlagen (Kooi et al 1998). Daarom wordt een bijdrage van $0,11 \pm 0,07$ m door verticale beweging van land meeberekend in de projecties voor 2100. Dit getal bevat niet de (meestal zeer lokale) daling als gevolg van veenoxidatie in polders en bodemdaling als gevolg van drainage en grondwater- en olie- en gaswinning.

2.5. Bovengrensprojectie voor zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust in 2100

De definitieve bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust in 2100 kan nu worden verkregen door de schattingen voor elk van de afzonderlijke bijdragen bij elkaar op te tellen, zoals werd gedaan voor het scenario voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging¹⁹. Zoals echter in de vorige paragraaf werd uitgelegd, is het op dit moment niet duidelijk welke fingerprint ratio's toegepast moeten worden voor de Groenlandse en de Antarctische ijskappen. Vanwege de grote impact van de toegepaste fingerprint ratio's op de eindresultaten, bekijken we beide gevallen, en noemen die lokale projectie A (met gebruik van de fingerprints gepresenteerd in Mitrovica et al, 2001 en anderen) en B (fingerprints gepresenteerd door Plag en Juettner, 2001). Afhankelijk van de toegepaste fingerprint ratio komt de bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust op 0,40 tot 1,05 m (scenario A) of -0,05 tot +1,15 m (scenario B, de verticale beweging van land buiten beschouwing gelaten, tabel 1.3 en figuur 1.3). Als de verticale bodembeweging wordt meegerekend, veranderen de bovengrensscenario's voor lokale zeespiegelstijging respectievelijk in +0,50 tot +1,15 m (scenario A) en +0,05 tot +1,25 m (scenario B). Wanneer het elasto-gravitatie effect buiten beschouwing wordt gelaten, leidt dit tot een bovengrensscenario voor lokale zeespiegelstijging van +0,55 tot + 1,20 m zonder, en tot +0,65 tot +1,30 m met verticale beweging van land.

De bandbreedte voor scenario B is veel groter dan die voor scenario A, omdat de hoge waarden voor de fingerprint ratio's de onzekerheden die samenhangen met de bijdragen van de ijskappen (zie paragraaf 2.2.3) verder versterken. Het feit dat de twee scenario's bijna dezelfde bovenwaarde geven berust op toeval – indien de schattingen voor de wereldgemiddelde bijdrage van de ijskappen anders waren beoordeeld, dan was dit niet het geval geweest.

Wij zijn groot voorstander van verder onderzoek gericht op het oplossen van dit belangrijke vraagstuk, teneinde de onzekerheid van de bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust te verminderen.

Tabel 1.3: Bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust (in m) op basis van het zelfgravitatie-effect ('fingerprinting') gepresenteerd door Mitrovica et al (2001) en anderen (scenario A), en door Plag en Juettner (2001, scenario B). Op dit moment hebben wij geen wetenschappelijke basis voor een voorkeur voor een van de twee 'fingerprints'.

Verticale beweging van land	Bovengrensprojectie A (volgens Mitrovica et al, 2001)	Bovengrensprojectie B (volgens Plag & Juettner, 2001)
Uitgezonderd	0,40 tot 1,05 m	-0,05 tot 1,15 m
Inclusief	0,50 tot 1,15 m	+0,05 tot 1,25 m

¹⁹ De asymmetrie in de verdeling van de bijdrage van lokale uitzetting meegerekend.

2.5.1. Vergelijking met KNMI projecties 2006

Figuur 1.3 en Tabel 1.4 vergelijken de afzonderlijke bijdragen en de definitieve projectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust die wij hebben ontwikkeld (zwart: scenario A; blauw: scenario B, beide zonder verticale beweging van land) en die van het KNMI warme scenario 2006 (rood, van den Hurk et al., 2006). Het KNMI warme scenario 2006 is in dit geval het meest geschikte scenario ter vergelijking, omdat wij ons richten op de bovengrenzen voor scenario's van zeespiegelstijging. Dit resulteert in een lokale stijging van 0,4-0,85 m, uitgaande van een temperatuurstijging van 4 °C in 2100²⁰.

Tabel 1.4: *Overzicht van alle geschatte bijdragen en de totale bovengrensprojecties A en B voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2100 zoals hier beoordeeld (in m), en de corresponderende bijdragen zoals gerapporteerd in KNMI'06 voor het warme scenario (4 °C temperatuurstijging). Verticale beweging van land is niet in de berekening meegenomen. Cijfers tussen haakjes geven de waarden wanneer het elasto-gravitatie effect buiten beschouwing wordt gelaten.*

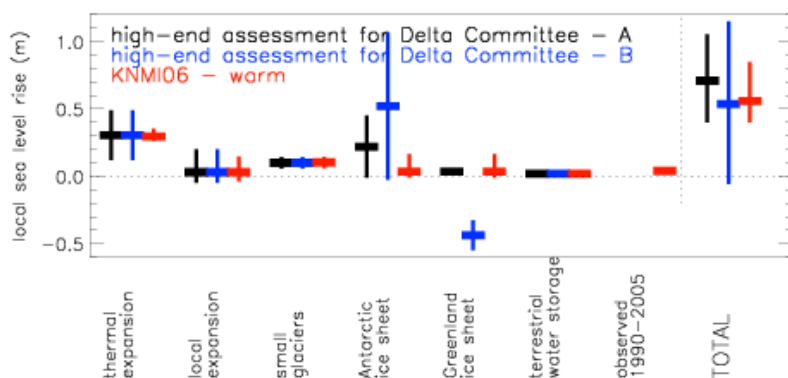
component	Beoordeling voor de Deltacommissie		KNMI (2006) warm scenario
	bovengrensprojectie A	Bovengrensprojectie B	
wereldgemiddelde thermische uitzetting	+0,12 tot +0,49		+0,27 tot +0,35
Lokale uitzetting	-0,05 tot +0,2		-0,04 tot +0,15
kleine gletsjers	+0,06 tot +0,14		+0,06 tot +0,15
Antarctische ijskap	-0,01 tot +0,45	-0,03 tot +1,07	n.v.t.
Groenlandse ijskap	+0,03 tot +0,04	-0,55 tot -0,33	n.v.t.
Antarctische en Groenlandse ijskappen	(+0,17 tot 0,57)		-0,02 tot +0,33
terrestrische wateropslag	0,0 tot 0,04		0,0 tot +0,04
totaal	0,40 tot 1,05	-0,05 tot 1,15	0,40 tot 0,85
totaal, zonder elasto-gravitatie	(+0,55 tot + 1,2)		

²⁰ Onlangs zijn de KNMI scenario's 2006 voor zeespiegelstijging bijgesteld op basis van recente waarnemingen (zoals besproken in IPCC AR4 (2007), bijvoorbeeld) en door elasto-gravitatie effecten met behulp van 'fingerprint' verhoudingen gepresenteerd door Mitrovica et al (2001). Het bijgewerkte warme scenario (Katsman et al, 2008) is 0,4-0,8 m, weer uitgaande van een temperatuurstijging van 4 °C in 2100.

De bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting en van de lokale uitzetting vertonen in de huidige beoordeling voor de Deltacommissie beide een grotere bandbreedte dan in het warme scenario van KNMI'06, vanwege de grotere variatie in atmosferische temperatuurstijging die in beschouwing wordt genomen.

Ook de geschatte bijdrage van de ijskappen verschilt. Aangezien geen rekening werd gehouden met elastische en gravitatie effecten in KNMI'06, verschilde de geschatte (onzekerheid in de) bijdrage van de Groenlandse ijskap in grote mate met de bovengrensprojecties die hier gepresenteerd worden. Afhankelijk van de toegepaste fingerprint ratio wordt de bijdrage ofwel kleiner (bovengrensprojectie A) ofwel negatief (bovengrensprojectie B)²¹.

De bijdrage van de Antarctische ijskap die in dit rapport wordt aangenomen, is aanzienlijk groter dan de bijdrage die werd aangenomen in KNMI'06, aangezien de schatting ervan plaatsvond op basis van de mogelijke effecten van snelle dynamische processen van ijskappen die de oorzaak kunnen zijn van instabiliteit van mariene ijskappen. In bovengrensprojectie B wordt de bijdrage van de Antarctische ijskap (en van zijn onzekerheid) verder versterkt door de grote fingerprint ratio.



Figuur 1.3: Vergelijking van afzonderlijke bijdragen en totale geprojecteerde lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2100 zoals gepresenteerd in dit rapport (zwart: bovengrensprojectie A, volgens Mitrovica et al, 2001; blauw: bovengrensprojectie B, volgens Plag & Juettner, 2001), en in het KNMI warme scenario 2006 (rood, van den Hurk et al, 2006). In het KNMI'06 scenario is geen rekening gehouden met elasto-gravitatie effecten en werden de bijdragen van de Groenlandse en Antarctische ijskappen niet afzonderlijk behandeld. In deze figuur is de totale bijdrage gelijkmatig tussen de twee ijskappen verdeeld.

²¹ Er is geen significant verschil tussen de bijgewerkte ijskapbijdragen in Katsman et al (2008) en die in de bovengrensprojectie A. Beide schattingen passen de fingerprint ratio toe die wordt gepresenteerd door Mitrovica et al (2001).

3. Zeespiegelstijging in de tweeëntwintigste eeuw

Omdat er projecties voor de zeespiegelstijging worden gevraagd door de verantwoordelijke instanties voor onze kustsystemen die geldig moeten zijn voor tijdsintervallen die veel langer zijn dan die normaliter worden beschouwd om de reactie op een klimaatverandering vast te stellen; is het een enorme uitdaging gebleken om een plausibele projectie op te stellen voor de lokale stijging van de zeespiegel. Het is nog niet mogelijk om voor dit tijdsbestek robuuste schattingen voor de zeespiegelstijging te geven, omdat zowel de wetenschappelijke inzichten in een aantal processen en de modellen nog onvolledig zijn. Bovendien, voor de periode 2000-2100 zijn nog wel de uitgangssituatie binnen bepaalde marges bekend. Dit kan niet gezegd worden voor de periode daarna (tot 2200). Dit geldt in het bijzonder voor de bijdragen van de Groenlandse ijskap en de West-Antarctische ijskap aan de toekomstige zeespiegelstijging.

3.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting

Voor 2200 kunnen schattingen van de wereldgemiddelde thermische uitzetting worden verkregen door te kijken naar de beperkte set klimaatmodelsimulaties die (een deel van) de tweeëntwintigste eeuw beslaan, en door de semi-empirische aanpak (Rahmstorf 2007) toe te passen op basis van de modelresultaten voor de eenentwintigste eeuw.

Indien de concentraties broeikasgassen constant worden gehouden op de niveaus die waargenomen zijn in 2000, zal door thermische uitzetting de wereldgemiddelde zeespiegel nog met enkele tientallen centimeter stijgen (Wigley 2005). Dergelijke 'commitment' simulaties resulteren in een ondergrensscenario voor de thermische uitzetting.

Klimaatmodelsimulaties die een grotere relevantie hebben voor het bovengrensscenario voor zeespiegelstijging in de tweeëntwintigste eeuw zijn de simulaties die uitgaan van ofwel een stabilisatie van de CO₂-concentratie in 2100 op 700 ppm (IPCC AR4, 2007; Fig. 10,37), ofwel van een stijging van 1% CO₂ per jaar tot het viervoudige van pre-industriële waarden is bereikt (simulaties stoppen in het jaar 2140, zie IPCC TAR, 2001; figuur 11.15 en de gegevens in de CMIP3 database, 2007). Gemiddeld resulteren deze modelsimulaties in een bijdrage van 0,4-1,0 m door de wereldgemiddelde thermische uitzetting in 2200 in verhouding tot 1990. De stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur die hoort bij deze stijging is ongeveer 3 – 4 °C.

Bij het schatten van de bijdrage van wereldgemiddelde thermische uitzetting door de semi-empirische benadering toe te passen op modelresultaten voor de eenentwintigste eeuw (zie paragraaf 5.2.1.1), moet worden erkend dat de

methodologie in twijfel getrokken mag worden (Schmith et al., 2007; Holgate et al., 2007; von Storch et al., 2008), en dient rekening gehouden te worden met de hiaten die in paragraaf 5.2.1.1 worden beschreven. Dit levert gefundeerde maar slechts ruwe schattingen op.

Voor een stijging van de atmosfeertemperatuur van 2,5 – 8 °C in 2200 resulteert de analyse met gebruik van de semi-empirische benadering in een centrale schatting van 0,8 m voor de wereldgemiddelde thermische uitzetting, met een asymmetrische verdeling variërend van 0,3-1,8 m (de asymmetrie is het gevolg van de kwadratische afhankelijkheid van de uitzetting voor de wereldgemiddelde temperatuur waar van wordt uitgegaan in de semi-empirische benadering).

Aldus levert de rechtstreekse uitkomst van klimaatmodellen en de toepassing van de semi-empirische benadering een vergelijkbare onderwaarde en centrale schatting op, hoewel de bovenwaarden grote verschillen vertonen. Vanwege onze focus op het bovengrensscenario, schatten wij de bijdrage van wereldgemiddelde thermische uitzetting aan de hand van de semi-empirische benadering (rekening gehouden met de asymmetrie).

3.2. Kleine gletsjers

Als schatting voor de bijdrage van gletsjers in 2200 passen wij de schaalrelatie toe die is besproken in paragraaf 2.2.2 op een temperatuurinterval van 2,5 C tot 8 °C (hetzelfde interval dat werd gebruikt voor de thermische uitzetting). Dit resulteert in een eustatische bijdrage tussen 2000 en 2200 van 0,12-0,33 m, bijna twee keer de hoeveelheid die is geschat voor 2100.

3.3. Ijskappen

Belangrijkste onzekerheid voor (langetermijn-) projecties van zeespiegelstijging is het toekomstige gedrag van de grote ijskappen van Groenland en West-Antarctica. De hoeveelheden ijs die op dit moment zijn opgeslagen in deze ijskappen zijn voldoende om een wereldgemiddelde zeespiegelstijging van 7 m door Groenland te veroorzaken en van 5 m door de West-Antarctische ijskap, waarbij de Amundsen Sea Embayment (ASE) een equivalent van 1,5 m van het wereldgemiddelde zeeniveau bevat, de helft daarvan in gletsjers die op dit moment actief zijn en ijs verliezen. De uitdaging waar wij ons voor gesteld zien, is het beoordelen van de potentiële snelheid waarmee deze ijsmassa's in de komende eeuwen kunnen bijdragen aan de zeespiegelstijging.

Hier verschaffen wij op basis van onze expertise enige discussie over plausible scenario's voor ijskapveranderingen. Met name voor 2200 zouden deze scenario's alleen maar als een indicatie beschouwd moeten worden van wat naar onze mening plausibel is, en niet zozeer het meest waarschijnlijk. Wij kunnen maar in beperkte mate de huidige bijdrage van de ijskappen aan de zeespiegelstijging inschatten, maar omdat het onwaarschijnlijk is dat deze bijdrage binnen een tijdsbestek van enkele decennia in hoog tempo zal versnellen, kunnen we toch randvoorwaarden formuleren voor de totale bijdrage die kan optreden in de eenentwintigste eeuw. Voor de tweeëntwintigste eeuw kunnen nog geen randvoorwaarden geformuleerd worden.

Antarctische ijskap

Wij baseren een conservatieve schatting voor de bijdrage van ASE aan de zeespiegelstijging tot 2200 op een eenvoudige voortzetting (geen verdere versnelling) van de lage uitstroomsnelheid die in 2100 wordt bereikt (zie paragraaf 2.2.3). Dit zou vervolgens voor 2200 een zeespiegelstijging van 0,22 m betekenen. Het is zonder meer duidelijk dat als een dergelijke uitstroomsnelheid in 2100 wordt bereikt, het onwaarschijnlijk is dat deze daarna afneemt, en dus geeft dit een verdedigbare ondergrens. Op een vergelijkbare manier geeft een voortzetting van de geschatte bijdrage die tot de bovengrens van het hogere scenario voor 2100 heeft geleid, een totale bijdrage aan de aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2200 van ongeveer 1,4 m. Gezien de onzekerheid van deze cijfers, laten we hier de kleine correctie achterwege die verwacht wordt door extra accumulatie.

Terwijl het aanvechtbaar is of deze lineaire extrapolaties zinvol zijn, lijken ze in elk geval niet bijzonder extreem (ze impliceren geen verdere versnelling van de hoeveelheden uitstroom van de ijskap na 2100). Het lijkt op het eerste gezicht dat een exponentiële groei van de hoeveelheid uitstroom onwaarschijnlijk is, omdat het snelheden van ijsuitstroom zou impliceren die alleen bereikt kunnen worden bij een gedrag binnenin de ijskap dat flink afwijkt van wat we tot nu toe hebben gezien. Toch moet in zekere mate elke plausible projectie die potentieel gedrag voor 2200 binnen marges vat, rekening houden met de mogelijkheid dat in 2100 de ASE (en eventueel de mariene gletsjerbekkens van EAIS) al ver is teruggetrokken, en dat grote oppervlakten van de ijskap, die op dit moment nog in evenwicht zijn, kunnen beginnen bij te dragen.

Indien de klimaatverandering tussen nu en 2100, zoals voorspeld door de IPCC projectie, een grotere opwarming veroorzaakt op het Antarctisch continent dan het wereldgemiddelde, zullen veel gebieden die op dit moment nog geen tekenen van verandering vertonen, in de periode 2100 – 2200 wel degelijk met verlies te kampen krijgen. Afsmelting van de oppervlakte kan dan beginnen op een groot aantal ijskappen, en als deze ijskappen uiteen gaan vallen (zoals al is geconstateerd op het Antarctisch schiereiland) zullen nog veel meer gletsjers beginnen met een versnelde krimp. Tegen die tijd kunnen delen met relatief stilstaand ijs binnen de ASE veranderingen vertonen die veroorzaakt worden door de geaccumuleerde krimp van hun aangrenzende gletsjers, en het deel

van het Antarctisch schiereiland dat ijs verliest kan aanzienlijk toenemen. Kortom, veel grotere delen van de ijskap kunnen in dit proces betrokken raken en de bijdrage aan zeespiegelstijging kan daardoor aanzienlijk hoger uitvallen.

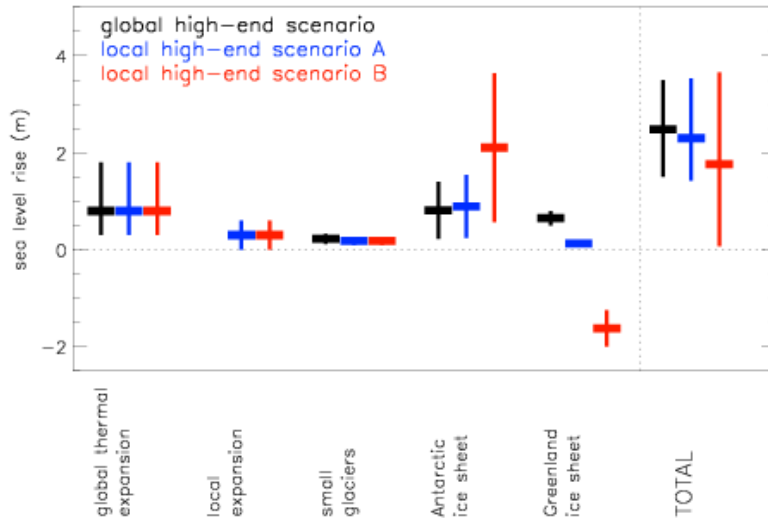
Groenlandse ijskap

Op basis van dezelfde aannames als die geformuleerd zijn voor 2100, wordt de extra zeespiegelstijging als gevolg van snelle ijsdynamica (besproken in paragraaf 2.2.3) geschat op +0,3 m, wat neerkomt op een totale verdwijning van het Jakobshavn Isbrae afwateringsbekken. Een verdere afname van de massabalans aan het oppervlak met nog eens 0,05 m voor het gematigde scenario en 0,3 m voor het hoge scenario lijkt mogelijk, gezien de projecties voor de eenentwintigste eeuw, die een totale bijdrage aan de zeespiegelstijging voor 2200 oplevert van 0,5 – 0,8 m.

3.4. Plausibel bovengrensscenario voor wereldgemiddelde zeespiegelstijging voor 2200

Zoals elders opgemerkt is het opstellen van gedetailleerde, modelgebaseerde projecties voor zeespiegelstijging voor dit tijdsbestek op dit moment niet mogelijk omdat het wetenschappelijke inzicht van een aantal processen onvolledig is. In de voorgaande paragrafen hebben we plausibele maar zeer ruwe projecties voor de grootste bijdragen aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging (thermische uitzetting van de oceaan, en slinken van de Groenlandse en Antarctische ijskappen) besproken. De som van deze bijdragen levert een ruwe schatting op voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2200 van 1,5 tot 3,5 m (zie figuur 1.4).

Gezien het huidige niveau van inzicht in ijskappen zijn de schattingen voor de bijdrage in de tweeëntwintigste eeuw van zowel Groenland als Antarctica zeer onzeker. Toch ligt hun gecombineerde bijdrage aan het mondiale zeeniveau binnen de bandbreedte van de stijging die volgens andere experts ook optrad onder natuurlijke omstandigheden in tijden met vergelijkbare glaciële omstandigheden (zie paragraaf 2.2.3), en daarom is er geen reden om aan te nemen dat deze bijdragen onrealistisch of onhaalbaar zouden zijn. Het bovengrensscenario waartoe we in de voorgaande paragraaf kwamen, sluit aan op de paleoklimatologische schatting tot 2200, die leidt tot een bovengrensscenario voor wereldgemiddelde zeespiegelstijging van ongeveer 3 tot 4 m in 2200.



Figuur 1.4: Afzonderlijke bijdragen en totale bovengrensprojecties voor 2200 gepresenteerd in dit rapport (zwart: wereldgemiddelde zeespiegelstijging; blauw/rood: lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust met gebruik van de fingerprint ratio's gepresenteerd door respectievelijk Mitrović et al (2001) en Plag & Juetner (2001)). Verticale beweging van land is niet in de berekening meegenomen.

3.5. Plausibel bovengrensscenario voor de zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor 2200

Bij het opstellen van een plausibel bovengrensscenario voor de zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust voor de tweeëntwintigste eeuw spelen verschillende lokale effecten een uitermate belangrijke rol: de mogelijkheid van een afname van de thermohaliene circulatie en het effect daarvan op het lokale zeeniveau, elastische en gravitatie effecten die verband houden met het slinken van landijsmassa's, en verticale beweging van land.

Net als voor het jaar 2100 wordt in de projecties voor 2200 een bijdrage meeberekend van $0,11 \pm 0,07$ m/eeuw veroorzaakt door bodemdaling.

Voor Nederland zou het 'worst-case scenario' met betrekking tot lokale uitzetting als gevolg van veranderingen in oceaandynamica betekenen dat de thermohaliene circulatie (Golf Stroom) compleet komt stil te vallen. Een dergelijke verandering zou leiden tot een extra lokale uitzetting van ongeveer 0,6 m in de Noord-Atlantische Oceaan. Op dit moment is het echter onmogelijk een dergelijk scenario enige waarschijnlijkheid toe te schrijven. Anderzijds kan een ongewijzigde thermohaliene circulatie ook niet worden uitgesloten. Dit resulteert in een schatting voor de extra lokale uitzetting van 0,0-0,6 m in 2200 vergeleken met 2000.

Zoals al was aangegeven in paragraaf 2.4.1 is de fingerprint ratio voor de Groenlandse en Antarctische ijskappen die nodig is om op correcte wijze rekening te houden met de elastische en gravitatie effecten, onderwerp van aanhoudend wetenschappelijk debat. Deze kwestie brengt een grote onzekerheid in de scenario's voor lokale zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust, die op hun beurt weer de grote onzekerheden versterken die al samenhangen met de ijskapbijdragen in dit lange termijn scenario. In figuur 1.4 presenteren wij daarom nogmaals twee scenario's voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust, met gebruik van de fingerprint ratio's zoals die zijn weergegeven door Mitrovica et al (2001, bovengrensscenario A) en de ratio's weergegeven door Plag & Juettner (2001, bovengrensscenario B).

Zonder verticale beweging van land (bodemdaling) resulteert bovengrensscenario A in een lokale zeespiegelstijging van ruwweg 1,5 tot 3,5 m langs de Nederlandse kust; bovengrensscenario B geeft een stijging van 0,0 tot 3,5 m (definitieve getallen zijn afgerond tot op 0,5 m, zie figuur 1.4). Als de verticale beweging van land wel wordt meegerekend, vallen beide scenario's 0,5 m hoger uit (scenario A: 1,5 tot 4 m, scenario B: 0,5 tot 4,0 m). Zonder het elasto-gravitatie effect wordt het bovengrensscenario voor lokale zeespiegelstijging voor 2200 +2,0 tot +4,0 m (zowel met als zonder bodemdaling vanwege het afronden tot op 0,5 m).

Wat betreft het bovengrensscenario voor lokale zeespiegelstijging voor 2100 (zie paragraaf 2.5), versterken hoge waarden van de fingerprint ratio's in scenario B de onzekerheden die samenhangen met de bijdrage van de ijskappen. Ook hier weer is het feit dat de twee scenario's alleen met hun onderwaarden van elkaar verschillen puur toeval – waren de schattingen voor de wereldgemiddelde bijdrage van de ijskappen anders uitgevallen, dan was dit niet het geval geweest. Daarom herhalen wij onze aanbeveling dat verder onderzoek gericht op het oplossen van dit belangrijke vraagstuk van cruciaal belang is, zodat de onzekerheid in de bovengrensprojectie voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust kan worden verminderd.

4. Conclusies en aanbevelingen

In dit rapport hebben wij op verzoek van de Deltacommissie mogelijke bovengrensscenario's voor de wereldgemiddelde en lokale zeespiegelstijging voor de jaren 2100 en 2200 in beeld proberen te brengen. Hierbij is gebruik gemaakt van modelberekeningen en beoordeling van deskundigen.

De bovengrensscenario's worden gepresenteerd als aanvullende scenario's bij eerdere beoordelingen van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging (IPCC AR4, 2007) en lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust (KNMI, 2006).

Vanwege de hiaten in onze kennis van de huidige zeespiegelveranderingen (met name van de dynamica van ijskappen) en daaruit voortvloeiende beperkingen in onze mogelijkheden tot het modelleren van de toekomstige ontwikkelingen, dienen de gepresenteerde projecties voor zeespiegelstijging beschouwd te worden als bovengrensscenario's van wat plausibel is – volgens ons deskundig oordeel en op basis van de laatste wetenschappelijke inzichten uit de literatuur. In dit rapport wordt nergens gegarandeerd dat deze bovengrensscenario's hun geldigheid behouden naarmate de wetenschap voortschrijdt, dat wij alle mogelijkheden hebben onderzocht, of dat alle wetenschappers het eens zijn met de scenario's.

4.1. Conclusies

De bovengrenspredictie voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2100 (zie paragraaf 2.2) omvat bijdragen van thermische uitzetting van de oceaan, het smelten van kleine gletsjers, de Antarctische en de Groenlandse ijskappen en terrestrische wateropslag. Dit levert een wereldgemiddelde zeespiegelstijging op van 0,55-1,10 m (zie tabel 1.1). De bovenwaarde van dit scenario is aanzienlijk hoger dan die voor het A1FI scenario dat door het IPCC AR4 werd gerapporteerd. Dit weerspiegelt het feit dat we ons expliciet richten op de bovengrens van het bereik.

De lokale zeespiegel kan echter aanzienlijke verschillen vertonen met de mondiale. Om te komen tot een projectie voor zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust (zie paragraaf 4), houden wij rekening met elastische en gravitatie effecten op de lokale zeespiegel die voortkomen uit een herverdeling van massa als gevolg van het smelten van landijsmassa's, verschillen in lokale uitzetting ten opzichte van het wereldgemiddelde en lokale verticale beweging van land. De kwantificering van de elastische en gravitatie effecten die samenhangen met massaveranderingen in de Groenlandse en Antarctische ijskappen is nog onderwerp van aanhoudend wetenschappelijk debat (zie paragraaf 2.4.1).

In dit rapport bekijken we twee bijzonder uiteenlopende situaties om de impact van de huidige onzekerheid in de fingerprints voor de Antarctische en Groenlandse ijskappen op de projecties van het lokale zeeniveau te beoordelen: deze situaties noemen wij bovengrensscenario A en B (zie paragraaf 2.5). De twee bovengrenspredicties voor lokale zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust in 2100 resulteren in 0,5-1,2 m (scenario A) en 0,05-1,25 m (scenario B, beide inclusief verticale beweging van land). Daarbij moet worden opgemerkt dat het feit dat deze twee scenario's dezelfde bovengrenzen hebben, op toeval berust. De bovengrenzen voor de lokale scenario's zijn hoger dan die voor het warme scenario dat door het KNMI (2006) werd gerapporteerd. Dit weerspiegelt het feit dat we ons expliciet richten op de bovengrens van de hele bandbreedte.

Het is op dit moment nog niet mogelijk gedetailleerde, op modellen gebaseerde, projecties voor de zeespiegelstijging voor het jaar 2200 te geven, omdat de

wetenschappelijke inzichten van bepaalde processen onvolledig zijn. In paragrafen 3.1 tot 3.3 werden plausibele maar zeer ruwe projecties voor de belangrijkste bijdragen aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging (thermische uitzetting van de oceaan, en smelten van de Groenlandse en Antarctische ijskappen) besproken. De som van deze bijdragen levert een ruwe schatting op voor een wereldgemiddelde zeespiegelstijging in 2200 van 1,5 tot 3,5 m.

Om een plausibel bovengrensscenario voor zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust op te stellen voor de tweeëntwintigste eeuw, worden de volgende lokale effecten als significant geacht: de mogelijkheid van een afname van de thermohaliene circulatie (Golf Stroom) en het effect daarvan op de lokale zeespiegel, elastische en gravitatie effecten die samenhangen met het smelten van landijsmassa's en verticale beweging van land (zie paragraaf 3.5). Net als voor 2100 werden twee scenario's ontwikkeld om de onzekerheden in de kwantificering van de lokale bijdragen van de Groenlandse en Antarctische ijskappen te beoordelen. Wanneer daar de verticale beweging van de bodem in wordt meegerekend, resulteert bovengrensscenario A in een lokale zeespiegelstijging van ongeveer 1,5 tot 4 m langs de Nederlandse kust voor 2200, terwijl bovengrensscenario B een stijging van 0,5 tot 4 m oplevert.

4.2. Aanbevelingen

1. Zeespiegelstijging is een doorlopend proces dat zich over een lange tijdsspanne voltrekt, en dat niet stopt in 2100 of 2200. Daarom benadrukken wij de behoefte aan flexibele strategieën voor kustbeheer, zodat alle besluiten die nu worden genomen, later kunnen worden bijgesteld in het licht van nieuwe wetenschappelijke inzichten in de (nabije) toekomst.
2. Bovendien wijzen wij op het cruciale belang van het op grote schaal monitoren van lokale en mondiale zeespiegelstijging om de huidige onzekerheden (met name die van type 1) te beperken, en om de mogelijke noodzaak tot aanvullende adaptatie maatregelen binnen het kustbeheer vroegtijdig te kunnen signaleren. Het systematisch monitoren functioneert als een waarschuwingssysteem, dat in een zeer vroeg stadium veranderingen in zeespiegel(stijging) kan signaleren. Dit maakt het mogelijk om tijd te winnen (jaren, decennia) om ons aan te passen.
3. Het maken van voorspellingen voor het wereldwijde zeespiegelniveau wordt ernstig bemoeilijkt door een gebrekkige kennis van de dynamica van ijskappen. Verder onderzoek naar dit onderwerp is van cruciaal belang om de onzekerheden in de projecties te kunnen verminderen. Ons vermogen om scenario's voor lokale zeespiegelstijging te ontwikkelen, wordt verder bemoeilijkt door een aanhoudend debat over de juiste verhouding tussen lokale en wereldgemiddelde zeespiegelstijging die nodig is om de lokale

bijdragen van de Antarctische en Groenlandse ijskappen te berekenen. Op relatief korte termijn is echter vooruitgang te verwachten in de oplossing van dit vraagstuk.

5. Wetenschappelijke achtergrond

5.1. Waargenomen veranderingen in lokaal zeeniveau langs de Nederlandse kust

Het vierde IPCC Assessment rapport (zie Hfd. 5, Bindoff et al. 2007) meldt een wereldgemiddelde zeespiegelstijging van $1,8 \pm 0,5$ mm/jaar, afgeleid uit peilschaalmetingen over de periode 1961-2003, en een toegenomen stijging die aan het licht is gebracht door satelliet radaraltimetrie van $3,1 \pm 0,7$ mm/jaar voor de periode 1993-2003. Deze waarden vertegenwoordigen uitsluitend een toename van het oceaankvolume (beweging van land is niet meeberekend).

Veranderingen in lokaal zeeniveau kunnen aanzienlijk verschillen van het wereldgemiddelde; dit is inderdaad het geval bij de Nederlandse kusten. Het beoordelen van veranderingen van het lokale zeeniveau is om verschillende redenen een uitdaging:

1. Een fundamentele vraag is wat eigenlijk wordt bedoeld met 'lokaal zeeniveau' – 'lokale zeespiegel' (*local sea level*, oftewel LSL), het verschil tussen oceaانبodem en zeeoppervlak zoals vastgesteld door peilschalen; - of 'hoogte van het zeeoppervlak' (*sea surface height*, SSH) in een mondiaal referentiekader. Hier is de LSL-definitie zinvoller, omdat wij uiteindelijk geïnteresseerd zijn in de risico's voor de bescherming van onze kusten.
2. Een tweede vraag is in welke mate de veranderingen in lokaal zeeniveau worden veroorzaakt door factoren zoals de natuurlijke daling of stijging van de bodem, effecten van gas-, olie- en grondwaterwinning, wijzigingen van de getijden veroorzaakt door waterbouwkundige werken (zoals het afsluiten van de Zuiderzee in de jaren dertig of de implementatie van het DeltaPlan in de jaren vijftig), veranderende meteorologische omstandigheden en veranderend oceaankvolume. Dit is belangrijk, omdat het aangeeft of we al dan niet moeten aannemen dat de huidige veranderingen in de toekomst zullen aanhouden.

Met behulp van maandelijks gegevens van het gemiddelde zeeniveau afkomstig van PSMSL, schatte Plag (pers. communicatie) lineaire trends voor lokaal zeeniveau bij diverse peilschalen in de Noordzee voor de perioden 1840-1950, 1950-2008, en 1980-2003. Bij zes van de acht Nederlandse locaties vond hij grotere trends in 1950-2008 dan in 1840-1950; de trends variëren aanzienlijk

tussen de Nederlandse locaties onderling, met minimumwaarden van 0,9 mm/jaar (West-Terschelling) en maximumwaarden van 2,8 mm/jaar (Hoek van Holland) in 1950-2008.

Peilschalen worden meestal in havens geïnstalleerd, en havens werden vaak, met name in de tweede helft van de twintigste eeuw, gemoderniseerd om ze toegankelijker te maken voor grotere schepen. Dergelijke inspanningen leiden vaak tot een aanzienlijke, zo niet dramatische, toename van het getijde.

Voor een reeks Duitse locaties, die zich op eilanden of aan de kust bevinden, onderzochten Jensen en Mudersbach (2004) de veranderende getijden, en stelden vast dat een groot aantal daarvan tot de jaren vijftig stationaire getijden vertoonden; vanaf het einde van de jaren vijftig begonnen de getijden abrupt toe te nemen. Deze opeenvolgende trends waren groter bij de kustlocaties, waar zich de grotere havens bevinden, wat erop wijst dat de modernisering van havens een significante impact had op het getijde en dus op het lokale zeeniveau. Het is plausibel dat vergelijkbare effecten zijn opgenomen in de PSMSL gegevens voor de Nederlandse peilschalen. Pfizenmayer (1997) stelde vast dat de gemiddelde stijging van de vloedstand in bijvoorbeeld Den Helder en Esbjerg (Denemarken) geen onderlinge samenhang vertoont – los van positieve, maar verschillende trends. Waarschijnlijk is Den Helder sterk beïnvloed door het afsluiten van de Zuiderzee in de jaren dertig. Het is beter om de verandering in de lokale zeespiegel in Nederland van voor en na de tweede wereld oorlog niet met elkaar te vergelijken omdat met de bouw van de meeste waterbouwkundige werken werd begonnen in de jaren vijftig. Dit gebeurde als onderdeel van verbetering van de kustbescherming na de ramp van '53 en de modernisering van de havens tijdens de naoorlogse economische wederopbouw. Het is zelfs zo dat de klimaatgerelateerde verandering van de lokale zeespiegel alleen waarneembaar is met enige vertraging na het zich voordoen van een temperatuurstijging, en dat die alleen vanaf de jaren tachtig of later gerelateerd kan worden aan verhoogde GHG-niveaus (bijv. Rybski et al., 2006).

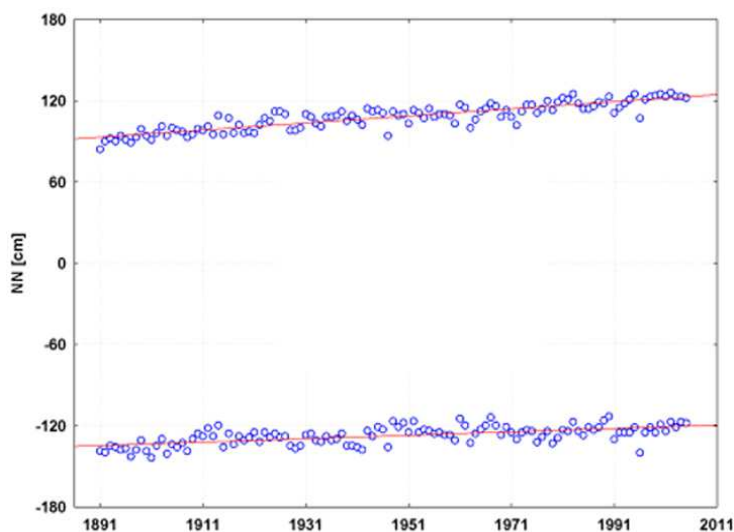
Twee stations die nauwelijks getroffen lijken te worden door een veranderende omgeving zijn Norderney en Helgoland in Duitsland. Voor Norderney (zie figuur 1.5) is van 1880 tot 2006 een gestage, niet-versnelde stijging waargenomen van de gemiddelde hoogtijstand van 2,6 mm/jaar, en van de gemiddelde laagtijstand van 1,3 mm/jaar (Niemeyer, persoonlijke communicatie). Dat wijst op een stijging van de lokale zeespiegel van rond de 2,0 mm/jaar.

Vergelijkbare cijfers zijn berekend voor Helgoland (Thorenz, persoonlijke communicatie). In het kader van het CoastDat project simuleerden Weisse en Plüss (2005) variaties in het waterpeil in de Noordzee van 1958-2008 met behulp van een regionale heranalyse van de weersomstandigheden. Aldus simuleerde het model uitsluitend het effect van veranderend weer; factoren die samenhangen met het oceaantvolume of lokale bodem veranderingen werden buiten beschouwing gelaten. Zij stelden een stijging vast van een gemiddelde hoogtijstand langs de Nederlandse kust van ongeveer 1 ± 1 mm/jaar. De

primaire oorzaak daarvan was waarschijnlijk het aantrekken van de gemiddelde westelijke wind gedurende deze periode, toen de Noord-Atlantische Oscillatie (NAO) toenam, waardoor de linksdraaiende stroming in de Noordzee intensiever werd en het kustwaterpeil steeg. De NAO is weer terug naar een minder westelijk regime, en het is nog maar de vraag wat het zeeniveau aan de Noordzeekust gaat doen.

Samengevat: Trends voor de lokale zeespiegel gemeten door de Nederlandse peilschalen over de afgelopen ~50 jaar variëren tussen 0,9 mm/jaar en 2,8 mm/jaar voor verschillende locaties. Omdat deze peilschalen samen wellicht niet het complete bereik van de ruimtelijke variatie hebben vastgelegd, gaan wij hier uit van een ruimtelijke variatie in de lokale zeespiegeltrend langs de Nederlandse kust van 0,7 mm/jaar tot 3,0 mm/jaar over de afgelopen 50 jaar.

Verticale beweging van land zoals die is gemeten door Nederlandse GPS-stations varieert ook met ongeveer 2 mm/jaar. Daarom komt een deel van de ruimtelijke variatie van de lokale zeespiegel waarschijnlijk voort uit een ruimtelijk variabele verticale beweging van land. Toch moet een andere significante component worden toegeschreven aan het lokale effect van waterbouwkundige werken, die invloed hebben op de lokale bodem, terwijl een kleinere bijdrage afkomstig kan zijn van ruimtelijke variaties in thermische uitzetting, oceaanstromingen en atmosferische randvoorwaarden.

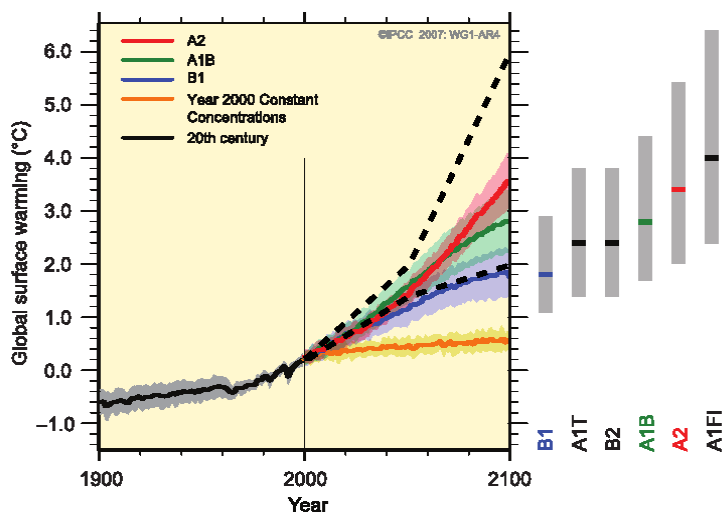


Figuur 1.5: Stijging van gemiddelde hoog- (boven) en laag-(onder) tijstanden in de Noordzee, zoals vastgelegd door de peilschaal bij Norderney Riffgatt; de gegevens zijn zeer waarschijnlijk homogeen, d.w.z. vrij van vervormende signalen die verband houden met menselijk ingrijpen. (H.-D. Niemeyer; pers. comm.). De trend van gemiddelde jaarlijks hoogtij wordt aangegeven als $93,1 + 0,26 \cdot (\text{jaar}-1891)$, en voor de gemiddelde jaarlijks laagtij als $-134,6 + 0,13 \cdot (\text{jaar}-1891)$, in cm.

5.2. Bovengrensscenario voor de stijging van de atmosfeertemperatuur voor 2100

Met uitzondering van de bijdrage van de Antarctische ijskap aan de zeespiegelstijging wordt aangenomen dat alle bijdragen (gedeeltelijk) afhankelijk zijn van de stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur die wordt beraamd voor het verloop van de eenentwintigste eeuw. De stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur in verband met deze scenario's is 2 °C (beperkt) en 6 °C (ernstig) in 2100 vergeleken met 1990. Dit komt overeen met de beraamde bandbreedte voor de stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur zoals gemeld door het IPCC 4AR voor het A1FI scenario (zie Hfd. 10, Meehl et al. 2007).

De ontwikkeling van de temperatuur tot 2100 die hier wordt gebruikt, is een geschaalde versie van de SRES B1 en A2 scenario's, en wordt aangenomen als niet-lineair in de tijd. Voor de ondergrens van de bandbreedte wordt ervan uitgegaan dat de temperatuurcurve in de tweede helft van de eenentwintigste eeuw afvlakt (vergelijkbaar met de curve voor het B1 scenario in Fig. SPM-5 van het IPCC 4AR) door te definiëren dat tweederde van de temperatuurstijging al in 2050 wordt bereikt. Daarentegen wordt voor de bovengrens van de bandbreedte aangenomen dat de snelheid van de temperatuurstijging toeneemt in de loop van de eenentwintigste eeuw (vergelijkbaar met het A2 scenario) door te definiëren dat slechts een derde van de stijging in 2050 is bereikt.



Figuur 1.6: Zwarte stippellijnen geven de aangenomen temperatuurontwikkeling weer voor 2100, zoals die voor deze beoordeling is gebruikt. Deze worden getoond samen met wereldwijde gemiddelden van opwarming van het aardoppervlak berekend met meerdere modellen (vergeleken met 1980–1999) voor de scenario's A2, A1B en B1, en met het experiment waarbij concentraties constant zijn gehouden op het niveau van het jaar 2000 (doorgetrokken gekleurde lijnen), weergegeven als voortzetting van de simulaties van de 20^e eeuw (overgenomen uit het IPCC AR4, 2007; figuur SPM5).

5.2.1. Wereldgemiddelde thermische uitzetting

In het IPCC AR4 (2007) wordt de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting aan de stijging van de zeespiegel in de eenentwintigste eeuw gegroepeerd per emissiescenario op basis van klimaatmodel simulaties (zie tabel 10.7). De bandbreedtes voor de verschillende scenario's laten een aanzienlijke overlap zien en zijn behoorlijk groot. Voor de twee extremen van de scenario's (respectievelijk B1 en A1FI) wordt de bijdrage van wereldgemiddelde thermische uitzetting geschat op respectievelijk 0,10-0,24 m en 0,17-0,41 m. Deze grote overlap geeft aan dat onzekerheden in de projecties voor de wereldwijde gemiddelde zeespiegelstijging meer beïnvloed worden door onzekerheden in de modellen dan door onzekerheden in de emissiescenario's (zie paragraaf 1.2). Om deze onzekerheid in modellen aan de orde te stellen, is het gunstig om een groot aantal modellen te hebben voor de analyse van de wereldgemiddelde thermische uitzetting. Zoals bij de KNMI'06 klimaatscenario's analyseren we de bijdrage daarvan derhalve als een functie van de wereldgemiddelde stijging van de atmosfeertemperatuur.

De Deltacommissie heeft ons verzocht om de maximale waarden van de scenario's voor zeespiegelstijging te onderzoeken. Daarom zijn we uitgegaan van een temperatuurstijging van 2-6°C in 2100, hetgeen overeenkomt met de bandbreedte die voorspeld is voor de ernstigste emissiescenario's (IPCC 2007, tabel SPM3; paragraaf 5.2). Deze verandering in de atmosfeertemperatuur houdt rekening met (schattingen van) de gevolgen van terugkoppelingen in de koolstofcyclus. Aangezien deze terugkoppeling ontbreekt in de klimaatmodel simulaties die beschikbaar zijn voor de analyse van de wereldgemiddelde thermische uitzetting, is de grootste temperatuurstijging in deze simulaties 5,2 °C, en moeten de model resultaten geëxtrapoleerd worden tot een temperatuurstijging van 6 °C in 2100.

5.2.1.1. Methodologie

Om een schatting te maken van de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting aan de zeespiegelstijging als een functie van de stijging van de atmosfeertemperatuur, worden twee geïdealiseerde schaalrelaties toegepast tussen enerzijds de uitzetting en anderzijds de stijging van de wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur (Katsman et al., 2008; Rahmstorf, 2007). De eerste methode (uitsluitend toegepast voor het jaar 2100) betrof een analyse van de wereldgemiddelde thermische uitzetting als een functie van de stijging van de atmosferische temperatuur op basis van de reeks modelsimulaties voor de eenentwintigste eeuw die beschikbaar zijn uit de CMIP3 database (Meehl et al., 2007). De tweede methode (die toegepast is voor de jaren 2100 en 2200) is gebaseerd op de door Rahmstorf voorgestelde semi-empirische benadering (2007). Beide methoden hebben hun beperkingen wanneer deze toegepast worden op het bovengrens scenario (aanzienlijke stijging van de atmosfeertemperatuur, langere termijnen) en er kan alleen verwacht worden dat deze methoden redelijke schattingen geven voor een beperkte

temperatuurstijging. Dit wordt hieronder uitvoerig besproken. Tenslotte worden voor 2200 schattingen van de wereldgemiddelde thermische uitzetting verkregen door de beperkte reeks klimaatmodel simulaties te bestuderen die ook (een gedeelte van) de tweeëntwintigste eeuw betreffen.

CMIP3 analyse

Zoals beschreven in Katsman et al. (2008), kan de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting (TS_G) geschat worden op basis van een analyse van klimaatmodel simulaties voor de eenentwintigste eeuw (Meehl et al., 2007). De verzameling van gegevens die gebruikt wordt voor de analyse bestaat uit 41 simulaties die geforceerd zijn met de A1B, A2 of B1 emissiescenario's, verkregen uit 13 verschillende klimaatmodellen. De klimaatmodel simulaties zijn gecorrigeerd voor modeldrift (gebrek aan evenwicht in het modelklimaat), waarbij ervan uitgegaan is dat de SRES scenario's een modeldrift bevatten die vergelijkbaar is met de bijbehorende pre-industriële controleruns (Gregory et al., 2001), die er van af wordt getrokken. De afhankelijkheid van TS_G van de verandering van atmosferische temperatuur wordt beschreven door middel van een lineaire fit met de data voor 2100 (zie Katsman et al., 2008; Fig. 3).

Beperkingen van de CMIP3 analyse

De lineaire fit die hierbij gevonden is, moet beschouwd worden als een lokale, eerste-orde benadering van een niet-lineair verband, die alleen geldt voor een bepaald beperkt temperatuurinterval. Katsman et al. (2008) paste de methode toe voor een temperatuurinterval van 2-4 °C, hetgeen overeenstemt met de temperatuurstijging die optreedt in de reeks geanalyseerde modellen. Hierbij wordt ervan uitgegaan dat de lineaire fit ook geldt voor stijgingen van atmosfeertemperatuur buiten dit interval. Aangezien geen van de geanalyseerde modellen echter daadwerkelijk een temperatuurstijging van 6 °C bereikt, is het onduidelijk hoe goed de fit is voor die temperatuurstijging.

Semi-empirische methode

De wereldgemiddelde thermische uitzetting in de eenentwintigste eeuw kan ook semi-empirisch geschat worden, zoals uiteengezet door Rahmstorf (2007), op basis van modelsimulaties of observaties. Bij deze methode wordt uitgegaan van een lineair verband tussen de wereldgemiddelde thermische zeespiegelstijging en de stijging van de atmosfeertemperatuur: $dTS_G/dt = SLS \Delta T_{atm}$ waarbij dTS_G/dt de wereldgemiddelde thermische uitzetting aangeeft, ΔT_{atm} de stijging van de atmosfeertemperatuur sinds pre-industriële tijden, en SLS de thermische "gevoeligheid van de zeespiegel" (in mm/yr/K). Om de wereldgemiddelde thermische uitzetting TS_G te schatten voor de periode 2005-2100, is de vergelijking tijdsgeïntegreerd:

$$\begin{aligned} TS_G &= SLS \int dT(t) dt' \\ &= SLS \int \Delta T_{2005} + (\Delta T_{atm}(t) - 0,3) t/95 dt' \end{aligned}$$

In deze formule betekent ΔT_{2005} de stijging van de atmosfeertemperatuur tussen pre-industriële tijden en 2005. $\Delta T_{atm}(t)$ vertegenwoordigt de stijging van de atmosfeertemperatuur ten opzichte van 1990 (de meeste scenarioresultaten zijn uitgedrukt ten opzichte van dit referentiejaar). In de berekeningen is ervan uitgegaan dat de temperatuurstijging tussen 1990-2005 $0,3 \text{ }^\circ\text{C}$ is. ΔT_{2005} wordt geschat op $0,9 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$. De reden om aan te nemen (als een eerste-orde benadering) dat er een lineaire relatie bestaat tussen de thermosterische zeespiegelstijging en de stijging van de atmosfeertemperatuur kan als volgt toegelicht worden. Wanneer ervan uitgegaan wordt dat de uitzettingscoëfficiënt van de oceaan lineair is, zal de thermosterische zeespiegelstijging evenredig zijn met de oceaanopwarming: $dT_{SG}/dt \sim dT_{oc}/dt$.

Op zijn beurt is de oceaanopwarming direct gekoppeld aan de warmte-uitwisseling tussen oceaan en atmosfeer aan de oppervlakte: $dT_{oc}/dt \sim Q_{surf}$. Wanneer we ervan uitgaan dat de gevolgen van veranderingen in de wind verwaarloosd kunnen worden voor het wereldgemiddelde, is de warmteuitwisseling evenredig met het temperatuurverschil tussen de oceaan en de atmosfeer: $Q_{surf} \sim T_{atm} - T_{oc}$. Nu wordt ervan uitgegaan dat de atmosfeer betrekkelijk snel en monotoon begint op te warmen (zoals verwacht kan worden in het geval van een wereldwijd opwarmingsscenario), uitgaande van een evenwichtssituatie waarvoor $T_{atm}(0) = T_{oc}(0)$ geldt. Op tijd t , is de temperatuur $T_{atm}(t) = T_{atm}(0) + dT_{atm}(t)$. Aangezien de warmtecapaciteit van de oceaan veel groter is dan die van de atmosfeer, zal de oceaantemperatuur veel langzamer stijgen: $T_{oc}(t) = T_{oc}(0) + \epsilon dT_{atm}(t)$ met $\epsilon \ll 1$. Dit betekent dat het temperatuurverschil benaderd kan worden als $T_{atm} - T_{oc} = (1 - \epsilon) dT_{atm}(t) \approx dT_{atm}(t)$. Dit levert de veronderstelde lineaire relatie op tussen de thermosterische zeespiegelstijging en de stijging van de atmosfeertemperatuur.

Beperkingen van de Semi-empirische methode

De semi-empirische methode is om statistische en fysische redenen omstreden (Schmith et al., 2007; Holgate et al., 2007; Rahmstorf, 2007b; von Storch et al., 2008), en er is meer onderzoek nodig om de waarde van de methode te bepalen. De semi-empirische benadering werd specifiek ontworpen voor voortdurende opwaartse trends en niet voor algemene variaties in de zeespiegel (Rahmstorf, pers. comm.). Er kan van deze benadering alleen verwacht worden dat deze redelijke resultaten geeft voor de initiële reactie op een snelle verandering in een situatie waarin voordien sprake was van bijna-balans. Zoals aangetoond door Von Storch et al. (pers. comm.), is de semi-empirische methode niet erg geschikt voor de voorspelling van meer algemene zeespiegelvariaties. Tegelijkertijd kan de benadering niet gelden voor een forcering die ruimtelijk inhomogeen is, zoals vulkaanforcering. Zoals verwacht op basis van de fysische achtergronden die in de vorige paragraaf gegeven zijn, kunnen zeespiegelvariaties ten gevolge van fluctuerende atmosferische condities veel beter voorspeld worden op basis van variaties in de warmteuitwisseling tussen

de oceaan en de atmosfeer, aangezien deze directer in verband staan met zeespiegelvariatiën (von Storch et al., pers. comm.).

5.2.1.2. Vergelijking resultaten voor een temperatuurstijging van 2-4 °C in 2100

Voor de drie bestudeerde emissiescenario's (A1B / A2 / B1) is de wereldgemiddelde thermische uitzetting tussen 1980-1999 en 2090-2099, zoals gerapporteerd in het IPCC 4AR (Hfd. 10), 0,10-0,35 m (zie tabel 10.7). Voor een temperatuurstijging van 2 tot 4 °C in 2100 (hetgeen overeenkomt met de temperatuurstijging die in 2100 bereikt wordt in klimaatmodellen voor deze drie emissiescenario's), zijn de schattingen uit de CMIP3 analyse slechts iets hoger (0,13-0,37 m). De resultaten van de semi-empirische benadering, waarbij gebruik gemaakt werd van de gevoeligheid van de zeespiegel (SLS) in de eenentwintigste eeuw, laten een zeer vergelijkbare centrale schatting maar een grotere bandbreedte (0,04-0,46 m) zien. Als de SLS die voor de twintigste eeuw is berekend, toegepast wordt, levert de schatting voor de wereldgemiddelde thermische uitzetting 0,06-0,52 m op: wederom een vrij grote bandbreedte, maar een centrale schatting die de andere schattingen met 0,04 tot 0,06 m (ongeveer 20%) overschrijdt. Rahmstorf (2007) rapporteerde ook dat de toepassing van de semi-empirische benadering op basis van modelgegevens voor de twintigste eeuw leidt tot een overschatting van 30% van de wereldgemiddelde thermische uitzetting in vergelijking met de daadwerkelijke uitzetting in de modelsimulatie.

5.2.1.3. Discussie

Zoals besproken in de vorige paragrafen, hebben beide methoden voor de schatting van de bijdrage van wereldgemiddelde thermische uitzetting, enerzijds op basis van een analyse van de CMIP3 database (Katsman et al., 2008) en anderzijds door de toepassing van de semi-empirische benadering (Rahmstorf, 2007), hun beperkingen. Het is duidelijk dat er discussie zal blijven bestaan over de toepasbaarheid van de semi-empirische benadering voor voorspellingen van de zeespiegelstijging. Aangezien er echter geen andere middelen zijn waarmee we de wereldgemiddelde thermische uitzetting kunnen schatten voor de parameters (tijd, stijging van de atmosfeertemperatuur) die buiten het bereik vallen van wat klimaatmodellen simuleren, passen we de methode hier wel toe, maar met gepast voorbehoud waarbij we deze methode waar mogelijk valideren tegen de uitkomsten van klimaatmodelsimulaties.

Als deze methode op deze manier toegepast wordt, worden de eenvoudige benaderingen waaruit die methode bestaat nuttig geacht om de gevoeligheid van de thermische uitzetting te onderzoeken voor grotere tijdsintervallen in combinatie met temperatuurscenario's waarvoor klimaatmodel simulaties ontbreken of zeldzaam zijn. Terwijl we dat doen moeten we er natuurlijk wel rekening mee houden dat de resultaten van deze aanpak een eerste-orde benadering betreffen en minder precies zullen zijn omdat de benadering substantieel verschilt van de parameters gebruikt in de klimaatmodellen.

5.2.1.4. Bovengrensprojectie voor het jaar 2100

De bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting voor 2100 is gedefinieerd op basis van de resultaten van de CMIP3 analyse en de semi-empirische benadering (zie paragraaf 5.2.1.1). Uit de CMIP3 analyse blijkt een lineaire afhankelijkheid van de wereldgemiddelde thermische uitzetting van de temperatuur van 4,85 cm/°C, met een onzekerheid van 7,3 cm (5-95% betrouwbaarheidsinterval). Om de semi-empirische methode toe te passen, wordt de thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel (SLS) geanalyseerd op basis van klimaatmodel simulaties voor de twintigste eeuw, klimaatmodel simulaties voor de eenentwintigste eeuw en waarnemingen (zie Appendix I). Projecties voor de wereldgemiddelde thermische uitzetting in 2100 ten opzichte van 2005 op basis van de verschillende benaderingen zijn gegeven in tabel 1.5.

De uiteindelijke bovengrensschatting voor de wereldgemiddelde thermische uitzetting die hier wordt weergegeven, wordt als volgt verkregen. In de eerste plaats worden centrale waarden berekend over het volledige temperatuurbereik voor de bovenste drie analyses die weergegeven zijn in tabel 1.5.²² Vervolgens worden (asymmetrische) onzekerheidsmarges gedefinieerd door een kwadratische optelling van onzekerheden met betrekking tot de stijging van de atmosfeertemperatuur en de gevoeligheid van de zeespiegel, ook voor elk van de drie analyses. De uiteindelijke bovengrensprojectie is het gemiddelde van de resultaten die verkregen zijn uit de CMIP3 analyse en de twee semi-empirische resultaten. Dit levert een bijdrage op van 0,12-0,49 m in 2100.

Tabel 1.5: *Mondiaal gemiddelde thermosterische zeespiegelverandering TS_G in 2100 (in m), inclusief onzekerheidsmarges*

ΔT (atmosfeer)	2 °C	6 °C
CMIP3 analyse	0,13-0,27	0,32-0,47
semi-empirisch uit klimaatmodellen <i>SLS = 1,2 ± 0,8 mm/yr/K (twintigste eeuw)</i>	0,07-0,36	0,13-0,62
<i>SLS = 1,0 ± 0,7 mm/yr/K (eenentwintigste eeuw)</i>	0,04-0,32	0,08-0,55
semi-empirisch uit observaties		
<i>SLS = 1,76 mm/yr/K (0-300 m)</i>	0,32	0,55
<i>SLS = 1,67 mm/yr/K (0-700 m)</i>	0,30	0,52

5.2.1.5. Bovengrensprojectie voor het jaar 2200

Voor 2200 worden ruwe schattingen van de wereldgemiddelde thermische uitzetting verkregen door de beperkte reeks klimaatmodel simulaties te bestuderen die (een gedeelte van) de tweeëntwintigste eeuw betreffen en door de semi-empirische methode toe te passen (zie paragraaf 5.2.1.1).

²² De op waarnemingen gebaseerde schattingen zijn weggelaten, omdat deze liggen binnen de bereiken die verkregen zijn uit de klimaatmodelsimulaties voor de twintigste eeuw.

Bij klimaatmodel simulaties voor de tweeëntwintigste eeuw wordt uitgegaan van ofwel een stabilisatie van de CO₂-concentratie in 2100 op 700 ppm (IPCC AR4, 2007; Fig. 10.37), of van een toename van CO₂ met 1% per jaar tot een verviervoudiging van de pre-industriële waarden wordt bereikt (simulaties eindigen in het jaar 2140, zoals opgenomen in het IPCC TAR, 2001; Fig. 11.15; meer recente simulaties zijn beschikbaar uit de CMIP3 database, 2007). Gemiddeld leveren deze modelsimulaties een bijdrage op van 0,4-1,0 m van de wereldgemiddelde thermische uitzetting in 2200 ten aanzien van 1990. De stijging van de mondiaal gemiddelde atmosferische temperatuur in verband met deze stijging is ongeveer 3 - 4 °C.

Wanneer de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting geschat wordt door de semi-empirische benadering toe te passen, waarbij gebruik gemaakt wordt van een analyse van modelresultaten voor de eenentwintigste eeuw (zie Appendix I), moet opgemerkt worden dat deze methodologie omstreden is. Er is meer onderzoek nodig om de nauwkeurigheid van deze methodologie te bepalen en de uitkomst zou daarom met voorzichtigheid behandeld moeten worden. Voor een stijging van de atmosfeertemperatuur van 2,5 - 8 °C in 2200, levert de analyse waarbij gebruik gemaakt wordt van de semi-empirische methode een bijdrage op van 0,3-1,8 m van de wereldgemiddelde thermische uitzetting (centrale schatting 0,8 m).

Dat wil zeggen dat beide informatiebronnen een vergelijkbare ondergrens en centrale schatting opleveren, maar dat de bovengrenzen behoorlijk verschillen. Over het algemeen schatten we de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting door eenvoudigweg de gemiddelde waarden van de twee centrale schattingen te bepalen. De onzekerheidsmarges worden gedefinieerd door kwadratische optelling (waarbij rekening wordt gehouden met de ongelijkheid van de uitkomst van de semi-empirische methode) en door er vanuit te gaan dat de twee onzekerheidsmarges grotendeels onafhankelijk zijn aangezien deze gebaseerd zijn op verschillende gegevens. Dit levert een bijdrage op van ongeveer 0,4 tot 1,5 m zeespiegelstijging tegen 2200, ten opzichte van het jaar 2000.

5.2.2. IJskappen

Wat betreft de projectie van zeespiegelstijging zijn de modellen waarin de grote ijskappen worden beschreven nog niet zo goed ontwikkeld als klimaatmodellen. Met uitzondering van de grootste tijdschalen (d.w.z. tientallen millennia) zijn deze modellen nog niet erg goed in het weergeven van de bijdrage van ijskappen aan zeespiegelveranderingen in het verleden. De timing en plaats van ijskapveranderingen worden slecht gesimuleerd.

In de allereerste plaats is een gebrek aan waarnemingen één van de redenen voor dit gebrek aan model betrouwbaarheid. Er is gebrek aan goed in kaart gebrachte en goed gedateerde gegevens van veranderingen van ijskappen in het verleden die gebruikt kunnen worden om ijskapmodellen te kalibreren en te testen. De modeluitkomsten op een tijdschaal van enkele decennia tot meerdere millennia zullen erg onbetrouwbaar blijven totdat data geëxtraheerd kunnen worden uit geologische rapporten. Met dit type data kunnen dan een nieuwe generatie ijskapmodellen gemaakt worden, waarin alle belangrijke processen zijn vastgelegd die leiden tot veranderingen in de ijskappen. Op deze manier worden de modellen betrouwbaarder. Zolang geschikte modellen van continentale ijskappen ontbreken, vormt de projectie van het gedrag van ijskappen op basis van de extrapolatie van recente waarnemingen van ijsverlies of versnelling van ijsverlies een manier om voortgang te boeken, zoals ook opgemerkt is in het IPCC AR4 (Hfd. 10, Meehl et al., 2007).

Hetzelfde probleem wordt benadrukt in het IPCC 4AR en hier geciteerd: *"Het TAR concludeerde dat een versnelde zeespiegelstijging die veroorzaakt wordt door een snelle dynamische reactie van de ijskappen op klimaatverandering zeer onwaarschijnlijk is gedurende de eenentwintigste eeuw (Church et al., 2001). Nieuwe bewijzen van recente snelle veranderingen op het Antarctisch schiereiland, West-Antarctica en Groenland (zie paragraaf 4.6.3.3) suggereren echter opnieuw de mogelijkheid dat in de toekomst grotere dynamische veranderingen plaats kunnen vinden dan voorspeld waren op basis van geavanceerde continentale modellen, zoals hierboven genoemd, aangezien deze modellen niet alle processen bevatten die verantwoordelijk zijn voor de snelle afsmelting aan de randen die momenteel plaatsvindt."*

De meest kwetsbare delen van de ijskappen zijn, naar men vermoedt, de zogeheten mariene ijskappen (Appendix II), zoals de ijskappen die het grootste deel van West-Antarctica beslaan, enkele gletsjers op Oost-Antarctica en Jacobshavns Isbrae op Groenland (zie paragraaf 2.2.3).

5.2.2.1. Antarctische ijskap

Waarnemingen ondersteunen de opvatting dat de West-Antarctische ijskap (WAIS) een belangrijk deel van zijn massa kan verliezen op een tijdschaal die relevant kan zijn voor de kustplanning. Er zijn echter ook redenen om aan te nemen dat het proces niet geldt voor de WAIS in zijn geheel (zie Appendix II). Het is nu heel duidelijk dat - van de drie belangrijkste gebieden van uitstroom in West-Antarctica - alleen de Amundsen Sea Embayment (ASE) momenteel tekenen van terugtrekking vertoont. De imbalance in de ASE draagt momenteel echter slechts bij met een zeespiegelstijging van 3 cm / eeuw. Dit houdt in dat bij alle scenario's die we ontwikkelen voor de periode tot 2100 rekening gehouden moet worden met het feit dat de bijdrage van de ASE begint met een lage beginwaarde.

Bekende onbekenden

Ondanks de verbeteringen in waarnemingen, is ons inzicht in de instabiliteit van de mariene ijskappen momenteel om verschillende redenen nog onvoldoende om realistische projecties te maken. Voornamelijk de instortingsmodellen die tot dusver gepresenteerd zijn kunnen slechts de potentiële instabiliteit van het systeem aangeven, en deze modellen kunnen niet gebruikt worden om te onderzoeken met welke snelheden een instorting naar verwachting zal plaatsvinden, en of het systeem eigenschappen heeft die de terugtrekking lang genoeg stil kunnen leggen om een nieuw venwicht te laten ontstaan, of zelfs voor nieuwe aangroei kunnen zorgen.

Het lijkt waarschijnlijk dat de snelheid waarmee een instorting plaats zou kunnen vinden, bepaald wordt door een proces dat tot op heden nog niet in overweging is genomen. Dit kunnen vrij subtiele processen zijn die op dit moment met geen mogelijkheid voorspeld kunnen worden; bijvoorbeeld de snelheid waarmee de massieve dikke ijsbergen die gevormd worden door de terugtrekking van ijskappen zouden kunnen smelten en/of geëxporteerd worden over een continentaal plat dat aanzienlijk minder diep is dan de potentiële ijsbergdikte.

Zo blijkt ook uit de modellen dat terugtrekking zich zal voortzetten waar er sprake is van een bodemhelling die landinwaarts omlaag helt. De bodem onder een ijskap is echter heel ruw en bevat veel oneffenheden en verdikkingen, waardoor de terugtrekking van de grondingslijn eventueel tegengehouden zou kunnen worden, omdat er lokaal een stijgende bodemhelling bestaat. Een belangrijke en nog niet overwogen vraag is daarom hoe lang een bepaalde oneffenheid de terugtrekking van een grondingslijn zou kunnen tegenhouden, en onder welke omstandigheden dat lang genoeg zou zijn voor het herstel van de balans binnenin de ijskap. Hier zouden we duidelijk baat hebben bij een sterk precedent in het verleden (zie de discussie in paragraaf 5.3), waardoor we in staat zouden zijn om de timing vast te stellen van de instorting van mariene ijskappen die zich voordeed in een vergelijkbare situatie in het verleden.

Bovengrensprojectie voor de bijdrage van de Antarctische ijskap voor 2100

Op basis van de resultaten van continentale ijskapmodellen, wordt in het IPCC AR4 (Hfd. 10, Meehl et al., 2007) voorspeld dat Antarctica tot en met 2100 aan massa zal winnen, omdat verwacht wordt dat de toename door accumulatie groter zal zijn dan de verliezen door afsmelting en ijsdynamica. Op basis van bovenstaande beschouwingen, stellen we de volgende aanvullende projecties voor als een aanvulling op die in het AR4, ten behoeve van risicobeheer. Deze zijn gebaseerd op plausibele bijdragen uit drie gebieden van Antarctica die reeds tekenen van verandering vertonen:

- De Amundsen Sea Embayment (ASE);
- De drie mariene gletsjerbekkens op Oost-Antarctica die recente afsmelting vertonen (EAIS-g);

- Het noordelijk Antarctisch schiereiland (n-AP), een gebied dat te kampen heeft met een recente stijging in atmosfeertemperatuur, verhoogd afsmelten van de gletsjers, terugtrekking van de gletsjers en versnelling van de ijsuitstroom van die gletsjers.

Eerst zullen we een gematigd scenario bespreken op basis van een aanhoudende toename van de gletsjersnelheden in ASE en EAIS-g, en het aanhoudend afsmelten en aanhoudende gletsjeruitstroom op het n-AP.

ASE

De netto imbalance die we momenteel zien bij de Pine Island Glacier (de best gemeten gletsjer in de ASE) ligt rond -50%, wat wil zeggen dat ongeveer 50% meer ijs momenteel het gletsjerbekken verlaat dan vervangen kan worden door sneeuw. Deze imbalance lijkt voort te vloeien uit gletsjerversnellingen die een toename in uitstroom hebben veroorzaakt sinds 1974, toen het bekken bijna in balans was. Uit een analyse van herhaalde interferometrie en sequentiële Landsat kaarten bleek dat er meerdere episodes van versnelling waren (1974-87, 1994-2000, en meer recentelijk tot 2007), waarvan sommige van elkaar gescheiden werden door periodes van een meer gestage stroming. Alles bij elkaar verhoogden deze episodes de snelheid van de Pine Island Glacier met ongeveer 50% in 30 jaar.

De verandering in de uitstroom van de ASE sinds 1974 wijst op een groeiende imbalance en een toenemende bijdrage aan de zeespiegelstijging. De meest conservatieve projectie van de recente veranderingen wordt vertegenwoordigd door een lineaire projectie van de recente trend tot 2100. Een minder conservatieve interpretatie waarbij rekening wordt gehouden met de duidelijk zichtbare toename in de snelheid van veranderingen in het afgelopen decennium zou een projectie tot 2100 zijn op basis van een aanhoudende versnelling van de uitstroom van de ASE met een percentage van 1,3% per jaar (dit is een waarde die overeen blijkt te komen met de veranderingen sinds 1974). Figuur 1.7 toont een verzameling van waarnemingen van de massaverandering op West- en Oost-Antarctica. De veranderingen houden in dat de ijsstroom van gletsjers tegen 2100 ongeveer 3 - 5 keer de balanssnelheden zal bereiken, en het bekken van de ASE zal bijdragen aan de mondiale zeespiegelstijging met 1 -2 mm per jaar. Op basis van dit scenario wordt de totale bijdrage aan de zeespiegelstijging voor de periode 2000 - 2100 geschat op 5,6 - 9,3 cm.

Hoewel dit een substantiële extrapolatie is en het betekent dat er sprake is van massaverlies in het stroomgebied van de ASE, blijkt hieruit nog geen grote verandering in het systeem van de ASE ijskap. De uitstroomsnelheden die tegen 2100 behaald worden, liggen nog steeds rond de snelheid die te zien was op Jakobshavn Isbrae, voorafgaande aan de recente versnelling daarvan.

EAIS-g

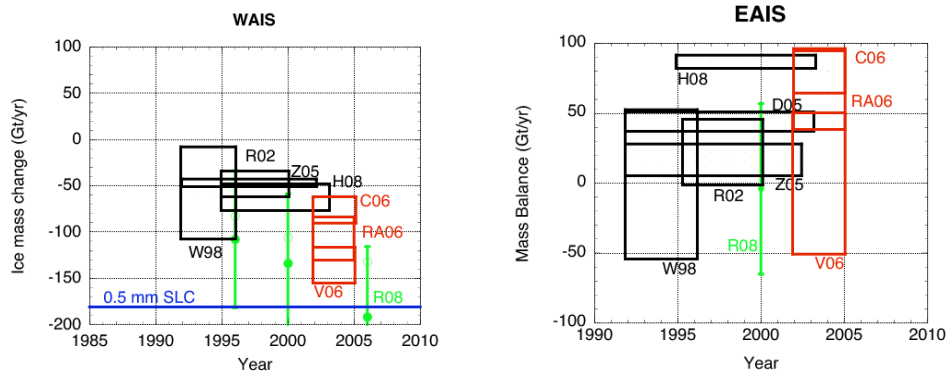
Een versnelde ijsstroom, maar met minder snelle afname in dikte, is opgemerkt in de bekkens van de drie gletsjers in Oost-Antarctica: Totten Glacier, de gletsjer die uitmondt in de Cook Ice Shelf rond 150°E, en Denman Glacier. Deze gletsjers hebben ook een marien karakter en kunnen vergelijkbare kwetsbare punten bevatten als de ASE. Bij elkaar genomen hebben deze gletsjers een balansuitstroom van (respectievelijk) 74,6, 28,0 en 18,6 Gigaton/jaar (Gt/jr). Dit geeft een totale balansuitstroom voor deze gletsjers van 121 Gt/jr, hetgeen enigszins minder is dan die van de bekkens van de ASE. Het lijkt redelijk om aan te nemen dat deze bekkens een vergelijkbare, maar waarschijnlijk wel tragere bijdrage zouden kunnen leveren tot 2100. Er zijn niet voldoende gegevens beschikbaar om een extrapolatie mogelijk te maken die vergelijkbaar is met die voor de ASE, en een eenvoudige schaalning zal moeten voldoen. Het huidige verlies van deze gletsjers blijkt rond -11 Gt/jr te liggen, in vergelijking met het verlies van -90 Gt/jr in de ASE (waarden uit Rignot et al., 2008). Voor deze conservatieve schatting zijn we ervan uitgegaan dat het voorspelde verlies zich op vergelijkbare wijze ontwikkelt als dat in de ASE en gemeten kan worden door dit oorspronkelijke cijfer. Dit betekent dat dit gebied 0,7–1,2 cm zal bijdragen in de periode 2000-2100.

n-AP

Het verdere verlies van drijvende ijsplaten rond het Antarctisch schiereiland, de aan dit verlies gerelateerde versnelling van gletsjers op land, en een verhoogde toename van waterafvloeiing door afsmelting zijn waarschijnlijk allemaal consequenties van de voortdurende opwarming op het noordelijk Antarctisch schiereiland. Momenteel blijkt de bijdrage van de laatstgenoemde twee processen ruwweg gelijk te zijn en levert dat een huidige bijdrage op van $0,16 \pm 0,06$ mm mondiale zeespiegelstijging per jaar.

De enige gepubliceerde schattingen gelden de bijdrage van toegenomen smeltwateruitstroom (Vaughan, 2006), die geschat wordt op 3,0 – 56 Gt/jr tegen 2050. Wanneer we dit als een gemiddelde nemen voor de hele eeuw, betekent dat een bijdrage van 0,8 – 15 mm. Als we, zonder sterke argumenten, ervan uitgaan dat gletsjerversnelling (door zowel verlies van drijvende ijsplaten als de versnelling van gletsjers aan de kust) op vergelijkbare wijze toeneemt, is de totale bijdrage 2,4 – 45 mm in de periode 2000-2100.

Zo zien we dat in dit gematigde scenario waarin geen specifiek extreem gedrag wordt aangenomen, de Antarctische ijskap ongeveer 0,065-0,15 m bijdraagt aan de mondiale zeespiegelstijging tegen 2100 als gevolg van veranderende ijsdynamica. Om rekenschap te geven voor de toename in accumulatie op Antarctica die voorspeld was in het IPCC AR4 (Meehl et al., 2007), reduceren we deze schatting met 0,08 m om te komen tot een bijdrage van -0,01 tot 0,07 m.



Figuur 1.7: Verschillende schattingen van de massabalans van de (links) WAIS en (rechts) EAIS (bepaald uit groen – Insar metingen van de ijsnelheid; rood – zwaartekrachtmetingen (GRACE); zwart – radarhoogtemeting). De getallen corresponderen met het jaar van publicatie, de letter met de naam van de eerste auteur [W98 (Wingham et al., 1998), R02 (Rignot et al., 2002), D05 (Davis et al., 2005), Z05 (Zwally et al. 2005), C06 (Chen et al. 2006), RA06 (Ramilien et al. 2006), V06 (Velicogna et al. (2006), R08 (Rignot, 2008), H08 (Helsen et al., 2008)]

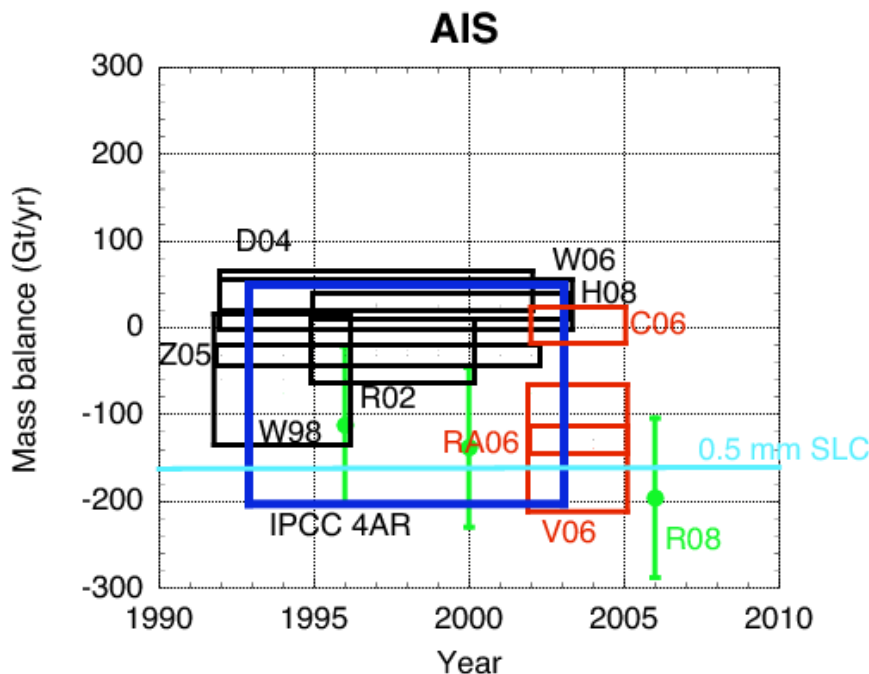
Vervolgens wordt een extreem scenario, gebaseerd op een beginnende instorting van ASE en EAIS-g en versnelde afsmelting en gletsjeruitstroom op het n-AP, ontwikkeld.

ASE

De hierboven beschreven scenario's beschrijven niet werkelijk de instorting van de WAIS zoals voorgesteld in enkele serieuzere beschrijvingen. Daarin wordt de terugtrekking en de bijdrage aan de zeespiegelstijging niet beperkt door de versnelling van de gletsjers die ijs meenemen naar de oceanen. Voor een mariene ijskap is het tenslotte mogelijk dat de rand van de ijskap landinwaarts migreert, in steeds dieper liggend ijs (zie figuur 1.16, Appendix II). Dit is de instabiliteit waar het in recente modellen over gaat en dit zou een instorting van WAIS teweeg kunnen brengen met een snelheid die hoger ligt dan behaald zou kunnen worden door gletsjerversnelling alleen. Over het algemeen wordt gedacht dat een volledige instorting bevorderd wordt door het verdwijnen van de drijvende ijsplaten die rondom de landijskap liggen en deze ondersteunen. Op het Antarctisch schiereiland leidde de instorting van de Larsen B ijsplaat tot een versnelling van de ijstroom van 2 – 8 keer de originele snelheid van de gletsjers die hem voedden. Als we uitgaan van een gletsjerversnelling die aan de bovengrens van deze marge ligt, komen we in de buurt van een mate van massaverlies die te omschrijven valt met een instorting. Indien het verlies van het ijs van de gletsjers over de hele ASE toeneemt met tot 8 keer de balanswaarde, zou dat leiden tot nog eens een extra bijdrage van 3 mm/jr aan de zeespiegelstijging. Als dit soort gedrag volgt op het verlies van drijvende ijsplaten, zou dat in theorie een groot deel van de tweede helft van de eeuw kunnen domineren, hetgeen een totale bijdrage aan de zeespiegelstijging tegen 2100 zou opleveren in de orde van grootte van 25 cm.

EAIS-g

Als de mariene gletsjerbekkens van de ijskap op Oost-Antarctica de versnelling zouden volgen van de gletsjers in de ASE, waarbij effectief een teveel van 50% aan uitstroom over 30 jaar (vanaf 2000) veroorzaakt zou worden, zou dat een bijdrage aan de zeespiegelstijging van ongeveer 19 cm in de periode 2000-2100 betekenen.



Figuur 1.8: Als figuur 1.7, maar voor de Antarctische ijskap [W98 (Wingham, et al., 1998), D04 (Davis, et al., 2004), W06 (Wingham et al, 2006), R02 (Rignot et al 2002), Z05 (Zwally et al. 2005), C06 (Chen et al. 2006), RA06 (Ramilien et al. 2006), V06 (Velicogna et al. (2006), R08 (Rignot, 2008), H08 (Helsen et al., 2008)] Het blauwe vak bevat de schatting zoals die gepresenteerd werd in het vierde IPCC rapport.

n-AP

In dit extreme scenario is het onwaarschijnlijk dat de bijdrage van de gletsjers van het Antarctisch schiereiland een groot aandeel zullen hebben in het totaal, waardoor slechts weinig discussie nodig is op dit punt. We merken op dat de ijsdikte op het noordelijk Antarctisch schiereiland (de 95.000 km² die door Pritchard en Vaughan bestudeerd werden) slecht bekend is, maar dat het onwaarschijnlijk is dat deze meer dan 10 cm aan wereldgemiddeld zeespiegelequivalent (GSL) bevat. Daarom zal de potentiële bijdrage vanuit dit gebied waarschijnlijk niet substantieel groter zijn dan 5 cm GSL. Voor dit scenario gaan we ervan uit dat het grootste deel van deze 5 cm tegen 2100 is verdwenen.

De totale bijdrage aan de zeespiegel voor het extreem scenario door veranderende ijsdynamica is 0,49 m. Aan deze schatting voegen we weer de toename van accumulatie van 0,08 m toe, zoals die voorspeld is in het IPCC AR4, om zo te komen tot een hoogste schatting van 0,41 m.

Het hierboven besproken gematigde en extreme scenario dienen als de minimale en maximale waarden van de bovengrensprojectie voor de bijdrage van de Antarctische ijskap aan de mondiale gemiddelde zeespiegelstijging. Deze bedraagt -0,01 m tot 0,41 m.

Bovengrensprojectie voor de bijdrage van de Antarctische ijskap voor 2200

We baseren een conservatieve projectie van de bijdrage van de ASE aan de zeespiegelstijging tot 2200 op een eenvoudige voortzetting (dus geen verdere versnelling) van de uitstroom die bereikt wordt tegen 2100 (zie paragraaf 2.2.3). Dit zou zorgen voor ongeveer 22 cm zeespiegelstijging tegen 2200. Het is zeker duidelijk dat het, als deze snelheid van uitstroom bereikt wordt tegen 2100, onwaarschijnlijk is dat dit daarna minder zou worden, waardoor dit een gerechtvaardigde ondergrens oplevert. Op gelijke wijze zou dat, door de snelheid van de bijdrage vanuit de hoogste schatting van het extreme scenario voort te zetten, neerkomen op een totale bijdrage tegen 2200 van 1,4 m mondiale gemiddelde zeespiegelstijging. Gezien de onzekerheid van deze getallen, laten we hier de kleine correctie achterwege die naar schatting voortvloeit uit extra accumulatie.

Hoewel betwist kan worden of deze lineaire extrapolaties nuttig zijn, blijken deze zeker niet bijzonder extreem te zijn (ze impliceren geen verdere versnelling in de snelheden van uitstroom van de ijskap na 2100). Op het eerste gezicht lijkt het erop dat een exponentiële groei in het cijfer voor uitstroom absurd zou zijn, omdat dat percentages ijsuitstroom zou impliceren die alleen verkregen kunnen worden door een gedrag binnen de ijskap dat behoorlijk afwijkt van het gedrag dat we tot nu toe gezien hebben. Tot op zekere hoogte moet er echter bij een plausibele projectie, waarmee gestreefd wordt om mogelijk gedrag tot 2200 in kaart te brengen, rekening gehouden worden met de mogelijkheid dat tegen 2100 de ASE (en mogelijk de mariene gletsjerbekkens in EAIS) reeds een goed ontwikkelde terugtrekking ondergaan, en dat grote delen van de ijskap, die momenteel in evenwicht zijn, ook kunnen beginnen bij te dragen aan de zeespiegelstijging.

Als klimaatverandering tussen nu en 2100, zoals beraamd door IPCC projecties, hogere percentages opwarming veroorzaakt in het gehele Antarctische continent dan het mondiale gemiddelde, zullen veel gebieden die op dit moment geen tekenen vertonen van verandering, verliezen gaan vertonen gedurende de periode 2100-2200. Oppervlaktesmelt kan inzetten op vele drijvende ijsplaten en vervolgens, als de drijvende ijsplaten uiteenvallen (zoals reeds gezien op het Antarctisch schiereiland), zullen nog veel meer gletsjers beginnen te versnellen en massa te verliezen. Tegen deze tijd kunnen gebieden met relatief stagnerend

ijs binnen de ASE veranderingen vertonen door het geaccumuleerde massaverlies van de aangrenzende gletsjers, en kan het deel van het Antarctisch schiereiland waar ijs verloren gaat, substantieel toenemen. Kort gezegd, veel grotere gebieden van de ijskap kunnen beïnvloed worden en de bijdrage aan de zeespiegelstijging kan substantieel hoger worden.

Oorzaken van terugtrekking in de Amundsen Sea Embayment

Er blijkt een brede overeenstemming te bestaan dat de afsmelting van het ASE-gedeelte van de ijskap van West-Antarctica een gevolg is van een sturende factor in het oceaansysteem. We verwachten dat dit een toename is van de toevoer van warm (Circumpolair Diep Water) naar het aangrenzende continentale plat. Van hieruit zou water de hoeveelheid basale afsmelting onderaan de drijvende ijsplaten en nabij de grondingslijn van de ijskap zelf kunnen verhogen. Op dit moment is er echter een gebrek aan gegevens om de exacte aard van eventuele veranderingen in het oceaansysteem aan te tonen en is het niet mogelijk om de veronderstelde veranderingen ondubbelzinnig te koppelen aan de mondiale opwarming. Er zijn hypothesen die dit verband kunnen leggen, zoals een toename van opwelling van water op de continentale plaat die aangestuurd wordt door veranderende windcondities, maar deze zijn nog niet bewezen. Totdat dit verband is gelegd, is het een plausibele hypothese dat antropogene klimaatverandering veranderingen teweegbrengt in de ASE, maar het is geen zekerheid, en de mogelijkheid blijft bestaan dat wat we zien gebeuren in de ASE een teken is van de inherente instabiliteit van een mariene ijskap, veroorzaakt door een aspect van de natuurlijke variabiliteit in de oceanen.

Het vaststellen van dit verband tussen de zeespiegelstijging (door veranderende mariene ijskappen) en antropogene veranderingen kan op het eerste gezicht niet cruciaal lijken voor het doel om projecties van zeespiegelstijging op te stellen om redelijke aanpassingsstrategieën te kunnen ontwikkelen. Dit verband is echter uiterst belangrijk als de mogelijke instorting van de ASE, of een groter deel van de WAIS, gebruikt moet worden als een aanvullend argument voor de invoering van (beperkende) strategieën met betrekking tot broeikasgasemissie, om klimaatverandering te beperken en af te remmen. Daarom moet het vaststellen van dit verband een grote onderzoeksprioriteit worden.

Toegenomen sneeuwval

Hoewel het grootste deel van de hier gevoerde discussie het vermogen van ijskappen betrof om bij te dragen aan de zeespiegelstijging, moeten we er niet aan voorbij gaan dat klimaatopwarming en daarmee samengaande veranderingen in atmosferische circulatie verhoogde sneeuwval voor zowel Groenland als Antarctica met zich mee kunnen brengen. Dit zou op zijn beurt kunnen leiden tot een verdikking van delen van beide ijskappen en tot een vertraging van de zeespiegelstijging. Het blijkt dat, in elk geval voor Antarctica, het een robuust gegeven is (algemeen voor veel klimaatmodellen) dat een verhoogde accumulatie op Antarctica zal resulteren in ongeveer 5% meer sneeuwval voor elke graad Celsius opwarming. Zelfs bij substantieel grotere

opwarming op Antarctica tot 2100 dan wereldgemiddeld zal dit niet voldoende zijn om meer dan een fractie van de zeespiegelstijging door thermische uitzetting of de wereldwijde afsmelting van gletsjers te compenseren. Een lineaire stijging in temperatuur van 5 graden Celsius tussen 2000 en 2100 kan bijvoorbeeld een totale bijdrage van -7,5 cm aan de mondiale zeespiegelstijging leveren. Er is echter nog geen duidelijk bewijs van een toegenomen accumulatie gevonden.

Hoewel dit toenemende sneeuwvaleffect vaak wordt genoemd als een substantiële factor voor de vermindering van de zeespiegelstijging in de toekomst, kan dit in werkelijkheid slechts in beperkte mate de schattingen, die hier gepresenteerd zijn voor de zeespiegelstijging, reduceren en valt dit waarschijnlijk zelfs in het niet als de ijskappen een krachtige dynamische reactie op klimaatverandering laten zien.

In het licht van bovenstaande schatten we, ook voor ons onderzoek van de bovengrens van potentiële projecties voor de zeespiegelstijging, dat de Antarctische ijskap tegen 2200 tussen de 0,2 m en 1,4 m kan bijdragen aan de mondiale gemiddelde zeespiegel.

5.2.2.2. Groenlandse ijskap

Anders dan op Antarctica ondergaat de ijskap op Groenland verregaande afsmelting aan het oppervlak in de zomer, en is de hoeveelheid afsmelting niet-lineair afhankelijk van de oppervlaktetemperatuur en neemt deze gemiddeld de helft van het massaverlies voor zijn rekening. Een belangrijke kwestie rond de response van de Groenlandse ijskap op klimaatverandering is de lange termijn reactie op een gegeven temperatuurstijging. Er is op gewezen dat, als de klimaatopwarming het verlies van de ijskap doet toenemen, de hoogte van de centrale accumulatiezone van de ijskap zal afnemen. Dat zal ervoor zorgen dat een steeds groter deel van de ijskap op een hoogte komt te liggen waar afsmelting plaatsvindt in de zomer, waardoor effectief een steeds grotere imbalance van de ijskap ontstaat. Er zijn modellen gebruikt om aan te tonen dat Groenland bij een stijging van 4,5°C van de lokale temperaturen, een fase zou kunnen ingaan van terugtrekking die alleen nog omgekeerd kan worden door een substantiële verhoging van de sneeuwval of een daarop volgende periode van afkoeling. Het hele proces van terugtrekking zou ongeveer 1000 jaar duren, maar is belangrijk omdat deze, zodra die begonnen is, een lange termijn bijdrage aan zeespiegelstijging levert die moeilijk gestopt kan worden.

Gezien de huidige projecties van temperatuurstijging in het IPCC 4AR, is het mogelijk dat Groenland tegen 2100 aan het begin staat van een fase van 'onomkeerbare' terugtrekking, waarbij veel van de ijskap verloren zal gaan in de komende millennia. Er is echter nog niet vastgesteld of er sprake is van stabiele tussenstadia van de ijskap.

Voor toekomstige projecties voor de ijskap zijn door GCM's geforceerde modellen nodig (Ridley et al., 2005; Gregory & Huybrechts, 2006; Driesschaert et al., 2007) die aangeven dat de totale eustatische bijdrage van Groenland aan de

zeespiegelstijging zal toenemen van 0,3 mm/jr tot 5 mm/jr tegen 2100 en op 5 mm/jr zal blijven tot 2200. Deze modellen, die bijdroegen aan de IPCC AR4 projecties van zeespiegelstijging, omvatten alleen de oppervlakte massabalans en langzame processen van ijsdynamica (die leiden tot afkalving van ijsbergen) en houden geen rekening met snelle dynamische processen.

Uit laserhoogtemetingen boven Groenland (Thomas et al., 2006) blijken een toename van de ijsdikte boven 2000 m, hetgeen de toenemende sneeuwval in een opwarmend klimaat reflecteert. Maar sinds halverwege de jaren negentig is het afsmelten van gletsjers langs de kust aanzienlijk toegenomen, en het netto massaverlies is meer dan verdubbeld van een gemiddelde van 4 – 50 Gt/jr tussen 1992/94 en 1998/99 tot 57 – 105 Gt/jr tussen 1998/99 en 2004.

Er zijn twee belangrijke processen van ijsdynamica die een snelle reactie op klimaatverandering zouden kunnen genereren:

- De bodem van de ijskap gaat meer glijden door smeltwater dat vanaf de oppervlakte doorsijpelt naar beneden, met als gevolg een snellere ijsuitstroom in het algemeen (Zwally et al., 2002; Joughin et al., 2008; Van de Wal, 2008).
- De terugtrekking van de grondingslijn, een versnelling en massaverlies van gletsjers aan de kust (Nick & Oerlemans, 2006).

De gevolgen daarvan op de zeespiegelstijging werden behandeld in het IPCC AR4 (Hfd. 10, Meehl et al., 2007) en schattingen van de gevolgen daarvan, gebaseerd op de beperkte kennis die beschikbaar was, werden toegepast op de voorspelde bijdrage van Groenland aan de zeespiegelstijging.

Afsmelting aan de oppervlakte en op de bodem

Het gebied waar zomersmelting plaatsvindt, wordt routinematig in kaart gebracht door analyse van passieve microgolf satellietwaarnemingen. Deze waarnemingen duiden op een zeer grote variabiliteit over verscheidene jaren, die voornamelijk veroorzaakt wordt door de Noord-Atlantische Oscillatie, met daarnaast een lichte trend naar een groter wordend smeltgebied over de afgelopen 30 jaar. Of de passieve microgolf waarnemingen inzicht verschaffen in het smeltvolume is nog steeds onderwerp van discussie. Bovendien sijpelt veel van het smeltwater naar beneden in de oude sneeuw en vriest opnieuw aan, een proces dat slecht begrepen wordt en verder onderzoek vereist.

In de afsmeltzone van Groenland verzamelt oppervlaktesmeltwater zich in oppervlaktemeren of stroomt direct door naar gletsjerspleten. Hoewel de interne of subglaciale wegen voor de passage van het smeltwater naar de randen over het algemeen niet bekend zijn, gaan Thomsen et al. (1998) er vanuit dat water dat naar de spleten stroomt snel naar de bodem zakt en subglaciaal afgevoerd wordt zoals dat ook gebeurt bij Alpengletsjers. Of de afvoerwegen nu doorgaans verticaal zijn en smeltwater naar de bodem van de ijskap leiden, of horizontaal zijn en glaciaal blijven, is van zeer grote invloed op de lokale beschikbaarheid van water voor het verlagen van de bodemwrijving. Een indicatie dat de

waterstroom voor het grootste deel subglaciaal plaatsvindt, is dat het smeltwater in elk geval in de buurt van de randen de ijskap hoofdzakelijk in subglaciale stromen verlaat, en niet in oppervlaktestromen over de randen van de ijskap.

Het is bekend dat waar er sprake is van hoge geothermische warmtestromen, zoals in het Noordoosten van Groenland, er zich gelokaliseerde subglaciale afsmelting voordoet die de snelle ijsstroom veroorzaakt die waargenomen is in het afvoerbekken in het Noordoosten van Groenland (Farnstock et al., 2001). Waarnemingen van een lichte versnelling in de zomer en vertraging in de winter van de oppervlakte-uitstroom in Swiss Camp in Groenland leidden tot de theorie dat oppervlaktesmeltwater zich in de zomer een weg baant naar het vaste gesteente onder de ijskap om het begin van een periode van snelle ijsuitstroom in gang te zetten (Zwally et al., 2002), zoals dat ook is waargenomen bij Alpengletsjers. Dit biedt een positief terugkoppelingsmechanisme waar verhoogde afsmelting leidt tot hogere snelheden en meer ijs dat naar lager gelegen gebieden wordt getransporteerd. Daarom zou een warmer klimaat op Groenland het volume van oppervlaktesmeltwater dat de vaste ondergrond bereikt, vergroten, waardoor, door een smeereffect aan de bodem, de ijsuitstroom versneld wordt en het massaverlies toeneemt. De relatieve versnelling van gletsjers aan de kust is echter minder dan 15% (Joughin et al., 2008), waarbij de dominante seizoensinvloed op de uitstroom van de gletsjer het jaarlijkse oprukken en terugtrekken van het gletsjer uiteinde is. Met andere effecten, die voor een veel grotere versnelling van gletsjers aan de kust zorgen, is de invloed van de seizoenssmelt op ijsstroom waarschijnlijk beperkt tot die regio's die gedomineerd worden door ijsuitstroom.

Indien opwarming het mogelijk maakt dat het gebied waar zich smeltwater meren vormen aan de oppervlakte van de ijskap landinwaarts migreert, en indien de druk van de ijsuitstroom groot genoeg is om spleten te vormen in de buurt van deze nieuwe meren, dan zal in deze regio's waarschijnlijk dooi en toegenomen lubricatie van de bodem optreden. Zelfs in het huidige klimaat vormen zich grote ijsmoerassen in afgesloten bekkens in de hoger gelegen gebieden, die gemakkelijk kunnen veranderen in smeltwater meren bij een toegenomen afsmelting. De totale versnelling van de uitstroom zal afhankelijk zijn van de voorwaarden die door de basale dooi gevormd worden – als er sprake is van een dikke, zachte, gladde subglaciale afzetting, zouden veranderingen van grootte orde mogelijk zijn, maar in het waarschijnlijker geval van een ruwe bodem, lijken veranderingen van een factor twee minder of nog kleinere veranderingen logischer (Parizek & Alley, 2004). Het enige onderzoek naar ijssnelheidsmetingen over 15 jaar, van een gebied met zeer grote seizoensafhankelijke variaties, wijst er niet op dat de snelheden toegenomen zijn (Van de Wal et al., 2008). Naast de afvoer van meren is een belangrijker proces de opening van spleten onder het oppervlak door de instroom van smeltwater aan de oppervlakte. Kwantificering van de terugkoppelingsmechanismen met betrekking tot lubricatie van de ondergrond maakt onderdeel uit van lopend onderzoek.

Versneld bewegen van gletsjers in kustzones

Gedurende de afgelopen 2 decennia is waargenomen dat de grote Groenlandse kustzone gletsjers snel dunner worden en dat ze sneller bewegen (Rignot & Kanagaratnam, 2006; Thomas et al., 2006). Een mogelijke verklaring is dat de opwarming van de oceaan nabij de grondingslijn zorgt voor het dunner worden en terugtrekken van de monding van de gletsjer, hetgeen zou leiden tot een verhoogde ijsstroom vanaf het binnenste van de gletsjer waarop verder dunner worden enterugtrekking plaatsvinden. Verhoogde afsmelting in de buurt van de rand kan ook terugtrekking teweegbrengen en daardoor de ijsstroom versnellen.

De snelst stromende gletsjer in Groenland is de Jakobshavn Isbrae die zich bevindt aan het hoofd van een diepe fjord aan de westkust op ongeveer 69° 10' N, 49° 50' W. Het bekken van deze gletsjer bedekt 6% van de ijskap. In 1992 bewoog de gletsjermoude met 5700 meter per jaar en bleef dat tot 1997 enigszins constant doen. Tegen 2003 versnelde de gletsjer tot 12.600 meter per jaar. De verhoogde uitstroom van ijsbergen resulteerde in een extra 0,06 mm per jaar zeespiegelstijging. De drijvende gletsjertong, waardoor de druk aan de zijkanen werd verhoogd, trok zich snel terug in 2000 en was tegen 2003 volledig verdwenen (Csatho et al., 2008). De toegenomen gletsjersnelheid heeft gezorgd voor een toename van het aantal spleten in het interieur waardoor de vorming van een nieuwe homogene ijstong, alsook de tegendruk die dat biedt, in de nabije toekomst niet erg waarschijnlijk is. Bovendien bestaat het de bodem onder Jakobshavn uit een diep ~100 km lang ravijn (~1 km onder zeeniveau) en is de ijsdikte meer dan 2000 m (Legarsky & Huang, 2006). Het is mogelijk dat een voortgezette terugtrekking van de afkalvende frontlijn van Jakobshavn leidt tot een verdere terugtrekking van wel 100 km en een voortgezette toename van de ijsstroom. De volledige instorting van het bekken van Jakobshavn zou ervoor zorgen dat de afwatering van de ijskap opnieuw verandert en zou een zeespiegelstijging van ongeveer 0,4 m veroorzaken.

De twee grootste kustzone gletsjers aan de oostkust, Kangerdlugssuaq (KL) en Helheim (HH) nemen 35% van de totale uitstroom van het oosten van Groenland voor hun rekening. De afkalvende uiteinden van beide gletsjers bleken relatief stabiel te zijn vanaf halverwege de twintigste eeuw tot 2002, toen de HH meer dan 7 km in 3 jaar terugtrok. Dit werd gevolgd door een terugtrekking van 5 km van de KL gedurende de winter van 2004 tot 2005. Deze terugtrekkingen zijn veel groter dan de seizoensvariaties van 1 tot 2 km die daarvoor waargenomen werden en volgden op een aanhoudende periode van vanijns verlies op lage hoogtes. De terugtrekking ging gepaard met een versnelde ijsuitstroom. Deze versnelling vergrootte het massaverlies met respectievelijk 28 en 15 Gt/jr voor de KL en de HH tussen 2000 en 2005, hetgeen >40% van de toename van het massaverlies in de totale ijskap vertegenwoordigde. In 2006 begonnen beide gletsjers te vertragen en nam het massaverlies af. Uit waarnemingen (Joughin et al., 2006) blijkt dat na een periode van ijsafsmelting de ijsfronten van de KL en

de HH zich aan de achterzijde van een verhoging in de bodem hadden teruggetrokken, hetgeen overeenkomt met eerdere theoretische voorspellingen. Het is bekend dat de mondingen van deze twee gletsjers terugtrokken gedurende voorgaande warme periodes en zich even snel ontwikkelden gedurende koudere periodes in de twintigste eeuw.

Een dynamisch herstel van het evenwicht na een storing in de geometrie zal niet altijd zo snel plaatsvinden als hier werd waargenomen. Jakobshavn Isbrae behield bijvoorbeeld ook gedurende enkele jaren na terugtrekking en versnelling nog een hoge snelheden in de ijsstroom. In dit geval verhoogde de terugtrekking uit de fjord de instroom vanaf de zijkanen, hetgeen mogelijk resulteerde in een lagere afname in ijsdikte (~ 15 m/jaar; Krabill et al., 2004). Zo hebben veel gletsjers langs de noordwestkust van Groenland zich ook met een snelheid van een paar meter per jaar teruggetrokken met aanhoudende afname in ijsdikte, zonder een duidelijke verandering in de snelheid van de ijsstroom (Rignot & Kanagaratnam, 2006). Dit wijst erop dat geometrie en andere kenmerken die uniek zijn voor elke gletsjer, de tijdschaal kunnen bepalen waarop afwijkingen van uitstroom zich voordoen.

Voor de voorspelling van de uitstroom van de gletsjers van Groenland zal waarschijnlijk gedetailleerde kennis van de bodemgeometrie nodig zijn voor ten minste de drie grootste gletsjers Jakobshavn, Kangerdlugssuaq en Helheim. Ook al is de terugtrekking van de laatste twee gestopt, het lijkt niet waarschijnlijk dat dit een andere oorzaak heeft dan dat de gletsjers lokale obstakels zijn tegengekomen die de terugtrekking (tijdelijk) blokkeren. Een aanhoudende terugtrekking van deze gletsjers in de steile bergketen in het oosten, waar ze niet langer kustzone gletsjers zijn, is waarschijnlijk. Deze terugtrekking zal waarschijnlijk niet leiden tot een massaverlies van meer dan 1% van de ijskapmassa. Dit is niet het geval voor Jakobshavn die een kustzone gletsjer zal blijven gedurende een verdere terugtrekking van 100 km. Deze terugtrekking zal waarschijnlijk leiden tot een massaverlies van $\sim 10\%$ van de ijskap, hoewel er momenteel geen model of precedent is op basis waarvan dit massaverlies voorspeld kan worden.

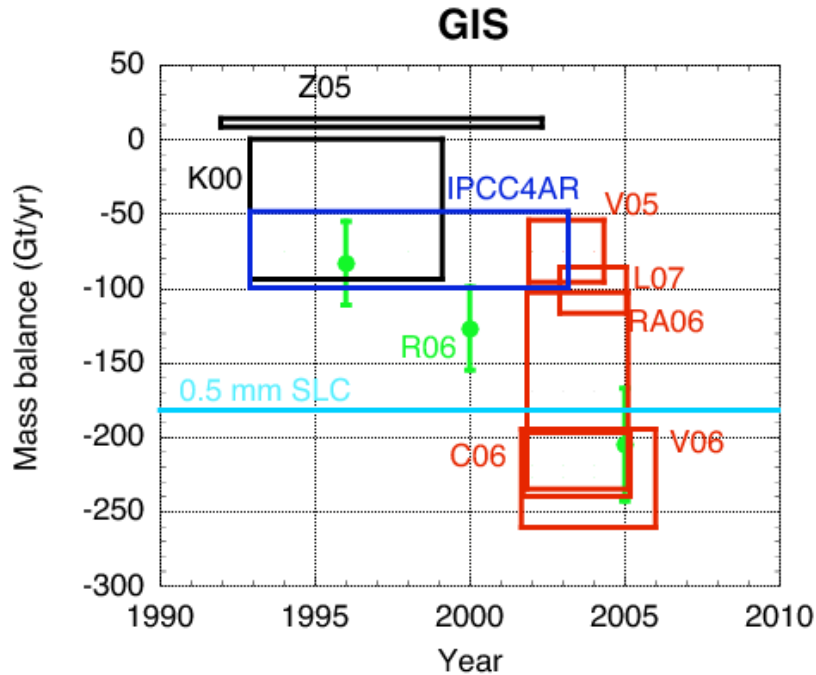
Bekende onbekenden

- 1) Ondanks betere waarnemingen is ons inzicht in het doorsijpelen van aan de oppervlakte smeltend ijswater op dit moment om verschillende redenen nog onvoldoende om realistische projecties op te stellen. Met name wijzen de decadale (Ikeda et al., 2001) en multidecadale (Knight et al., 2006) klimaatschommelingen die de temperatuur op Groenland beïnvloeden erop dat korte periodes van waarneming van de trends, zoals die van GRACE & ICESAT, niet geschikt zijn voor extrapolatie voor toekomstvoorspellingen. Inderdaad is de decadale variabiliteit in het noordpoolgebied is door satellietwaarnemingen nog onvoldoende in kaart gebracht. Zo is de signaal/ruis-verhouding in de waarnemingen van ijskaprocessen, gezien de

matige opwarming tot heden, onvoldoende om een kwantitative bandbreedte voordie processen op te stellen.

- 2) Er is momenteel onvoldoende kennis beschikbaar over de kenmerken van de ondergrond van Groenland om de mogelijke afvoer van oppervlakte water vast te stellen die vanaf de oppervlakte naar benden doorsijpelt. Het is daarom onduidelijk of een toegenomen oppervlaktesmeltning meer gebieden met subglaciaal water zou opleveren, en daardoor een versneld glijden van ijs, of dat stroomkanalen enkel verticaal verbreed worden.
- 3) Net als bij de modellen van mariene ijskappen voor Antarctica, is er momenteel geen inzicht in de instabiliteit van de Jakobshavn Isbrae, in hoe deze gletsjer zich zal terugtrekken en in de snelheid waarmee het binnenste van de ijskap afgevoerd wordt. Er worden modellen ontwikkeld, maar deze vereisen een uiterst gedetailleerde bodemtopografie, die vaak moeilijk te verkrijgen is in diepe valleien waar de gletsjers veel spleten vertonen. Dit is voor Jakobshavn Isbrae onvoldoende bekend.
- 4) Voorspellingen voor de ijskap van Groenland zijn afhankelijk van de weergave van neerslag en luchttemperatuur in klimaatmodellen. Er is een aanzienlijke variabiliteit tussen IPCC AR4 GCM's over de relevante klimaatprocessen (de accumulatie en afsmelt in het huidige klimaat, de gevoeligheid van de oppervlakte massabalans voor opwarming en de gevolgen van de vermindering en het verlies van zee-ijs in de zomer in het noordpoolgebied).

Het afgelopen decennium zijn schattingen verzameld van de massaverandering van de Groenlandse ijskap. Er werden begin jaren negentig eenvoudige budgetberekeningen uitgevoerd, maar de meest recente schattingen zijn gebaseerd op remote sensing technieken. Er worden voornamelijk drie methoden gebruikt. In de eerste plaats kunnen hoogtemetingen gebruikt worden om veranderingen in de oppervlaktehoogte te meten en deze gegevens te converteren naar een verandering in massa (bijv. Thomas et al. 2006).



Figuur 1.9: Verschillende schattingen van de massabalans van de Groenlandse ijskap. Groen – Bepaald uit uit Insar metingen van ijsnelheid. Rood – zwaartekrachtmetingen (GRACE), zwart - radarhoogtemetingen. Blauw – IPCC AR4 schatting. De cijfers corresponderen met het jaar van publicatie, de letter met de naam van de eerste auteur. De schatting van IPCC is gebaseerd op Z05, K00, V05, R06, C06 Z05 (Zwally et al. 2005), K00 (Krabill et al. 2000), R06 (Rignot en K 06), C06 (Chen et al. 2006), V06 (Velicogna et al. 2006), RA06 (Ramilien et al. 2006).

Deze conversie is kritisch afhankelijk van de variabiliteit in de accumulatie (Helsen et al. 2008) die slecht bekend is. In de tweede plaats kunnen uitstroomsnelheden geschat worden door SAR interferometrie (bijv. Rignot et al. 2008), indien de ijsdikte en de accumulatie bekend zijn. In de derde plaats kan massaverandering geschat worden op basis van zwaartekrachtmethoden (bijv. Luthcke et al. 2007).

Deze drie methoden zijn onderling niet geheel consistent in hun schattingen, hetgeen deels komt door verschillen in de tijdsperiode waarin gemeten werd en deels door op dit moment nog niet verklaarde factoren. In figuur 1.9 is een verzameling te zien van de schattingen van massaverandering en van de schatting die in het IPCC rapport gebruikt is. Uit deze figuur blijkt dat de Groenlandse ijskap halverwege de jaren negentig min of meer in balans was, maar massa begon te verliezen in de afgelopen jaren. Als we niet de voorkeur geven aan één studie of methodologie in het bijzonder, kunnen we schatten dat het ijsverlies met 14 Gt/jr^2 toeneemt. Opname van dit gegeven in de resultaten voor 2100 leidt tot een bijdrage aan de wereldgemiddelde zeespiegel van 0,19 m. De lineaire benadering is natuurlijk een ruwe methode, maar gezien het

gebrek aan consistentie in de resultaten en het gebrekkige inzicht in de betrokken processen lijkt dit toch een redelijke benadering. Opgemerkt dient te worden dat deze waarde iets boven het hoogste IPCC A1FI scenario voor Groenland ligt.

Bovengrensprojectie voor de bijdrage van de Groenlandse ijskap voor 2100

Anders dan de situatie op Antarctica, is de Groenlandse ijsuitstroom afhankelijk van de oppervlaktetemperatuur (alsook van de oceaantemperatuur bij de grondingslijnen van de kustzonegletsjers). Er is momenteel echter onvoldoende kennis over de temperatuurgevoeligheid van kustzone gletsjers en over het basale glijden. We nemen de IPCC AR4 beoordeling van het massaverlies over, en de daarmee verband houdende zeespiegelstijging, voor wat betreft afsmelting aan de oppervlakte en trage dynamische processen. We beoordelen hier opnieuw de aanvullende bijdrage van snelle dynamische processen.

- *Aanname 1.* Oppervlaktesmeltend neemt toe zodat tegen 2100 een lokale temperatuurstijging van $3+^{\circ}\text{C}$ ertoe zal leiden dat een groot deel van de oppervlakte van de ijskap te kampen zal hebben met afsmelting in de zomer, doorsijpeling naar en lubricatie van de bodem. We wijzen erop dat dit zal leiden tot een verdubbeling (Parizek en Alley, 2004) van de ijsuitstroom van 1996.
- *Aanname 2.* De uitstroom van kustzonegletsjers in het oosten en zuiden (21% van $386 \text{ km}^3 \text{ jaar}^{-1}$ uitstroom) zal geleidelijk aan verdubbelen vanaf de uitstroom van 1996 tot 2050 en vervolgens snel vertragen tot de uitstroomcijfers van 1996 wanneer de mondingen van deze gletsjers boven de zeespiegel komen te liggen. Jakobshavn en de noordelijke kustzonegletsjers (18% van $386 \text{ km}^3 \text{ jaar}^{-1}$ totale uitstroom) zullen tegen 2100 vier keer zoveel uitstroom vertonen als in 1996. Alle veranderingen zijn voor het oosten lineair genomen tot 2050 en voor het westen tot 2100.
- *Aanname 3.* De bijdrage van de oppervlakte massabalans is gebaseerd op een regressie tussen temperatuur en afsmelt en accumulatie, afgeleid uit Gregory en Huybrechts (2006). Temperatuurprofielen tot 2100 zijn geschaald met het SRES A1B scenario tot 2100 (waarbij gebruik gemaakt wordt van een polynoomfit) met een wereldwijde stijging van $+2^{\circ}\text{C}$ (beperkt) en $+6^{\circ}\text{C}$ (extreem, zie fig. 1.6). De versterking van de mondiale temperatuurstijging op Groenland wordt geschat op een factor 1,5 (Gregory & Huybrechts, 2006). De basis dynamische processen, die leiden tot de afkalvingscijfers voor 1990, worden geschat op $0,25 \text{ mm/jaar}^{-1}$ SLR te zijn (Driesschaert et al., 2007).

De daaruit voortvloeiende analyse, weergegeven in tabel 1.6, laat een extra zeespiegelstijging tegen 2100 zien door snelle ijsdynamica van $\sim 10 \text{ cm}$. Dit is geheel in overeenstemming met de suggestie in het IPCC AR4 van een opgeschaalde parameterisatie voor de snelle dynamica (van beide ijskappen) van 17 cm voor het worst-case scenario A1FI.

Tabel 1.6: Extra veranderingen in de massabalans van de Groenlandse ijskap (GIS) op basis van een plot voor snelle dynamische processen in vergelijking met de op oppervlakte massabalans gebaseerde schattingen. De temperatuurgevoeligheid van snelle processen is niet bekend, waardoor geen onzekerheid opgenomen is.

Scenario	ΔT_{atm} Groenland (globaal, in °C)	$\Delta \text{GIS} - \text{massa}$ balans (Gt/yr)	ΔMSL (m)	MSL SMB basis dynamica (m)	Totale MSL (m)
beperkt	3,0 (2,0)	-656	+0,10	0,03	0,13
zwaar	9,0 (6,0)	-656	+0,10	0,12	0,22

Bovengrensprojectie voor de bijdrage van de Groenlandse ijskap voor 2200

Op basis van dezelfde uitgangspunten als de principes die voor 2100 geformuleerd zijn, wordt de extra zeespiegelstijging door snelle ijsdynamica, zoals behandeld in paragraaf 2.2.3, geschat op +0,3 m, hetgeen in principe de volledige verdwijning van het afvoerbekken van Jakobshavn Isbrae betekent. Een verdere afname van de oppervlakte massabalans met nog eens 0,05 m in het gematigde scenario en 0,3 m in het extreme scenario lijkt mogelijk, gezien de projecties voor de eenentwintigste eeuw, waar een totale bijdrage aan de zeespiegelstijging tegen 2200 van 0,5 – 0,8 m aan wordt toegevoegd. Dit is duidelijk niets meer dan een 'educated guess' aangezien de processen te weinig bekend zijn.

5.3. Paleoklimatologisch perspectief

5.3.1. Inleiding

De huidige en verwachte toekomstige antropogene klimaatforcering ligt buiten de bandbreedte van externe forcering die de aarde heeft ondergaan gedurende het huidige interglaciale stadium, het Holoceen, dat ongeveer 11.000 jaar geleden begon. Om de omvang van het gedrag van de zeespiegel als reactie op klimaatverandering te begrijpen, is het daarom nodig verder terug te gaan in de geschiedenis van de aarde. Het laatste interglaciale stadium, is ongeveer tussen de 130.000 en 116.000 jaar geleden en dat in Europa bekend staat als het Eemien. Deze periode is om drie redenen van bijzonder belang: het is voldoende recent zodat de mogelijkheid bestaat om een meetreeks met een hoge resolutie te ontwikkelen over de veranderingen van de zeespiegel; verder lagen de temperaturen in een groot aantal delen van de wereld iets hoger dan momenteel het geval is en ijskapvolumes waren van dezelfde grootte als nu. In Europa wijzen stuifmeelgegevens erop dat de zomertemperaturen halverwege het Eemien ongeveer 2 graden hoger lagen dan nu (Kaspar et al., 2005), terwijl gegevens van ijsboringen op zowel Groenland als Antarctica wijzen op pooltemperaturen in beide halfronden van 3-5 graden hoger dan nu (Jansen et al., 2007). In dit opzicht kan het Eemien gedeeltelijk een parallel vormen voor het klimaat dat verwacht wordt volgens een scenario van minimale opwarming.

We waarschuwen dat de 'upper-end' scenario's voor de toekomstige temperatuur op aarde die in dit rapport gebruikt worden ($\Delta 4-6$ °C in 2100 ten opzichte van 1990) hoger uitkomen dan de hoogst geschatte historische temperatuur op aarde op basis van proxy data in de afgelopen 800.000 jaar (de volledige lengte van de huidige, continue meetreeks die uit ijsboringen is verkregen (Lüthi et al., 2008)). Tijdens interglaciale periodes in het Midden Pliocene, ongeveer 3,0-3,3 miljoen jaar geleden, wordt door een combinatie van proxy data (indirecte indicatoren voor klimaatvariabiliteit) en modellen erop gewezen dat de gemiddelde jaarlijkse wereldwijde oppervlaktetemperaturen ongeveer 3 graden hoger lagen dan nu (bijv. Haywood et al., 2007). De zeespiegel is voor deze periode onduidelijk, maar kan af en toe de huidige niveaus met 20 m of meer overschreden hebben (Miller et al., 2005; Billups & Schrag, 2003; Dowsett & Cronin, 1990; Wardlaw & Quinn, 1991). Het is momenteel onwaarschijnlijk dat de zeespiegelverandering voor deze periode vastgesteld kan worden.

Nog hogere temperaturen kenmerkten het Midden Mioceen, ongeveer 15 miljoen jaar geleden, terwijl wereldwijde gemiddelde temperaturen van 6 °C hoger dan nu zich waarschijnlijk niet voortdurend voordeden sinds het Midden Eoceen, ongeveer veertig miljoen jaar geleden. De zeespiegel is voor deze periodes nog slechter te bepalen, maar sommige bepalingen duiden erop dat het ijskapvolume klein was of in zijn geheel niet bestond gedurende het grootste deel van het Eoceen (bijv. Miller et al., 2005; Royer, 2006), hetgeen onder de moderne

tektonische omstandigheden zou leiden tot een wereldwijde zeespiegel van ongeveer 64 meter hoger dan nu (Lemke et al., 2007).

Deze schattingen van veranderingen in zeespiegelniveau uit het verleden betekenen echter niet dat een opwarming van 6 °C ervoor zal zorgen dat alle ijskappen smelten. Eerder zal het verdwijnen van grote delen van de huidige ijskappen, inclusief gedeeltelijke afsmelting van de ijskap van Oost-Antarctica, een plausibel gevolg zijn als deze hoge temperaturen voortduren over tijdsperiodes die vergelijkbaar zijn met astronomische klimaatvariaties (tientallen millennia). Hoewel de interglaciale periodes, het Eemien en het vroegere Pleistoceen, derhalve imperfect vergelijkingsmateriaal zijn voor toekomstige opwarming, bieden ze wel de beste gegevens die momenteel beschikbaar zijn om plausibele schattingen van ijskapsmelting onder interglaciale omstandigheden te beoordelen.

5.3.2. Direct bewijs van de ijskapomvang in het laatste interglaciaal

Directe gegevens voor de omvang van de Groenlandse ijskap (GIS) en de West-Antarctische ijskap (WAIS) gedurende het laatste interglaciaal zijn dubbelzinnig, deels omdat deze gecompliceerd wordt door afsmelting en ijsuitstroom. Koerner (1989) concludeerde op basis van gegevens van zuurstofisotopen dat het diepste ijs bij de bodem bij ijsboringen in Camp Century in het noordwesten van Groenland, en de Dye-3 boring in het zuiden van Groenland, dateert tot het laatste interglaciaal en dat sedimenten in dit ijs de groei van de Groenlandse ijskap aan het einde van het laatste interglaciaal aantonen. Gedurende het laatste interglaciaal vóór deze groei, zo concludeerde hij, moet de Groenlandse ijskap beduidend kleiner geweest zijn. Willerslev et al. (2007) droeg echter verschillende nieuwe data aan voor het diepste ijs van de Dye-3 boring, die dit ijs op 400-800 ka lijken te dateren; als deze data accuraat zijn, pleiten ze voor kleinere veranderingen in de omvang van de Groenlandse ijskap gedurende het laatste interglaciaal.

In West-Antarctica constateerde Koerner (1989) dat de sedimentologie van het diepste ijs van het laatste interglaciaal bij de Byrd ijsboring niet wees op een beduidende reductie van de WAIS. Scherer et al. (1998) vond Midden tot Laet Pleistoceen mariene kiezelwieren in diamictons uit boorgaten bij ijsstroom B, hetgeen wil zeggen dat ten minste een gedeelte van de West-Antarctische ijskap op enig moment gedurende de laatste ~750 ky ingestort was. Deze instorting kon echter niet gedateerd worden tot een specifieke interglaciale periode.

5.3.3. Meetreeksen van zuurstofisotopen van wereldwijd ijsvolume

Na correctie voor veranderingen van lokale temperatuur en zoutgehalte, levert de zuurstofisotopische samenstelling van marien carbonaat, zoals neergeslagen door foraminiferen, een meetreeks op van het wereldwijd ijsvolume, de dominante factor bij de wereldwijde zeespiegelverandering over periodes van honderden tot honderdduizenden jaren. Meetreeksen verkregen met mariene

zuurstofisotopen met een tijdsresolutie in de orde van grootte van honderden jaren zijn verzameld voor tijden zo oud als het laatste interglaciaal. Het is mogelijk een ruwe schatting van de zeespiegel te maken door er eenvoudigweg vanuit te gaan dat de samenstelling van zuurstofisotopen lineair varieert met de verandering van de zeespiegel; dit impliceert dat de zeespiegel en diepe oceaantemperaturen ook lineair variëren. (Waelbroeck et al. (2002) en Bintanja et al. (2005) toonden aan dat deze veronderstelling gedurende deglaciaties in sommige gevallen redelijk accuraat kan zijn, maar ook kan leiden tot een overschatting van de zeespiegel gedurende deglaciaties, en tot veel voorkomende onderschatting ervan gedurende glaciaties.)

Van bijzonder belang zijn gegevens van de zeespiegelstijging gedurende periodes waarin de zeespiegel minder dan een paar meter van de huidige zeespiegel verschilde, hetgeen ijskappen impliceert met volumes die vergelijkbaar zijn met die van de ijskappen van nu (zie tabel 1.7). Zelfs als dit ijsvolume werd bereikt door een andere combinatie van ijskapsmelting dan in het laatste interglaciaal (bijv. door smelting van de Groenlandse ijskap of de West-Antarctische ijskap terwijl een belangrijk deel van de Noord-Amerikaanse of Scandinavische ijskap bleef bestaan), dan nog zouden de overige ijskappen noodzakelijkerwijs van een schaal moeten zijn die vergelijkbaar is met de moderne Groenlandse ijskap of West-Antarctische ijskap, in plaats van met de enorme continentale ijskappen van de glaciële maxima, en waarschijnlijk een vergelijkbaar dynamisch gedrag aan de dag leggen.

Lisiecki en Raymo (2005) verzamelden 57 wereldwijd verspreide curven van zuurstofisotopen in benthische foraminiferen (de LR04 stack) om een rapport met een resolutie van ongeveer 1000 jaar op te stellen. Schattingen van de zeespiegel die afgeleid zijn door uit te gaan van een maximum zeespiegel in het laatste glaciaal van -125 ± 12 m (bijv. Peltier, 2004) zijn weergegeven in figuren 1.10 en 1.11. Het ouderdomsmodel voor LR04 is afgestemd op het GRIP ijsboringrapport tot 120 ka, en we gebruiken dit model om de andere rapporten die daarin besproken worden, op elkaar af te stemmen. Ook wordt in figuur 1.10 een zeespiegelcurve weergegeven die afgeleid is d.m.v. dezelfde procedure uit één bepaalde set gegevens met een hoge resolutie van benthische foraminiferen, de MD95-2042 boring van de Iberische Marge op 3,1 km diepte (Shackleton et al., 2000).

Met de reserves die eerder genoemd zijn in het achterhoofd gehouden, ondersteunen beide rapporten de theorie van een wereldwijde zeespiegel in het laatste interglaciaal die hoger is dan de huidige zeespiegel. De LR04 stack duidt ook op een korte terugval in het midden van de hoogste zeespiegelstand, op ongeveer 124 ka.

De LR04 stack geeft aan dat de zeespiegel gedurende de eerste deglaciële stijging van $-9,5 \pm 6,8$ m tot $4,7 \pm 5,4$ m steeg met $1,4 \pm 1,2$ m/eeuw gedurende ongeveer één millennium. Na een mogelijke terugval halverwege het Eemien, steeg de zeespiegel met $1,1 \pm 1,0$ m/eeuw gedurende ongeveer één

millennium. Het MD95-2042 rapport wijst op een vergelijkbare mate van deglaciale zeespiegelstijging, ongeveer $1,1 \pm 1,1$ m/eeuw gedurende één millennium toen de zeespiegel steeg van $1,1 \pm 5,5$ m tot $13,8 \pm 5,5$ m.

5.3.4. Rapporten over de lokale zeespiegel

De lokale zeespiegel is niet op een eenvoudige manier afhankelijk van het watervolume in de wereldoceaan. Hij wordt gecompliceerd door een aantal factoren zoals gravitatie en isostatische effecten op de ijskappen, alsook de lokale samendrukking van sedimenten en tektoniek. Mariene zuurstofisotopen kunnen aangeven dat het wereldwijde ijsvolume lager was gedurende het Eemien, maar kunnen de bron van afsmelt niet aanwijzen. Om dat te doen, en ook om "ground truth" controles te bieden voor wereldwijde zeespiegelhoogtes op basis van de meetreeksen die met zuurstofisotopen zijn verkregen, is het nodig om reeksen van vroegere lokale zeespiegelhoogtes te gebruiken. Deze reeksen bestaan in verschillende vormen. Op subtropische en tropische plaatsen biedt het hoogste punt van fossiele koraalriffen, die groeien tot binnen een paar meter van de lokale zeespiegel, een indicatie van wat mogelijk is. Getijdeaafzettingen, zoals strandzand, vormen een andere bron. Golven en biologische activiteit kunnen inhammen nabij de zeespiegel wegspoelen. Andere sedimentaire indicatoren hebben kenmerken die sublitorale afzetting of zoetwaterafzetting doen vermoeden, en de fossiele overblijfselen van foraminiferen en kiezelwieren kunnen extra informatie over de paleodiepte opleveren.

Voor de hele geschiedenis van de aarde is accurate datering essentieel voor de interpretatie. Ver van het Eemien bevatten de meeste dateringstechnieken, inclusief elektronenspinresonantie, aminozuurracemisatie en thermoluminescentie-datering, fouten van vele duizenden jaren.

Uranium/thorium radiometrische datering van biogeen carbonaat is de meest exacte beschikbare techniek, maar een recent onderzoek wijst erop dat de precisie van U/Th-data vaak overschat wordt in de literatuur (Scholz en Mangini, 2007), en hoewel genoemde fouten maar een paar honderd jaar kunnen zijn (bijv. Thompson en Goldstein, 2005) in de literatuur, geven diagenetische effecten aanleiding om aan te nemen dat de verschillen tussen schatting en daadwerkelijke leeftijd in de meeste monsters ten minste een paar duizend jaar kunnen bedragen. Ten gevolge daarvan zijn slechts enkele individuele meetreeksen van de zeespiegel in het Pleistoceen geschikt voor de beoordeling van de mate waarin de zeespiegel verandert.

Deze gebrekkige tijdsresolutie maakt het ook moeilijker om de mondiale zeespiegel te beoordelen op basis van meetreeksen van lokale zeespiegels. Hoewel talloze indicatoren een zeespiegel suggereren van 2-6 m boven het huidige niveau (bijv. Hearty et al., 2007; Cronin et al., 1981; Chen et al., 1991; Schellmann en Radtke, 2004) en misschien nog hoger (Hearty et al., 2007), toonden Lambeck en Nakada (1992) aan dat het mogelijk was om lokale hoogstanden van 3-5 m te genereren op basis van zwaartekracht- en

isostatische effecten, ook als het totale ijsvolume nooit onder de huidige waarde kwam. Desalniettemin zijn er ten minste twee meetreeksen van de lokale zeespiegel in het Eemien met een tijdsresolutie die hoog genoeg is om een indicatie te bieden voor de zeespiegelstijging: de meetreeks van de Rode Zee (Rohling et al., 2008) en een Nederlandse meetreeks die in hoofdzaak gebaseerd was op het werk van Zagwijn (1983) (zie figuren 1.10 en 1.11).

De Rode Zee reeks is een meetreeks verkregen met zuurstofisotopen in planktonische foraminiferen, maar dan met gebruikmaking van de bijzondere hydrologie van de Rode Zee (Siddall et al., 2003) en is daarom in essentie een lokaal meetreeks van de zeespiegel in de Straat Bab el Mandab. De Rode Zee bevindt zich ver genoeg van alle grote smeltwaterbronnen, zodat zwaartekrachtseffecten minimale lokale afwijkingen van de mondiale gemiddelde zeespiegel veroorzaken (Clark et al., 2002; Mitrovica et al., 2001). Door gebruik te maken van een hydrologisch model, stelden Rohling et al. (2008) een zeespiegelmeetreeks op met een tijdsresolutie van ~ 300 jaar waarbij ze gebruik maakten van de zuurstofisotopengegevens van de twee boringen in de Rode Zee. Wanneer we de gegevens van Rohling et al. (2008) op één lijn brengen met het ouderdomsmodel van Lisiecki en Raymo (2005) geeft dat een zeespiegelstijging van ongeveer $1,4 \pm 0,9$ m per eeuw, die gedurende ongeveer één millennium aanhield, gedurende de laatste deglaciale stijging van $\sim -3,1 \pm 4,2$ m tot $\sim 9,4 \pm 4,2$ m. In periodes met een variërende zeespiegel in de interglaciale periode, steeg de zeespiegel met $0,9 \pm 1,1$ m per eeuw gedurende ongeveer zes eeuwen. (Rohling et al. (2008) gebruiken een ander ouderdomsmodel voor het laatste interglaciaal, gebaseerd op U/Th-data van koraalriffen van Barbados; als hun ouderdomsmodel juist is, zijn de wereldwijde cijfers en de cijfers voor de Rode Zee 45% hoger dan hier gerapporteerd is.)

De Nederlandse Eemien zeespiegelmeetreeks van Zagwijn (1983) is gebaseerd op sedimentologische en micropaleontologische gegevens uit talloze boringen in de bekken van Amsterdam en Amersfoort, alsook boringen langs de kust van Noord-Holland, in Friesland en in de Noordzee. Zeespiegelindicatoren bij deze boringen werden verstrekt door faciesovergangen waaruit, bijvoorbeeld, de infiltratie van zeewater in een zoetwatermeer of de maximale ophoging van klei in een zoutmoerasomgeving bleken. Relatieve leeftijdsgrenzen werden verstrekt door karakteristieke Eemien stuifmeelzones, waarvan vele een relatief hoge precisie hebben, gebaseerd op de telling van bezinksellagen in een jaarlijks gelaagde laagveen kiezelgoer in het noordwesten van Duitsland (Zagwijn, 1996). We schatten de absolute leeftijden van deze relatieve leeftijden door de zeespiegelcurve te leggen naast de mondiale zuurstofisotopengegevens. De gegevens van Zagwijn, in combinatie met bezinkselschattingen van Kooi et al. (1998) wijzen erop dat een maximale lokale zeespiegel van 0 ± 5 m werd bereikt in Nederland tussen $\sim 126,4$ tot $\sim 122,8$ ka. De zeespiegel steeg tot dit niveau van $\sim -38 \pm 5$ m tijdens ~ 128 ka, waarbij een toename plaats vond van ongeveer $\sim 2,4 \pm 0,9$ m per eeuw voor de eerste ~ 10 eeuwen. Voor de overige stijging, van $\sim -14 \pm 5$ m tot $\sim 0 \pm 0,5$ m, wijzen de Nederlandse gegevens op een

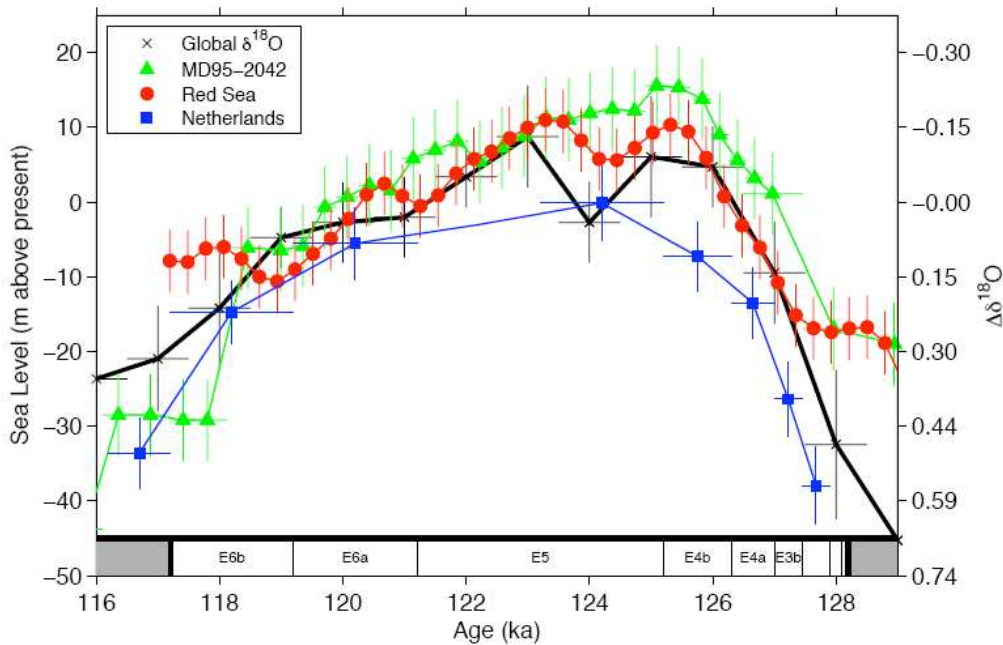
gemiddelde stijging van $0,6 \pm 0,2$ m per eeuw over een periode van ongeveer 2500 jaar; de tijdsresolutie gedurende deze periode is echter helaas nog veel slechter dan tijdens de eerste periode. Huidige data geven geen zeespiegelvariëaties binnen de piek van het laatste interglaciaal, en het is belangrijk om te benadrukken dat de stijging van 0,6 meter per eeuw een gemiddeld cijfer is over een uitgestrekte periode, en dat aanzienlijk snellere variëaties niet uitgesloten zijn. Zo op het eerste gezicht wijzen deze resultaten er echter op dat de zeespiegel halverwege het Eemien in Nederland langzamer is gestegen dan het mondiale gemiddelde, hetgeen waarschijnlijk te maken heeft met zwaartekracht- en isostatische effecten in verband met de nabijheid van smeltende ijskappen op het noordelijk halfrond.

5.3.5. Conclusies

De mondiale zeespiegelgegevens die afgeleid werden uit zuurstofisotopen en de lokale gegevens van de Rode Zee wijzen erop dat de mondiale zeespiegelstijging $1,2 \pm 0,5$ m/eeuw bedroeg gedurende intervallen binnen het laatste interglaciaal toen ijskappen van de schaal van de huidige Groenlandse en West-Antarctische ijskappen de enige contribuënten aan smeltwater waren (zie tabel 1.7). Onder een alternatief ouderdomsmodel voor het laatste interglaciaal, kan de stijging maar liefst $1,7 \pm 0,7$ m/eeuw zijn. De paleoklimatische meetreeks beschikt niet over voldoende tijdsresolutie om de mogelijkheid uit te sluiten dat de mondiale zeespiegelstijging deze waarden overschreed gedurende periodes van minder dan ~ 3 eeuwen, noch kan uit de gegevens opgemaakt worden hoe lang het duurt om deze toename te bereiken, startend in een interval van minimale zeespiegelstijging. De veranderingen in de zeespiegelstijging die opgemerkt zijn in de Rode Zee meetreeks wijzen er echter wel op dat het begin van een snelle zeespiegelstijging kan plaatsvinden binnen het tijdsinterval van ~ 3 eeuwen die gehanteerd is in dat rapport, en dat deze stijging nog veel sneller zou kunnen plaatsvinden. Voor een maximale schatting zouden we daarom kunnen oordelen dat een snelle mondiale zeespiegelstijging van $\sim 1,7$ m/eeuw zouden kunnen beginnen op een decadale tijdschaal (het is giswerk te bepalen hoe snel deze overgang zou kunnen plaatsvinden), waarmee zeespiegelniveaus behaald worden van $\sim +50$ cm in 2050, $\sim +1,4$ m in 2100 en $\sim +3,1$ m in 2200. (Het alternatieve ouderdomsmodel voor het laatste interglaciaal levert een maximale schatting op van $\sim 2,4$ m/eeuw, met zeeniveaus van $\sim +70$ cm in 2050, $\sim +1,9$ m in 2100 en $\sim +4,3$ m in 2200.) Gezien het feit dat temperaturen in de laatste helft van deze eeuw de grenswaarden van het Pleistoceen zullen overschreiden, kunnen nog snellere stijgingen mogelijk zijn maar deze kunnen niet opgemaakt worden uit dit paleoklimatische meetreeksen.

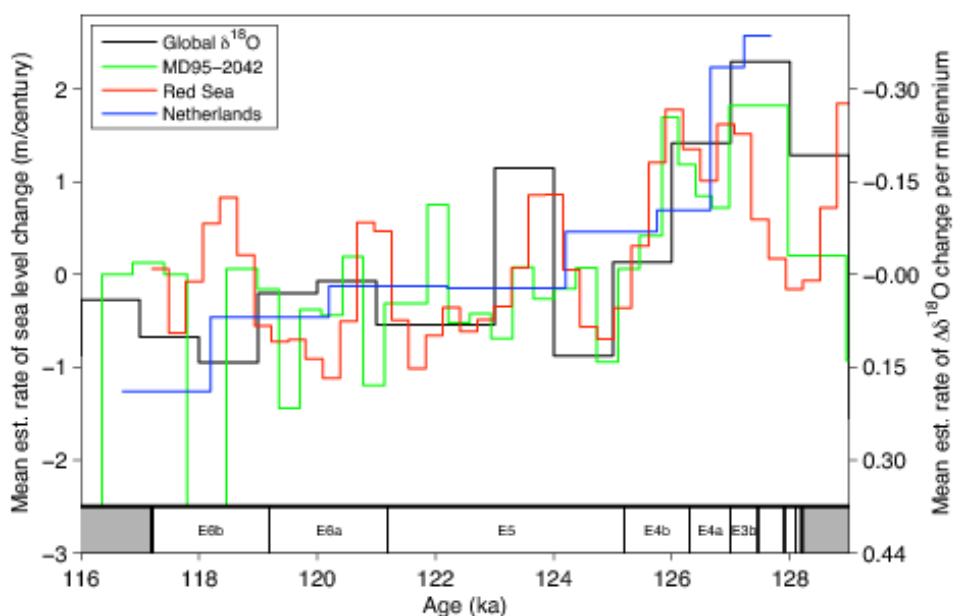
Tabel 1.7: Paleoklimatische schattingen van cijfers van zeespiegelstijging gedurende intervallen nabij moderne waarden

Gegevens	Tijd (ka)	Cijfer (m/eeuw)	Zeespiegel van	Stijging (m) tot	Duur	Onderzoeks-interval
LR04	127-126	$1,4 \pm 1,2$	$-9,5 \pm 6,8$	$4,7 \pm 5,4$	$1,0 \pm 0,7$ ky	~ 1 ky
	124-123	$1,1 \pm 1,0$	$-2,7 \pm 5,4$	$8,8 \pm 6,8$	$1,0 \pm 0,7$ ky	~ 1 ky
MD95-2042	127-126	$1,1 \pm 1,1$	$1,1 \pm 5,5$	$13,8 \pm 5,5$	$1,1 \pm 0,5$ ky - 0,2 ky	~ 300 y
Rode Zee	127-126	$1,4 \pm 0,9$	$-3,1 \pm 4,2$	$9,4 \pm 4,2$	970 ± 130 y	~ 300 y
	124	$0,9 \pm 1,1$	$5,8 \pm 4,2$	$10,8 \pm 4,2$	580 ± 130 y	~ 300 y
Nederland	126-124	$0,5 \pm 0,2$	$-7,2 \pm 4,6$	$-0,1 \pm 0,5$	$1,6 \pm 1,1$ ky	$\sim 1,6$ ky



Figuur 1.10: Laatste interglaciaal lokale zeespiegelmeetreeks van de Rode Zee (Rohling et al., 2008) en de Nederlandse meetreeks (Zagwijn, 1983) in vergelijking met mondiale zeespiegelgegevens op basis van curven van zuurstofisotopen in benthische foraminiferen van Lisiecki en Raymo (2005) en de curve met een hoge resolutie van zuurstofisotopen in benthische foraminiferen op basis van de Iberische boring MD95-2042 (Shackleton et al., 2000). Jaren in ky(kilo years/*1000). De Rode Zee curve is het gemiddelde van de KL-11 en KL-09 boringen, gefilterd met een Gaussisch filter van 290 jaar. De onregelmatigheden van de MD95-2042 curve zijn weggenomen met een 700-

jaar Gaussisch filter en het ouderdomsmodel is enigszins aangepast (met < 1500 jaar) op basis van dat van Shackleton et al. (2000) om overeen te komen met LR04. Zeespiegemeetreeksen werden afgeleid uit de curven van benthische zuurstofisotopen door lineaire schaling tot 125 m zeespiegelverandering van het huidige tot het laatste glaciaal maximum (bijv. Peltier, 2004). De afwijkingen van zuurstofisotopen van moderne waarden zijn weergegeven op de rechter y-as. In vergelijking met het originele Rohling et al. (2008) ouderdomsmodel is de Rode Zee meetreeks in de tijd met 45% verlengd en is de korte terugval halverwege het Eemien gecentreerd van 122,3 tot 124,3 ka om overeen te komen met het ouderdomsmodel van Lisiecki en Raymo (2005). De verticale foutbalken gelden voor de curven van de Rode Zee en de benthische zuurstofisotopen en zijn in hoofdzaak afgeleid van een reeks plausibele bezinkselcijfers voor de Nederlandse meetreeks (Kooi et al., 1998). De duur van de Eemien stuifmeelzones (aangegeven langs de onderzijde) die gebruikt is voor de datering van de Nederlandse meetreeks is overgenomen uit het rapport van Zagwijn (1996) en zodanig in de tijd geplaatst dat de Nederlandse meetreeks overeenkomt met de curve van Lisiecki en Raymo (2005). De Nederlandse E5-hoogstand wordt verondersteld plaats te hebben gevonden gedurende de eerste helft van E5 gebaseerd op de relatieve positie van de maximum overstromingsoppervlakte binnen de Amsterdam-Terminal boring (van Leeuwen et al., 2000). De gegevens van Zagwijn (1983) zijn aangepast voor lange-termijn isostatische bezinksel, tektoniek en compactie door gebruik te maken van de uit backstripping afgeleide Quaternary schattingen van Kooi et al. (1998), met een totaal van ongeveer 60 ± 40 mm/ky bezinksel voor het Eemien.



Figuur 1.11: Gemiddelde zeespiegelstijging geschat op basis van zeespiegelgegevens die weergegeven zijn in figuur 1.10.

Appendix I: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel

Om de bijdrage van de wereldgemiddelde thermische uitzetting semi-empirisch te schatten, wordt uitgegaan van een lineaire relatie tussen thermosterische zeespiegelstijging en de atmosfeertemperatuur:

$$dT_{SG}/dt = SLS \Delta T_{atm}$$

waarbij dT_{SG}/dt de wereldgemiddelde thermische uitzetting, ΔT_{atm} de stijging van de atmosfeertemperatuur sinds pre-industriële tijden, en SLS de thermosterische 'zeespiegelsensitiviteit' (in mm/yr/K) is. Schattingen van de gevoeligheid van de zeespiegel kunnen op verschillende manieren verkregen worden.

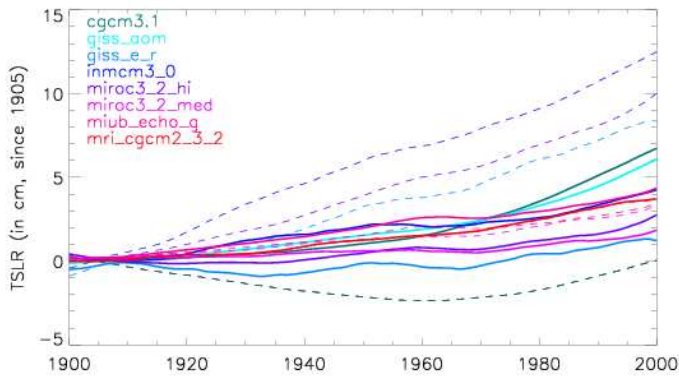
SLS op basis van klimaatmodelsimulaties

Twintigste eeuw simulaties van wereldgemiddelde thermische uitzetting (en de bijbehorende pre-industriële controleruns vereist voor klimaatdriftcorrectie) zijn geanalyseerd op basis van acht klimaatmodellen (Meehl et al., 2007b). De gecorrigeerde (doorgetrokken lijn) en niet-gecorrigeerde (stippellijn) tijdreeksen zijn weergegeven in figuur 1.12. Alle veranderingen zijn weergegeven ten opzichte van het jaar 1905. Opgemerkt dient te worden dat veel twintigste eeuw modelsimulaties een drift in zeespiegelhoogte vertonen tot tien centimeter per eeuw, hetgeen in wezen groter is dan de wereldgemiddelde thermische uitzetting (TSG) die na driftcorrectie blijft staan (zie fig. 1.12). Dit is een belangrijk voorbehoud bij de modelsimulaties. Het wijst op een grote imbalance in delen van de (diepe) oceaan, die waarschijnlijk op een andere manier dan in de controlerun van invloed zal zijn op de warmteopname van de oceaan in een opwarmingsscenario. Er wordt in geen geval gegarandeerd dat het eenvoudigweg aftrekken van de drift die bepaald is op basis van een controlerun een goede aanpassing is voor dit fundamentele (en waarschijnlijke niet-lineaire) tekort. Een lineaire fit van het cijfer voor wereldgemiddelde thermische uitzetting dT_{SG}/dt (10-jaar filtering toegepast) en de gesimuleerde temperatuurstijging ΔT_{atm} levert zeer modelafhankelijke resultaten op (zie fig. 1.13). Afzonderlijke fits voor elk model leveren een bereik van SLS op van 2,3 mm/yr/K tot SLS=0,3 mm/yr/K (zie tabel 1.5). De SLS kan ook geanalyseerd worden op basis van de beschikbare eenentwintigste eeuw simulaties van de wereldgemiddelde thermische uitzetting (zie paragraaf 5.2.1.10 voor details over de dataset). Wederom blijkt de SLS zeer modelafhankelijk te zijn, variërend van SLS=2,2 mm/yr/K tot SLS=0,4 mm/yr/K (zie tabel 1.8, fig. 1.13). Tabel 1.5 geeft aan dat de waarde voor de SLS constant is in de tijd voor de meeste modellen. Uitzonderingen zijn cgcm3.1 en miroc_hi. Met name laatstgenoemde model vertoont een grote reductie in de SLS.

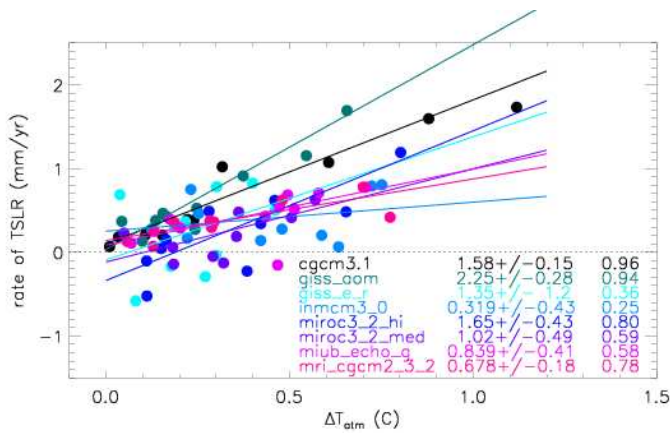
De gemiddelde waarde van de acht modellen wordt gebruikt voor de centrale schatting voor de op modellen gebaseerde SLS op basis van zowel de twintigste eeuw als de eenentwintigste eeuw klimaatmodel simulaties (zie tabel 1.8). De grote spreiding is een indicatie dat modelonzekerheden (en mogelijk systematische modelfouten) groot zijn in vergelijking met de willekeurige fouten van de individuele fits. De onzekerheid in de SLS wordt daarom geschat als 1,3 keer de standaardafwijking van de modelspreiding in SLS zodat het 10-90% beslaat (uitgaande van een Gaussische verdeling). Op deze manier berekend levert de op modellen gebaseerde schatting voor SLS voor de twintigste eeuw het volgende op: $SLS = 1,2 \pm 0,8$ mm/yr/K. De op modellen gebaseerde schatting voor de SLS voor de eenentwintigste eeuw geeft dan $SLS = 1,0 \pm 0,7$ mm/yr/K, iets minder dan verkregen uit de model simulaties voor de twintigste eeuw. Aangezien de semi-empirische benadering specifiek ontworpen was voor huidige opwaartse trends (zie paragraaf 5.2.1.1), zullen berekeningen van de SLS gebaseerd op eenentwintigste eeuw modelgegevens naar verwachting betrouwbaarder zijn dan de berekeningen die verkregen werden voor de twintigste eeuw.

Gevoeligheid van de zeespiegel op basis van hydrografische waarnemingen

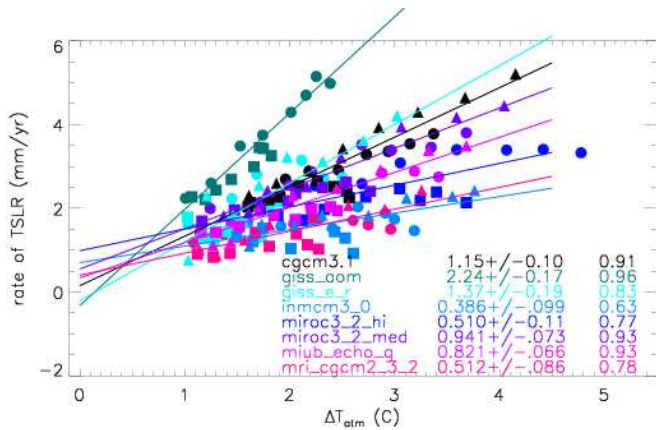
Domingues et al. (2008) construeerden tijdreeksen voor de wereldgemiddelde thermische uitzetting van 1950-2003 (waarbij o.a. rekening werd gehouden met recentelijk ontdekte instrumentele fouten), voor diepten van 0-300 m en 0-700 m. Door gebruik te maken van deze tijdreeksen en de waargenomen wereldgemiddelde atmosfeertemperatuur berekenden zij een op waarnemingen gebaseerde thermosterische zeespiegelstijging voor de tweede helft van de twintigste eeuw. De resultaten daarvan zijn weergegeven in figuur 1.14 voor tijdreeksen van thermische uitzetting voor voornoemde twee diepten, alsook voor twee verschillende temperatuurtijdreeksen. De SLS die op deze manier verkregen werd, was 1,76 mm/yr/K (gemiddelde waarde voor 0-300 m) en $SLS = 1,67$ mm/yr/K (0-700 m). Een schatting met betrekking tot de onzekerheid van deze getallen voor SLS is niet officieel beoordeeld, maar de verwachting is dat deze onzekerheid substantieel is, te oordelen op basis van fig. 1.15. Voor de twintigste eeuw worden de veranderingen in zowel dT_{SG}/dt als ΔT_{atm} gedomineerd door natuurlijke variabiliteit. Voor deze processen is het bestaan van een duidelijke lineaire relatie tussen dT_{SG}/dt en ΔT_{atm} minder waarschijnlijk dan voor een broeikasgeforceerd scenario zoals dat geprojecteerd wordt door klimaatmodellen voor de eenentwintigste eeuw (zie paragraaf 5.2.1.1). De op waarnemingen gebaseerde SLS wordt verkregen op basis van uitsluitend de hoogste oceaantemperaturen, omdat er niet genoeg gegevens beschikbaar zijn om de SLS over de volledige oceaandiepte met vertrouwen te beoordelen. Ten gevolge daarvan zullen de resulterende projecties voor 2100 ook groter zijn dan de projecties die gebaseerd zijn op klimaatmodelsimulaties voor de volledige oceaandiepte.



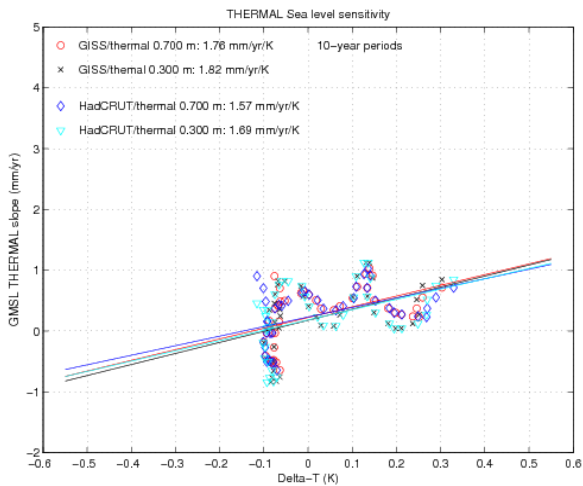
Figuur 1.12: 20ste eeuw simulaties van de wereldgem. thermische uitzetting (doorgetrokken lijn: drift gecorrigeerde gegevens; stippellijn: originele, niet-gecorrigeerde gegevens)



Figuur 1.13: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van 20ste eeuw simulaties weergegeven in fig. 1.12



Figuur 1.14: Thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van eenentwintigste eeuw simulaties.



Figuur 1.15: Waargenomen cijfer van thermische uitzetting als een functie van temperatuurstijging, en fits voor thermosterische gevoeligheid van de zeespiegel op basis van waarnemingen (met dank aan Catia Domingues, CSIRO)

Tabel 1.8: Gevoeligheid van de zeespiegel voor de twintigste eeuw en eenentwintigste eeuw op basis van modelsimulaties

model	SLS twintigste eeuw (mm/yr/K)	SLS eenentwintigste eeuw (mm/yr/K)
cgcm3.1	1,6	1,2
Giss_aom	2,3	2,2
Giss_e_r	1,4	1,4
inmcm3_0	0,32	0,39
miroc3_2_hi	1,7	0,51
miroc3_2_med	1,0	0,94
miub_echo_g	0,84	0,82
mri_cgcm2_3_2	0,68	0,51
Gemiddelde (1,3 x standaard afwijking)	1,2 (0,8)	1,0 (0,7)

Appendix II: Instabiliteit van mariene ijskappen

Er bestaat reeds lange tijd bezorgdheid dat ijskappen die zich bevinden op een rots onder zeeniveau, waarvan de bodem van de rand naar het binnenste schuin afloopt, in essentie onstabiele systemen zijn. Deze ijskappen worden 'mariene ijskappen' genoemd, en men is momenteel nog steeds bezig om te bepalen of de theorieën met betrekking tot hun potentiële instabiliteit inderdaad juist zijn. In essentie houdt de theorie van de instabiliteit van mariene ijskappen in dat een kleine landinwaartse migratie van de grondingslijn van de ijskap²³ zou leiden tot een versnelling van de ijsstroom uit de ijskap. Dit zou betekenen dat de balans tussen de aanvoer naar de ijskap toe (voornamelijk door sneeuwval) onvoldoende zou zijn om het verlies van de ijskap te compenseren (door smelting in de oceanen en ijsbergafkalving, zie figuur 1.16), waardoor een verdere migratie van de grondingslijn landinwaarts veroorzaakt wordt en het effect verder verergerd wordt. De mogelijkheid bestaat dat deze positieve terugkoppeling leidt tot een versnelde 'instorting' van de ijskap, wat alleen een halt toegeroepen wordt wanneer de zich terugtrekkende ijskap weer een stijgende bodemhelling tegenkomt. Er is nog niet veel inzicht over de tijdschaal waarop een dergelijke instorting zich zou kunnen voordoen, maar voor grote delen van de ijskap zou deze waarschijnlijk zou de instorting een tijdbestek van eeuwen vergen.

Op dit moment zijn nog een aantal voorbeelden van mariene ijskappen op aarde over. De grootste van die ijskappen beslaan het grootste deel van West-Antarctica, hoewel enkele gletsjers op Oost-Antarctica ook grote opvangbekkens onder zeeniveau hebben. In Groenland is er slechts één gletsjerbekken, dat van Jacobshavns Isbrae (gletsjer), dat een vergelijkbare vooruitstekende landinwaartse helling blijkt te hebben, en mogelijk het instabiliteitsmechanisme van de mariene ijskap zou kunnen vertonen. Een vergelijking van de subglaciale topografie van elk van deze bekkens (zie figuur 1.17), alsook recente waarnemingen van veranderingen in het ijs, wijzen erop dat de sterkste landinwaartse bodemhelling, en waarschijnlijk de sterkste tendens naar instabiliteit, bestaat in dat deel van de West-Antarctische ijskap dat uitmondt in de Amundsen Zee – de zogenoemde Amundsen Sea Embayment (ASE). Tot dusver is het meeste onderzoek met betrekking tot de stabiliteit van mariene ijskappen gefocust geweest op de ASE, en daarom, niettegenstaande de overige gebieden waar zich mariene ijskappen bevinden zoals hierboven geïdentificeerd, is de volgende discussie ook gericht op dit gebied.

²³ De bodemlijn of 'grounding line' – dit is het punt waar de ijsstrooming vanuit de ijskap naar de oceaan begint te drijven.

Recente ontwikkelingen in het inzicht in de instabiliteit van mariene ijskappen

Een kleine groep glaciologen die in het jaar 2000 onderzoek verrichtten, waren collectief de mening toegedaan dat er binnen de komende 200 jaar een kans van 30% is dat de West-Antarctische ijskap instort, wat een zeespiegelstijging zou veroorzaken met een snelheid van 2 mm per jaar, en dat er een kans van 5% is dat dit zou bijdragen aan snelheden van meer dan 1 cm per jaar.

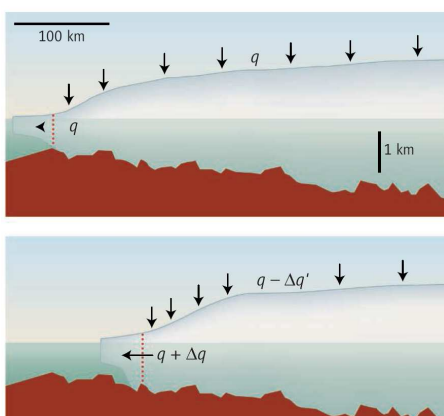
Sinds het bekend raken van deze opvatting, is grote wetenschappelijke vooruitgang geboekt in het waarnemen van de West-Antarctische ijskap, maar het is moeilijk voor te stellen dat dit verbeterde inzicht ook maar enigszins het risico zou kunnen verminderen dat toentertijd door de deskundigen geformuleerd werd. Daarentegen hebben bepaalde waarnemingen opnieuw de bezorgdheid aangewakkerd over de stabiliteit van mariene ijskappen in het algemeen en die van de West-Antarctische ijskap in het bijzonder:

- Het is nu duidelijk dat de stroming van landinwaartse ijskappen beïnvloed kan worden door het verlies van drijvende ijsplaten (bijv. Jacobshavn en Larsen B/C), hetgeen het idee ondersteunt dat de stabiliteit van mariene ijskappen enigszins afhankelijk is van hun drijvende ijsplaten. De terugtrekking van verschillende ijsplaten langs het Antarctisch schiereiland levert sterke indicaties op dat deze kwetsbaar zijn voor de opwarming van de atmosfeer en de oceaan. Bovendien is nu bekend dat de ijsplaten rond de ASE afsmelten en zelfs al meerdere decennia aan het afsmelten zijn.
- De voortdurende versnelling van de afname in dikte van ijskappen en de versnelde gletsjeruitstroom in de Amundsen Sea Embayment (ASE) van West-Antarctica kan niet langer verklaard worden als zijnde een gevolg van een paar jaar ongewoon lage sneeuwvalcijfers, zoals dat nog wel mogelijk was toen de eerste rapporten verschenen. Het is nu duidelijk dat de afname van dit hele deel van de ijskap voortvloeit uit gletsjerversnelling.
- Voor ten minste één gletsjer (de Pine Island Glacier) in de ASE zijn inmiddels alle onderdelen van de positieve terugkoppeling, die naar verwachting zal leiden tot instorting van een mariene ijskap, al waargenomen: afsmelting van drijvende ijsplaten en terugtrekking, gletsjerversnelling, terugtrekking van de grondingslijn en landinwaarts dunner worden van de gletsjer.
- Tenslotte: door recente verbeteringen in de numerieke analyse van de stabiliteit van mariene ijskappen, die door veel modelontwerpers als een doorbraak wordt gezien, groeit de vroegere bezorgdheid dat mariene ijskappen inherent instabiel zouden kunnen zijn.

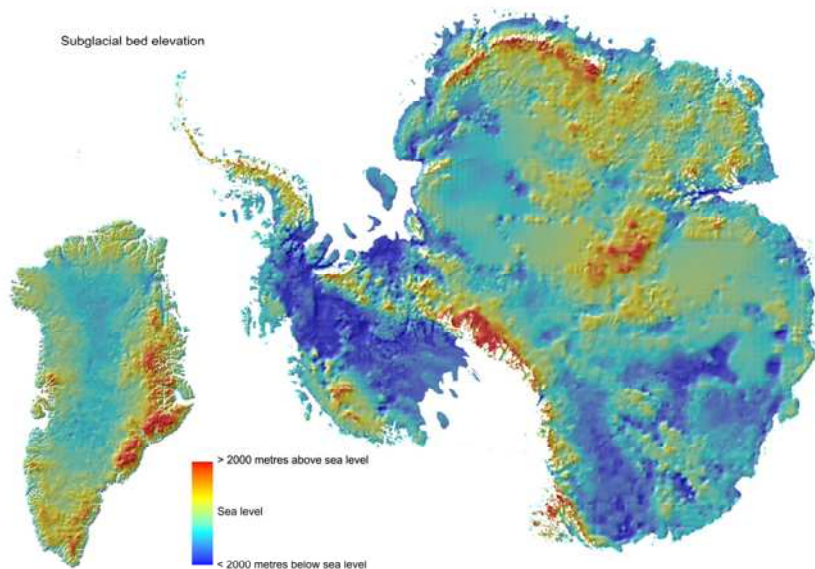
Alles bij elkaar bieden deze waarnemingen ondersteuning voor de mening dat de West-Antarctische ijskap een belangrijk deel van zijn massa kan verliezen op een tijdschaal die relevant kan zijn voor kustplanning. Het lijkt heel goed mogelijk dat de ASE vroege tekenen vertoont van het begin van een fase van

grootschalige terugtrekking – gletsjerversnelling, terugtrekking van de grondingslijn en afname van de dikte van de ijskap, die zich op sommige plaatsen tot over honderden kilometers uitstrekt. Er zijn echter ook redenen te geloven dat het proces niet de gehele West-Antarctische ijskap betreft. Het is nu duidelijk dat van de drie belangrijkste gebieden van uitstroom in West-Antarctica alleen de ASE momenteel tekenen van terugtrekking vertoont. Uitstroom in de delen van de West-Antarctische ijskap die de Ronne/Filchner en Ross ijsplaten voeden, blijkt dichtbij de balans tussen winst en verlies te liggen; in sommige regio's wordt het ijs zelfs dikker. Alleen de ASE vertoont nog steeds een grote afname, versnelling en terugtrekking van de grondingslijn die geïnterpreteerd kunnen worden als het allereerste begin van een instorting. Met deze waarneming zouden we onze bezorgdheid in elk geval tot en met 2100 kunnen beperken tot alleen dit gebied. Uit gedetailleerde metingen vanuit de lucht van het ASE-gebied blijkt hoeveel ijs in de gevarezone ligt. Het lijkt erop dat een totaal van ~75 cm mondiale zeespiegelstijgingequivalent is opgeslagen in de twee belangrijkste gletsjers in dit gebied (Pine Island en Thwaites gletsjers).

Uit figuur 1.17, die een samenvatting geeft van recente schattingen van massaverandering in de ASE, blijken de redenen voor recente bezorgdheid. De snelheid van de verandering levert een aanzienlijke bijdrage aan de zeespiegelstijging (~ 3 cm per eeuw) en neemt nog steeds toe. Bestudering van dat traject geeft meer inzicht in de moeilijkheden die de projectie van de veranderingen omgeven, zelfs voor een korte periode van slechts één decennium (laat staan één eeuw) in de toekomst. Samenvattend kan gezegd worden dat de bezorgdheid over een potentiële instorting van de ASE nu door meer waarnemingen ondersteund wordt dan toen de risicoanalyse van Vaughan en Spouge werd uitgevoerd. Inderdaad blijken er weinig waarnemingen te zijn waaruit zou blijken dat deze risicoschattingen nu gereduceerd zouden kunnen worden. De imbalance in de ASE draagt momenteel echter slechts bij aan een zeespiegelstijging van 3 cm / eeuw. Dit is belangrijk, aangezien dit inhoudt dat alle scenario's die we ontwikkelen voor de periode tot 2100 rekening moeten houden met het feit dat de bijdrage van de ASE begint met een laag oorspronkelijk cijfer.



Figuur 1.16: Mariene ijskappen, zoals de Amundsen Sea Embayment van de West-Antarctische ijskap, bevatten een uniek potentieel voor snelle terugtrekking, vaak aangeduid als instorting. In het bovenste gedeelte is de ijskap in evenwicht; de instroming door sneeuwval (q) is in balans met de uitstroom. Een kleine terugtrekking (onderste gedeelte) zal zorgen voor veranderingen in zowel de in- als de uitstroom. Als deze veranderingen zich zodanig gedragen dat verdere terugtrekking bevordert wordt, is de ijsrand instabiel en kan deze snel landinwaarts terugtrekken. De meest recente analyses wijzen erop dat de uitstroom verhoogd wordt als de diepte van de bodem op het punt van drijven toeneemt, en dat dit over het algemeen een onstabiel systeem is. (Afbeelding met dank aan Science)



Figuur 1.17: Bodemverhoging voor de delen aan de grond van de Groenlandse en Antarctische ijskappen. Dit toont de grotere gebieden en bodemdiepte onder het mariene ijs van Antarctica in verhouding tot Groenland.

Documentatie

Alley RB, Clark PU, Huybrechts P, Joughin I, 2005, Ice-sheet and sea level changes, *Science*, 456-460.

Bamber, J.L., Alley, R.B. and Joughin, I., 2007, Rapid response of modern day ice sheets to external forcing, *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 1-13.

Billups, K., Schrag, D. P., 2003, Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of cenozoic climate change. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 181-195.

Bindoff, N., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Qur, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C. K., Talley, L. D., and Unnikrishnan, A. 2007, Observations: Oceanic climate change and sea level. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Mille, editors, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Bindschadler, R. A., 2002, History of lower Pine Island Glacier, West Antarctica, from Landsat imagery, *J. Glaciol.*, 48, 536-544.

Bintanja, R., van de Wal, R. S. W., Oerlemans, J., 2005, Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* 437, 125-128.

- Bougamont, M., Bamber, J.L., Ridley, J.F., Gladstone, R.M., Greuell, W., Hanna, E., Payne, A.J. and Rutt, I., 2007, Impact of model physics on estimating the surface mass balance of the Greenland ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17501.
- Chao, B.F., Y. H. Wu, Y. S. Li ,2008, Impact of Artificial Reservoir Water Impoundment on Global Sea Level, *Science* 320. no. 5873, pp. 212 – 214, DOI: 10.1126/science.1154580,
- Chen, J. H., Curran, H. A., White, B., Wasserburg, G. J., 1991, Precise chronology of the last interglacial period: ²³⁴U-²³⁰Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103, 82–97.
- Chylek, P., M. K. Dubey, and G. Lesins ,2006, Greenland warming of 1920–1930 and 1995–2005, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11707, doi:10.1029/2006GL026510.
- Clark, P. U., Mitrovica, J. X., Milne, G. A., Tamisiea, M. E., 2002, Sea level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse ia. *Science* 295, 2438–2441.
- Clark, J.A. and J. A. Primus, 1988, Sea level change resulting from future retreat of ice sheets: an effect of CO₂ warming of the climate. In "Sea level Changes", ed., Tooley and Shennan, Blackwell, pp, 356-370
- Cook, A., et al. ,2005, Retreating glacier-fronts on the Antarctic Peninsula over the last 50 years, *Science*, 22, 541-544.
- Cronin, T. M., Szabo, B. J., Ager, T. A., Hazel, J. E., Owens, J. P., 1981, Quaternary climates and sea levels of the U.S. Atlantic Coastal Plain. *Science* 211, 233–240.
- Csatho B, Schenk T, Van Der Veen CJ and Krabill WB., 2008, Intermittent thinning of Jakobshavn Isbrae, West Greenland, since the Little Ice Age, *J. Glac.*, 131-144.
- Davis, C. H., et al. ,2005, Snowfall-driven growth in Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea level rise, *Science*, 308, 1898-1901.
- Domingues, C. M., Church, J. A., White, N. J., Gleckler, P. J., Wijffels, S. E., Barker, P. M., and Dunn, J. R., 2008, Rapid upper-ocean warming helps explain multi-decadal sea level rise. *Nature* 453, 1090-1093 , doi:10.1038/nature07080
- Dowsett, H. J., Cronin, T. M., 1990, High eustatic sea level during the middle Pliocene: Evidence from the southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. *Geology* 18, 435–438.
- Driesschaert, E., Fichefet, T., Goosse, H., Huybrechts, P., Janssens, I., Mouchet, A., Munhoven, G., Brovkin, V. and Weber, S. L., 2007, Modeling the influence of Greenland ice sheet melting on the Atlantic meridional overturning circulation during the next millennia, *Geophys. Res. Lett.*, L10707.
- Duplessy, J.C, D. M. Roche and M. Kageyama, 2007, The Deep Ocean During the Last Interglacial Period, *Science* 316, 89-91, DOI: 10.1126/science.1138582
- Dyurgerov, M. B. and Meier, M. F., 2005, *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*. Occasional Paper 58, University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research. Available from http://instaar.colorado.edu/other/occ_papers.htm.
- Fahnestock M, Abdalati W, Joughin I, Brozena J, Gogineni P., 2001, High geothermal heat row, basal melt, and the origin of rapid ice how in central Greenland, *Science*, 294, 2338-2342.
- Farrell, W. E. and Clark, J. A.,1976, On Postglacial Sea Level. *Geophysical Journal International*, 46, 647667. doi:10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x.

- Giovinetto, M. B., and C. R. Bentley, 1985, Surface balance in ice drainage systems of Antarctica, *Antarctic Journal of the United States*, 20, 6-13.
- Gregory, J. M., and P. Huybrechts, 2006, Ice-sheet contributions to future sea level change, *Philosophical Transactions of the Royal Society A-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364, 1709-1731.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Steffen, K., Cappelen, J., Huff, R., Shuman, C., Irvine-Fynn, T., Wise, S. and Griffiths, M., 2008, Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: A response to global warming, *J. Climate* 21, 331-341.
- Haywood, A. M., Valdes, P. J., Peck, V. L., 2007, A permanent El Niño-like state during the Pliocene? *Paleoceanography* 22, PA1213, doi: 10.1029/2006PA001323, doi:10.1029/2006pa001323.
- Hearty, P. J., Hollin, J. T., Neumann, A. C., O'Leary, M. J., McCulloch, M., 2007, Global sea level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26, 2090–2112.
- Helsen, M.M, M.R. van den Broeke, R.S.W. van de Wal, W.J. van de Berg, E. van Meijgaard, C.H. Davis, Y. Li, I. Goodwin, 2008, Elevation changes in Antarctica mainly determined by accumulation variability, *Science*, 320, 1626-1629, doi: 10.1126/science.1153894
- Holgate, S., S. Jevrejeva, P. Woodworth, and S. Brewer, 2007, Comment on "A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea level Rise", *Science* 317: 1866 [DOI: 10.1126/science.1140942]
- Holt, J. W., et al., 2006, New boundary conditions for the West Antarctic ice sheet: subglacial topography beneath Thwaites and Smith glaciers, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09502, doi: 09510.01029/02005GL025561.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A., editors, 2001, *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. 881 pp.
- Howat, I.M., Joughin, I., and Scambos, T.A., 2007, Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers, *Science*, 315, 1559-1561.
- Hughes, T., 1986, The Jakobshavn effect *Geophys. Res. Lett.*, 13, 46-49.
- Ikeda, M., Wang, J., Zhao, J.-P., 2001, Hypersensitive decadal oscillations in the Arctic/subarctic climate, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1275-1278.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007, Paleoclimate. In: Solomon et al. (2007), Ch. 6, pp. 433–498.
- Janssens, I. and Huybrechts, P., 2000, The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterization of the Greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 31, 133-140.
- Jensen, J., and C. Mudersbach, 2004, Zeitliche Änderungen der Wasserstandsreihen an den Deutschen Küsten. In in G. Gönner, H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch and J. Sündermann: *Klimaänderung und Küstenschutz*, Hamburg 2004, 115-128

- Joughin, I., Das, S.B., King, M.A., Smith, B.E., Howat, I.M. and Moon, T., 2008, Seasonal speedup along the western flank of the Greenland Ice Sheet, *Science*, 320, 781-783.
- Joughin I, Howat I, Alley RB, Ekstrom G, Fahnestock M, Moon T, Nettles M,, Truffer M. and , Tsai VC, 2008, Ice-front variation and tidewater behavior on Helheim and Kangerdlugssuaq Glaciers, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 113, F1, F01004.
- Joughin, I., et al.. 2003, Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1706, doi: 1710.1029/2003GL017609.
- Kaspar, F., Köhl, N., Cubasch, U., Litt, T., Jun. 2005, A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. *Geophysical Research Letters* 32, L11703, 10.1029/2005gl022456.
- Katsman, C. A., Hazeleger, W., Drijfhout, S. S., van Oldenborgh, G. J., and Burgers, G., 2008, Climate scenarios of sea level rise for the north- east Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt. *Climatic Change*. in press, available from www.knmi.nl/~katsman/Papers/dimatescenario.pdf.
- Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006, Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 33, art. no. L17706
- KNMI (2006): Klein Tank, A.M.G., J.J.F. Bessembinder, B.J.J.M. van den Hurk, G. Lenderink, A.P. van Ulden, G.J. van Oldenborgh, C.A. Katsman, H.W. van den Brink, F. Keller, G. Burgers, G.J. Komen, W. Hazeleger and S.S. Drijfhout, *Climate in the 21st century; four scenarios for the Netherlands*, KNMI publication: PR, KNMI brochure, 30/5/2006.
- Koerner, R. M., 1989, Ice core evidence for extensive melting of the Greenland Ice Sheet in the Last Interglacial. *Science* 244, 964–969.
- Kooi, H., Johnston, P., Lambeck, K., Smither, C., Molendijk, R., Dec. 1998, Geological causes of recent (100 yr) vertical land movement in the Netherlands. *Tektonophysics* 299, 297–316, 10.1016/s0040-1951(98)00209-1.
- Krabill, W., Hanna, E., Huybrechts, P., Abdalati, W., Cappelen, J., Csatho, B., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R. and Yungelet, J., 2004, Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24402, doi:10.1029/2004GL021533.
- Lambeck, K., Nakada, M., 1992, Constraints on the age and duration of the last Interglacial period and on sea level variations. *Nature* 357, 125–128.
- Landerer, F. W., J. H. Jungclaus and J. Marotzke, 2007, Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 37, No. 2, p. 296-312.
- Lemke, P., et al., 2007, Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground., in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, et al., pp. 339-383, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Legarsky J. and Huang H., 2006, Detection of main channel thickness from radar data at Jakobshavn Isbrae, Greenland, *J. Glac.*, 52, 315-317.
- Lisiecki, L. E., Raymo, M. E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17.

- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T. F., 2008, High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382, doi:10.1038/nature06949.
- Manning, M. and Petit, M., 2003, A Concept Paper for the AR4 Cross Cutting Theme: Uncertainties and Risk
- Meehl, G., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver, A. J., and Zhao, Z.-C., 2007, Global climate projections. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Mille, editors, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mercer, J. H., 1978, West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster, *Nature*, 271, 321-325.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., Pekar, S. F., 2005, The Phanerozoic record of global sea level change. *Science* 310, 1293–1298.
- Mitrovica, J. X., Tamisiea, M. E., Davis, J. L., and Milne, G. A., 2001, Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea level change. *Nature*, 409, 1026–1029.
- Morris, E. M., and D. G. Vaughan, 2003, Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves, in *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. Antarctic Research Series, 79, edited by E. Domack, et al., pp. 61-68, AGU, Washington, DC.
- Nick, E.M. and Oerlemans, J., 2006, Dynamics of tidewater glaciers: comparison of three models, *J. Glac.*, 52, 183-190.
- Overpeck, J.T., B.L. Otto-Bliesner, G.H. Miller, D.R. Muhs, R.B. Alley, and J.T. Kiehl, 2006, Paleodimatic Evidence for Future Ice-Sheet Instability and Rapid Sea level Rise, *Science* 311: 1747-1750 [DOI: 10.1126/science.1115159]
- Parizek, B.R. and Alley R.B., 2004, Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: ice-sheet simulations, *Quat. Sci. Rev.* 23, 1013–1027.
- Payne, A. J., et al., 2004, Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/1204GL021284.
- Peltier, W. R., 2004, Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 111–149, doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Pfizenmayer, A., 1997, Zusammenhang zwischen der niederfrequenten Variabilität in der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation und den Extremwasserständen an der Nordseeküste. Diplomarbeit Institut für Geographie Universität Stuttgart
- Plag, H.-P., 2006, Recent relative sea level trends: an attempt to quantify the forcing factors, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 364, 1841-1869.

- Plag, H.-P. & Jüttner, H.-U., 2001, Inversion of global tide gauge data for present-day ice load changes, in *Proceed. Second Int. Symp. on Environmental research in the Arctic and Fifth Ny-Ålesund Scientific Seminar*, edited by T. Yamanouchi, Special Issue, No. 54 in *Memoirs of the National Institute of Polar Research*, pp. 301-317.
- Pritchard, H. (in prep), Continental ice-sheet change from Icesat altimetry.
- Pritchard, H., and D. G. Vaughan, 2007, Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JF000597.
- Rahmstorf, S., 2007, A semi-empirical approach to projecting future sea level rise. *Science*, 315, 368 – 370. doi:10.1126/science.1135456.
- Rahmstorf, S. (2007b), Response to Comments on "A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea level Rise", *Science* 317: 1866 [DOI: 10.1126/science.1141283]
- Ramillien, G., et al. (2006), Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE, *Glob. Planetary Change*, 53, 198-208.
- Ridley, J.K., Huybrechts, P., Gregory, J.M. and Lowe, J.A., 2005, Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate, *J. Climate*, 18, 3409-3427.
- Rignot, E., 2008, Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data, *Geophys. Res. Lett.* 35, L12505, doi:10.1029/2008GL033365
- Rignot, E., et al., 2008, Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature Geoscience*, 1, doi:10.1038/ngeoXXXX.
- Rignot, E., and P. Kanagaratnam (2006), Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet, *Science*, 311, 986-990.
- Rignot, E., et al. (2002), Acceleration of Pine Island and Thwaites Glacier, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 34, 189-194.
- Rignot, E. J., 1998, Fast recession of a West Antarctic Glacier, *Science*, 281, 549-551.
- Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C., Siddall, M., Hoogakker, B. A. A., Bolshaw, M., Kucera, M., 2008, High rates of sea level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience* 1, 38-42, doi:10.1038/ngeo.2007.28.
- Royer, D. L., 2006, CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5665-5675.
- Rybski, D., A. Bunde, S. Havlin, and H. von Storch, 2006, Long-term persistence in climate and the detection problem. *Geophys. Res. Lett.* 33, L06718, doi:10.1029/2005GL025591
- Scambos, T. A., et al., 2004, Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18402.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004, A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews* 64, 157-187.
- Scherer, R. P., Aldahan, A., Tulaczyk, S., Possnert, G., Engelhardt, H., Kamb, B., 1998, Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science* 281, 82-85.
- Schmith, T., S. Johansen, and P. Thejll (2007), Comment on "A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea level Rise", *Science* 317 (5846), 1866c. [DOI: 10.1126/science.1143286]

- Scholz, D., Mangini, A., 2007, How precise are U-series coral ages? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1935–1948.
- Schoof, C., 2007a, Ice sheet bodemlijn dynamics: steady states, stability and hysteresis, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JF000664.
- Schoof, C., 2007b, Marine ice sheet dynamics. Part I. The case of rapid sliding, *Journal of Fluid Mechanics*, 573, 27-55.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Vincent, E., 2000, Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565–569.
- Shepherd, A., et al. , 2001a, Inland thinning of the Amundsen Sea sector, West Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 29, art. no.1364, doi:1310.1029/2001GL014183.
- Shepherd, A., et al. , 2001b, Inland thinning of Pine Island Glacier, *Science*, 291, 862-864.
- Shepherd, A., et al. , 2004, Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029\2004GL021106.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almqvist-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 200, Sea level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Mille, H. L., editors , 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Thomas, R., E. Frederick, W. Krabill, S. Manizade, and C. Martin, 2006, Progressive increase in ice loss from Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10503, doi:10.1029/2006GL026075.
- Thompson, W. G., Goldstein, S. L., 2005, Open-system coral ages reveal persistent suborbital sealevel cycles. *Science* 308, 401–405.
- Thomsen, H.H., Thorning, L. and Braithwaite, R.J., 1998, *Glacier-Hydrological Conditions on the Inland Ice North-East of Jakobshavn/Ilusissat, West Greenland: Report 138 (Gronlands Geologiske Undersogelse, Copenhagen, Denmark, 1998)*.
- van Leeuwen, R. J. W., Beets, D. J., Bosch, J. H. A., Burger, A. W., Cleveringa, P., van Harten, D., Waldemar, G. F., Pouwer, R., de Wolf, H., 2000, Stratigraphy and integrated facies analysis of the Saalian and Eemian sediments in the Amsterdam-Terminal borehole, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 79, 161–196.
- van de Wal, R. S. W. and Wild, M. , 2001, Modelling the response of glaciers to climate change, applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, 18, 359–366.
- van de Wal, R.S.W., M. Wild, and J. de Wolde, 2001, Short-term volume change of the Greenland ice sheet in response to doubled CO2 conditions. *Tellus*, 53B, 94–102.
- van de Wal, RSW and W. Boot, M. R. van den Broeke, C. J. P. P. Smeets, C. H. Reijmer, J. J. A. Donker, and J. Oerlemans , 2008, Large and Rapid Melt-Induced Velocity Changes

in the Ablation Zone of the Greenland Ice Sheet, *Science* 321: 111-113 [DOI: 10.1126/science.1158540]

Vaughan, D. G. , 2006, Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 38, 147-152.

Vaughan, D. G., and R. J. Arthern , 2007, Why is it so hard to predict the future of ice sheets? *Science*, 315, 1503-1504.

Vaughan, D. G., et al. , 2006, New boundary conditions for the West Antarctic ice sheet: Subglacial topography beneath Pine Island Glacier, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09501, doi:09510.01029/02005GL025588.

Vaughan, D. G., and J. R. Spouge , 2002, Risk estimation of collapse of the West Antarctic ice sheet, *Clim. Change*, 52, 65-91.

Velicogna, I., and J. Wahr , 2006, Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica, *Science*, 311, 1754-1756.

von Storch, H., E. Zorita and J.F. González-Rouco, 2008, Relationship between global mean sea level and global mean temperature and heat flux in a climate simulation of the past millennium, submitted

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002, Sea level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.

Vizcaino, M., Mikolajewicz, U., Groger, M., Maier-Reimer, E., Schurgers, G., Winguth, A.M.E., in press, Long-term ice sheet-climate interactions under anthropogenic greenhouse forcing simulated with a complex Earth System Model , *Climate Dynamics*.

Wallis, D. W., and D. J. Wingham (In submission), The thinning of Pine Island Glacier is Accelerating, *Geophys. Res. Lett.*

Wardlaw, B. R., Quinn, T. M., 1991. The record of Pliocene sea level change at Enewetak Atoll. *Quaternary Science Reviews* 10, 247–258.

Weertman, J. , 1974 , Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf, *J. Glaciol.*, 13, 3-11.

Weisse, R. and A. Plüß, 2005: Storm related sea level variations along the North Sea Coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002, *Ocean Dynamics*, 56(1), 16-25, DOI: 10.1007/s10236-005-0037-y

Wigley, TML , 2005 . The Climate Change Commitment, *Science* Vol. 307. no. 5716, pp. 1766 – 1769, DOI: 10.1126/science.1103934

Willerslev, E., Cappellini, E., Boomsma, W., Nielsen, R., Hebsgaard, M. B., Brand, T. B., Hofreiter, M., Bunce, M., Poinar, H. N., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Steffensen, J. P., Bennike, O., Schwenninger, J.-L., Nathan, R., Armitage, S., de Hoog, C.-J., Alfimov, V., Christi, M., Beer, J., Muscheler, R., Barker, J., Sharp, M., Penkman, K. E. H., Haile, J., Taberlet, P., Gilbert, M. T. P., Casoli, A., Campaniu, E., Collins, M., 2007. Ancient biomolecules from deep ice cores reveal a forested southern Greenland. *Science* 317, 111–114.

Wingham, D. J., et al. , 1998 , Antarctic elevation change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456-458.

Wingham, D. J., et al. , 2006 , Mass balance of the Antarctic ice sheet, Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, DOI: 10.1098/rsta.2006.1792.

Woodward, R. S. , 1888 . On the form and position of mean sea level. United States Geological Survey Bulletin 48, 87-170.

Zagwijn, W. H., 1983. Sea level changes in the Netherlands during the Eemian. Geologie en Mijnbouw 62, 437-450.

Zagwijn, W. H., 1996. An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe. Quaternary Science Reviews 15, 451-469.

Zwally HJ, Abdalati W, Herring T, Larson K, Saba J and Steffen K, 2002, Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow, Science, 297, 218-222.

Zwally, H. J., et al. , 2005 , Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992 - 2002, J. Glaciol., 51, 509-527.

HOOFDSTUK II – Winden en stormvloed en langs de Nederlandse kust

Samenvatting

De hoogte van stormvloed en windgolven is uiterst belangrijk voor een laagliggend land als Nederland. Volgens de wet moeten de dijken een waterpeil kunnen weerstaan dat zich gemiddeld slechts eens in 10.000 jaar voordoet. Dan dringt zich de vraag op of en hoe klimaatverandering van invloed is op de hoogten van extreme stormvloed en hoge golven. Hier zullen we via verschillende redeneringen ingaan op deze vraag. Aangezien stormvloed en golven het gevolg zijn van winden, onderzoeken we eerst de verwachte veranderingen in het windklimaat boven de Noordzee. De projecties zijn overgenomen uit simulaties van klimaatverandering waarbij gedetailleerde mondiale klimaatmodellen gebruikt zijn, alsook uit schaalverkleinende toepassingen waarbij gebruik gemaakt werd van regionale klimaatmodellen, met randvoorwaarden van mondiale modellen. In een tweede fase worden deze windgegevens gebruikt om modellen van stormvloed en wind aan te drijven. We gebruiken verschillende mondiale modellen, verschillende regionale modellen en verschillende scenario's van klimaatverandering. De resultaten zijn allemaal consistent en wijzen op veranderingen die klein zijn in vergelijking met de onzekerheid in de actuele 10.000-jaar terugkeerwaarden.

1. Inleiding

Stormvloed en golven vormen een grote bedreiging voor kuststreken. Vooral laagliggende landen zoals Nederland zijn kwetsbaar omdat grote gebieden gemakkelijk overstroomd kunnen worden. Tijdens de laatste grote overstroming in 1953 liep bijna 4% van het Nederlandse grondgebied onder water en kwamen ongeveer 1850 mensen om het leven. Als een reactie op deze watersnoodramp nam de Nederlandse regering het Deltaplan aan (Deltacommissie 1960-61). Dit plan voorzag in enorme verbeteringen van bestaande dijken en de indamming van grote delen van de Schelde-Maas-Rijn-delta. In de Nederlandse wet (Wet op de waterkering; ga naar <http://wetten.overheid.nl/> en typ 'waterkering' in het zoekvak) werd de norm opgenomen dat dijken een waterpeil moeten kunnen tegenhouden dat zich gemiddeld slechts eens in 10.000 jaar voordoet.

De voorgeschreven 10.000-jaar terugkeerwaarde ²⁴ is statistisch bepaald op basis van waterniveaus in het verleden. Dit is alleen mogelijk als de achtergrondomgeving in de loop der tijd niet verandert. Een belangrijk aspect van deze achtergrond is het klimaat met de mogelijke gevolgen daarvan voor zeespiegel en stormklimaat. Andere aspecten zijn veranderende waterdiepten door sedimentatie en erosie of lokale waterwerken. De stijgende zeespiegel is behandeld in hoofdstuk I. In dit hoofdstuk vestigen we de aandacht op mogelijke windveranderingen die kunnen voortvloeien uit de mondiale opwarming en de gevolgen daarvan op golfhoogten en stormvloed en langs de Nederlandse kust.

De eerste geïntegreerde poging om mogelijke veranderingen in het Noordzeeklimaat te beoordelen was het WASA-project (WASA-groep 1998). Deze groep concludeerde "dat noch het stormklimaat noch het golfklimaat belangrijke systematische veranderingen heeft ondergaan" in de twintigste eeuw, maar dat er wel sprake is van decadale variabiliteit. Voor de toekomst (de tijd waarin de CO₂-concentratie verdubbelt) wijzen hun resultaten op een gematigde toename van winden, golven en stormvloed en in de Noordzee. Deze veranderingen liggen echter binnen het bereik van voorheen waargenomen schommelingen en kunnen daarom niet eenduidig aan klimaatverandering toegeschreven worden. Deze resultaten werden grotendeels bevestigd door een vervolgpoging, STOWASUS genoemd (Kaas et al, 2001). In dit rapport concentreren we ons op nieuwere resultaten die voornamelijk verkregen zijn uit de PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>) en Essence (Sterl et al, 2007, 2008) projecten, en plaatsen we deze resultaten in het perspectief van andere gepubliceerde werken.

2. Vroegere en toekomstige veranderingen van mariene windvelden nabij de oppervlakte

2.1 Veranderingen in het verleden / Variabiliteit

Het stormklimaat in Europa heeft aanzienlijke schommelingen doorgemaakt op tijdschalen van decennia en langer (WASA-groep 1998). Dit is toegenomen vanaf ongeveer de jaren zestig en verder tot ongeveer halverwege de jaren negentig. Op dat moment was het behaalde niveau van stormactiviteit vergelijkbaar met dat aan het begin van de twintigste eeuw (Alexandersson et al., 1998, 2000). De analyse van Alexandersson et al. (2000) is bijgewerkt in het laatste IPCC rapport (IPCC 2007) tot 2004. Hieruit blijkt dat de stormactiviteit aanzienlijk is afgenomen in de afgelopen decennia. Barring en Von Storch (2004), die nog

²⁴ Wiskundig gezien is dit een goed gedefinieerde term. De daadwerkelijke bepaling en interpretatie wordt echter bemoeilijkt door klimaatvariabiliteit die niet strikt 'wit' is (zie Bunde et al., 2004). De term is voor het gemak aangenomen door de Nederlandse gemeenschap, maar is geen onbetwist concept, en andere gemeenschappen gebruiken andere ontwerpcriteria.

langere tijdsperiodes in overweging namen, toonden aan dat deze decadale schommelingen niet ongebruikelijk waren en dat er tot zover geen opmerkelijke trend voor de lange termijn in stormactiviteit ontdekt kon worden. Vergelijkbare resultaten werden verkregen door Barring en Fortuniak (2008), Alexander et al. (2005) en Matulla et al. (2007).

Analyses van schommelingen op lange termijn in het stormklimaat, waarin gegevens van één eeuw of meer bestudeerd zijn, zijn gewoonlijk gebaseerd op proxy data. Terwijl deze analyses de mogelijkheid bieden voor een beoordeling van de schommelingen op lange termijn, blijven de ruimtelijke details daarvan beperkt. Daarom worden deze analyses doorgaans aangevuld met de analyse van ruimtelijk meer gedetailleerde, maar kortere mondiale (bijv. Kalnay et al., 1996, Uppala et al., 2005) of regionale (bijv. Feser et al., 2001) heranalyses en gegevens van weerssituaties in het verleden (hindcast data). Voor de Noordzee is een dergelijke hindcast met hoge resolutie voor de afgelopen vijf decennia nu beschikbaar, waarbij de variabiliteit goed lijkt overeen te komen met de variabiliteit die verkregen is op basis van proxy data (Weisse et al., 2005). Hieronder zullen de gegevens van deze hindcast gebruikt worden om signalen van klimaatverandering zoals blijkt uit klimaatmodelsimulaties te behandelen.

2.2 Projecties

2.2.1. IPCC

Het recente IPCC rapport (IPCC 2007) bevat een korte paragraaf over verwachte windveranderingen boven Europa (zie paragraaf 11.3.3.5) waarin de Noordzee niet expliciet wordt behandeld. Over het algemeen lijken sommige modellen een toename van stormsituaties te voorspellen boven Midden- en Noord-Europa, terwijl andere modellen juist een afname voorspellen.

De resultaten uit de experimenten met klimaatmodellen die uitgevoerd zijn ter voorbereiding van het IPCC rapport werden geanalyseerd voor de KNMI'06 klimaatscenario's voor Nederland (KNMI 2006). Uit de gekoppelde modellen waarvoor resultaten beschikbaar waren, werden die vier geselecteerd die de huidige circulatie boven Europa het beste weergeven (Van Ulden en Van Oldenborgh, 2006)²⁵. Drie van deze vier modellen laten een lichte toename zien van de jaarlijkse maximale dagelijks gemiddelde windsnelheid boven de zuidelijke Noordzee, en één model vertoont geen veranderingen. Uitgedrukt in termen van 50- of 100-jaar terugkeerwaarden van windsnelheid, bedraagt de toename 0,5–1,5 m/s (afhankelijk van het model) aan het einde van deze eeuw onder een SRES A1b geforceerd scenario. Deze verandering is veel kleiner dan de interne (van jaar tot jaar) variabiliteit (zie fig. 6-7 van KNMI 2006). De toename is hetzelfde voor alle terugkeertijden, hetgeen wil zeggen dat

²⁵ In werkelijkheid identificeerden Van Ulden en Van Oldenborgh (2006) vijf modellen. Eén daarvan kon echter niet gebruikt worden om het stormklimaat te beoordelen omdat er geen gegevens met een geschikte tijdsresolutie (tenminste dagelijks) beschikbaar waren.

procentueel de veranderingen lager liggen voor lange terugkeertijden dan voor korte.

Voor de hoogte van stormvloed is niet alleen de windsnelheid, maar ook de windrichting erg belangrijk. Voor de Nederlandse kust zijn noordelijke winden veel gevaarlijker, omdat deze de langste windbaan hebben. Dit werd in november jl. gedemonstreerd toen het waterpeil bij Hoek van Holland het hoogst was sinds 1953, terwijl de windkracht niet meer dan 9 Bf bereikte. De windrichting was echter noordnoordwest over de hele Noordzee van IJsland tot Nederland. Een illustratie wordt gegeven in het rechtervlak van fig. 2.6 hieronder. Hier wordt de meteorologische situatie weergegeven die leidt tot de hoogste voorspelde stormvloed bij Hoek van Holland in de Essence-WAQUA/DCSM98 ensemble (zie paragraaf 3.1). De lange windbaan is duidelijk zichtbaar.

Geen van de modellen, die gebruikt werden om de KNMI'06 scenario's te vormen, laten een verandering zien naar meer noordelijke winden, terwijl drie van deze modellen een tendens vertonen naar steeds vaker voorkomende westelijke winden. Dit zijn dezelfde modellen waaruit de kleine verandering in de jaarlijkse maximum daggemiddelde windsnelheden bleken. In alle modellen wordt de frequentie van noordelijke winden vergeleken met ERA-40 onderschat.

Uit deze resultaten kan opgemaakt worden dat klimaatverandering geen drastische gevolgen zal hebben op de stormvloedhoogten aan de Nederlandse kust. Dit wordt ondersteund door een eenvoudig parametrisch stormvloedmodel (Van den Brink et al., 2004) te forceren met de winden uit de AR4 modellen die hierboven behandeld zijn. Ondanks de kleine toename in windsnelheid blijven de stormvloedniveaus geconcentreerd rond hun huidige waarde omdat de frequentie en de kracht van noordelijke winden niet veranderen.

2.2.2 Ontwikkeling van regionale klimaatmodellen - PRUDENCE

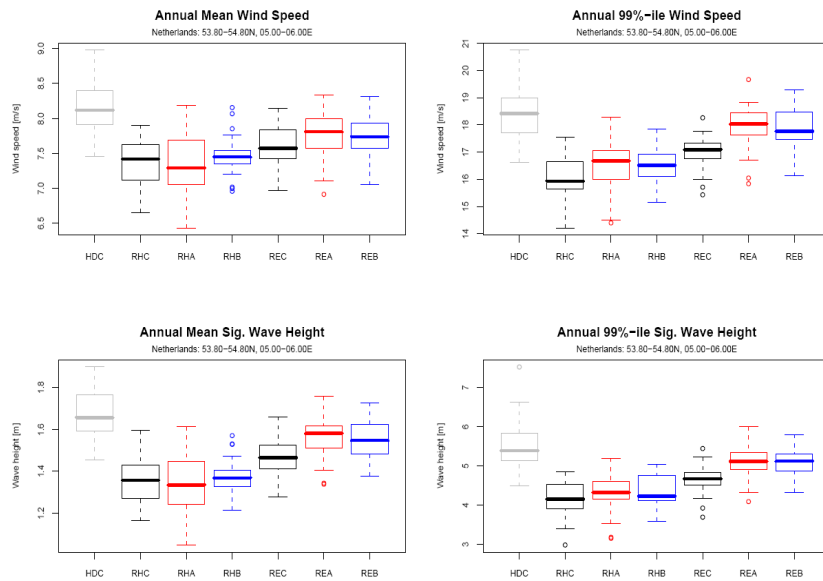
Binnen het PRUDENCE project (<http://prudence.dmi.dk>) is een verzameling van simulaties voor toekomstige klimaatcondities uitgevoerd waarbij gebruik gemaakt werd van verschillende regionale en mondiale modellen en emissiescenario's. Hieronder richten we ons op een deelverzameling van deze simulaties, te weten op die simulaties die uitgevoerd zijn met het Zweedse Rossby Center regionale klimaatmodel (RCAO), waarbij gebruik gemaakt werd van gegevens uit twee verschillende mondiale modellen en twee verschillende emissiescenario's (Räisänen et al., 2003). We concentreren ons op deze simulaties, omdat deze later gebruikt zijn om stormvloed en af te leiden (Woth 2005, Woth et al. 2006) en golfhoogte (Grabemann en Weisse 2008) projecties voor de Noordzee, waardoor we in staat zijn om een samenhangend beeld te geven van veranderende meteo-mariene omstandigheden.

In figuur 2.1 is de verdeling weergegeven van de jaarlijkse gemiddelde en de jaarlijkse 99-percentiel windsnelheden uit deze experimenten, gemiddeld over de

1°-box gecentreerd op 5.5°O, 54.3°N. De resultaten voor deze box zijn typisch voor de zuidelijke Noordzee. Ter vergelijking zijn ook de resultaten die verkregen zijn uit een hogeresolutie hindcast (Weisse et al., 2005, Weisse en Guenther 2007) voor huidige omstandigheden weergegeven.

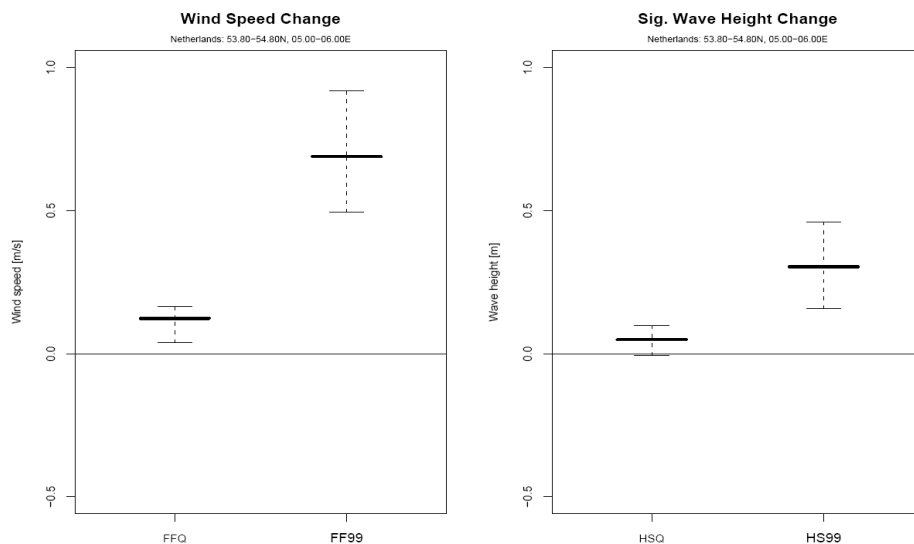
In alle klimaatsimulaties wordt een grote onderschatting gemaakt van de het huidige jaargemiddelde en jaarlijkse 99-percentiel windsnelheden. Verwachte toekomstige veranderingen voor 2071-2100 zijn gering en niet systematisch voor jaargemiddelde windsnelheden. Voor de jaarlijkse 99-percentiel windsnelheden (zie figuur 2.1b) is de situatie iets anders. De simulaties van klimaatverandering wijzen op een kleine toename voor 2071-2100. De toename is groter wanneer het RCAO model aangedreven wordt door het ECHAM4/OPYC3 model in plaats van door het HadAM3H model. Geen van de veranderingen is statistisch significant voor de door het HadAM3H model aangedreven simulaties. Voor de op ECHAM4/OPYC3 gebaseerde simulaties is de verandering in jaarlijkse 99-percentiel windsnelheden ongeveer 5% ten aanzien van de controlesimulatie en significant op het 99%-niveau.

Als we naar het geheel van simulaties kijken, blijkt dat de onzekerheden aanzienlijk zijn. Terwijl alle experimenten wijzen naar een toename in de jaargemiddelde en 99-percentiel windsnelheden (zie figuur 2.2), is de omvang van de verzameling te klein om de significantie van de veranderingen betrouwbaar te testen. Formeel slaagt geen van de verschillen voor een t-test met een betrouwbaarheidsniveau van 99%, en variëren de ruimtelijke details aanzienlijk onder de modellen en simulaties (Grabemann en Weisse 2008). Daarom kunnen de resultaten niet erg betrouwbaar zijn, maar gevoelig voor zelfs kleine veranderingen in de positie of richting van de grote windbaan. Deze mening wordt ondersteund door Rockel en Woth (2007), die het belang van veranderingen in extreme windsnelheden boven Europa testten op basis van een grote verzameling van simulaties van regionale klimaatmodellen, waaronder de hier besproken simulaties. Volgens Rockel en Woth (2007) is er geen algemene en duidelijke uitkomst voor veranderingen in extreme windcondities, maar zijn de resultaten afhankelijk van gebied en seizoen. Voor Midden-Europa merken zij statistische significante veranderingen op in het winterseizoen. Ze wijzen er ook op dat sommige van de modellen een duidelijke onderschatting van extreme windcondities vertonen. Dit is in overeenstemming met Pryor et al. (2005) die concludeerden dat tekenen van klimaatverandering in windsnelheid in dezelfde orde van grootte zijn als verschillen tussen de klimaatcontrole runs en heranalysegegevens. Een vergelijkbaar resultaat kan afgeleid worden uit figuur 2.1a,b.



Figuur 2.1: Verdeling van jaargemiddelde (linkerkolom) en jaarlijks 99-percentiel (rechterkolom) wind (bovenste rij) en significante golfhoogte (onderste rij) voor de 1^o-box gecentreerd op 5.5^oO, 54.3^oN. De kleuren geven de verschillende experimenten aan: heden (1961-1990) of controlesimulatie (zwart); projecties voor 2071-2100 voor A2 scenario's (rood) en B2 scenario's (blauw). De labels op de x-as duiden de verschillende model- en scenariocombinaties aan: R duidt op het RCAO regionale klimaatmodel, E en H duiden aan dat gegevens van respectievelijk ECHAM4/OPYC3 en HadAM3H werden gebruikt om het regionale model aan te drijven, en A, B, en C duiden op A2, B2 of het controle-experiment. Waarden van een hindcast met hoge resolutie (Weisse et al. 2005, Weisse und Guenther 2007) zijn weergegeven in grijs (HD-gelabeld). De vakken duiden het hoogste en laagste 25-percentiel aan, dat wil zeggen dat 50% van de waarden binnen elk vak staan. De whiskers strekken tot over 1,5 van het interkwartiel bereik, en uitschieters worden aangegeven door cirkels. De horizontale balk in elk vak duidt op de mediaan.

Debernard en Røed (2008) voerden een vergelijkbaar onderzoek uit. Door gebruik te maken van RACM, hun eigen regionale klimaatmodel, alsook van het WAM golfmodel en een stormvloedmodel, zoomden ze van de resultaten van de mondiale klimaatmodellen dynamisch in op de Noordzee. In het zuidoosten van de Noordzee merkten zij een lichte (~2%) verandering op in de gemiddelde en 99-percentiel wind, maar geen belangrijke verandering voor de meest extreme winden. Ze tonen geen afzonderlijke resultaten voor wind voor de verschillende mondiale klimaatmodellen en geforceerde scenario's, maar op basis van de respectievelijke resultaten voor significante golfhoogte en stormvloed kan men concluderen dat de veranderingen niet groter zijn dan de verschillen tussen modellen en scenario's, waardoor bovenstaande resultaten bevestigd worden.

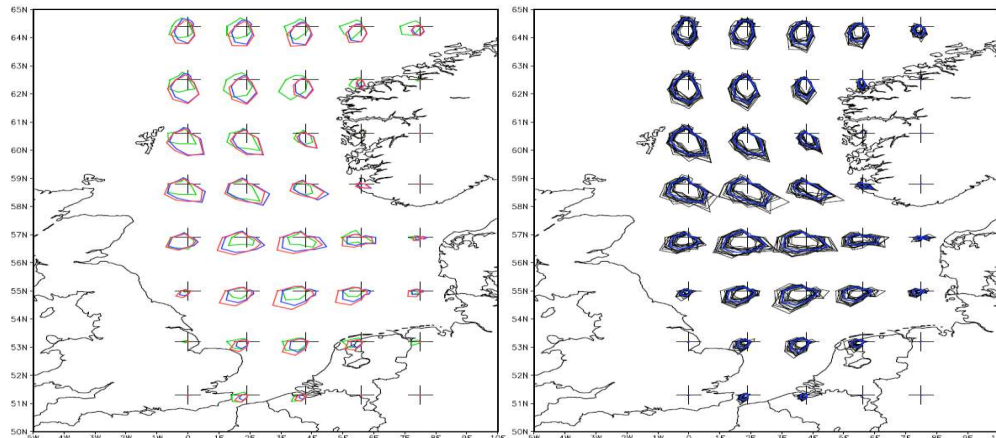


Figuur 2.2: Bereik van signalen van klimaatverandering (2071-2100 min 1960-1990) voor alle experimenten die in overweging zijn genomen in figuur 2.1 voor mariene windsnelheid nabij de oppervlakte (links) en significante golfhoogte (rechts), gemiddeld over de 1°-box gecentreerd op 5.5°O, 54.3°N. Links in elk deel staat het jaargemiddelde, rechts de 99-percentiel veranderingen. De whiskers lopen van de laagste tot de hoogste waarde zoals deze waarden gevonden zijn in alle bestudeerde simulaties in figuur 2.1, de horizontale lijn daartussen geeft het gemiddelde aan.

2.2.3 Ontwikkeling van mondiale klimaatmodellen

In het Essence project (Sterl et al., 2007, 2008) werd een 17-ledige verzameling van het huidige en toekomstige klimaat op basis van een SRES A1b emissiescenario (Nakicenovic et al., 2000) uitgevoerd, waarbij gebruik gemaakt werd van het ECHAM5/MPI-OM klimaatmodel. Voor de roosterpunten op de Noordzee toont figuur 2.3 het gedeelte van windsnelheden dat 8 Bf (17 m/s) overschrijdt voor 30-graden sectoren voor het huidige (1950-2000) en toekomstige (2050-2100) klimaat. In het linkergedeelte zijn de gemiddelden van de verzameling bij elkaar gepresenteerd, evenals de waarden van de ERA-40 heranalyse (Uppala et al. 2005). Winden in de Essence verzameling hebben de neiging hoger te liggen dan die uit ERA-40. Dit is hoogst waarschijnlijk een gevolg van de ruwheid van de oppervlakte, die in ERA-40 groter is door de afhankelijkheid van de toestand van de zee. De sterkere winden worden veroorzaakt door meer zuidoostelijke winden in het noordelijke gedeelte van het gebied en meer zuidwestelijke winden in het zuidelijke gedeelte. Beide richtingen zijn niet relevant voor de waterstand langs de Nederlandse kust, waar de hoogste stormvloeden bereikt worden voor noordwestelijke winden. De verschillen tussen het huidige en het toekomstige klimaat zijn gering. Er worden alleen veranderingen gezien in de twee meest zuidelijke punten, waar sterke zuidwestelijke winden toenemen. Uit een vergelijking met de rechter afbeelding,

waarin alle 17 leden van de verzameling afzonderlijk voorgesteld zijn, blijkt dat de verschillen kleiner zijn dan de natuurlijke variabiliteit. Verwacht kan worden dat een toename van zuidwestelijke winden de waterstand langs de Nederlandse kust niet zal veranderen.



Figuur 2.3: Deel van winden die 8 Bf (17 m/s) overschrijden per 30-graden sector voor alle roosterpunten in de Noordzee. Links: Gemiddelden van alle leden van Essence voor het huidige (1950-2000, blauw) en toekomstige (2050-2100, rood) klimaat. Ter vergelijking is ERA-40 toegevoegd in groen. Rechts: Alle 17 leden voor het huidige klimaat en het gemiddelde daarvan (blauw).

In figuur 2.4 zijn alle jaarlijkse maxima van windsnelheid op het roosterpunt 5°O, 55°N weergegeven in een Gumbel grafiek. De waarden zijn per klasse geordend en voorgesteld als een functie van de Gumbel variabele, de getransformeerde klassenvariabele. De waarden zijn gefit aan een Generalized Extreme Value (GEV) distributie, de theoretische distributie voor extreme waarden (Coles 2001). In overeenstemming met figuur 2.3 liggen de waarden voor het toekomstige klimaat hoger dan die voor het huidige klimaat. De toename is klein maar statistisch significant, hoewel de respectievelijke 95%-betrouwbaarheidsintervallen elkaar marginaal overlappen, ook voor de 10.000-jaar terugkeerwaarde.

Een belangrijke vraag bij het gebruik van modelresultaten voor het onderzoek van veranderingen in extremen, is of de modellen de extremen in het huidige klimaat niet systematisch onderschatten. Het ontbreken van betrouwbare metingen van extreme wind op zee belemmert de beantwoording van deze vraag. Voor de Essence verzameling willen we hier twee redenen naar voren brengen, die erop wijzen dat het model extreme winden juist weergeeft.

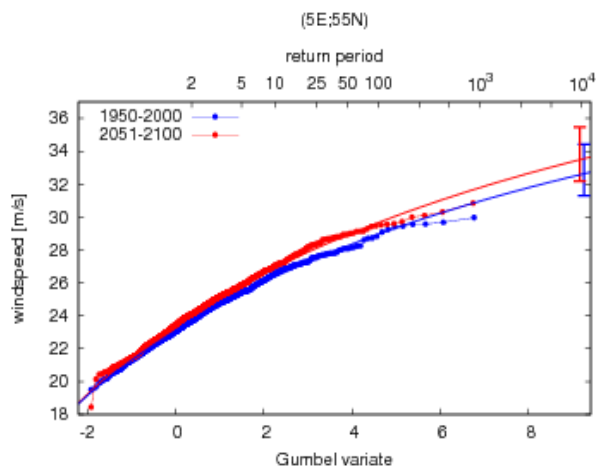
Figuur 2.5 is een Gumbel grafiek van winden op 5°O, 55°N in het zuiden van de Noordzee uit verschillende modellen voor het huidige klimaat. De modellen zijn de vier mondiale klimaatmodellen die gebruikt zijn bij de KNMI'06 scenario's (KNMI 2006) en de Essence verzameling, en een run waarbij gebruikgemaakt

wordt van het regionale klimaatmodel RACMO (Lenderink et al. 2003), op basis van randcondities uit ERA-40.

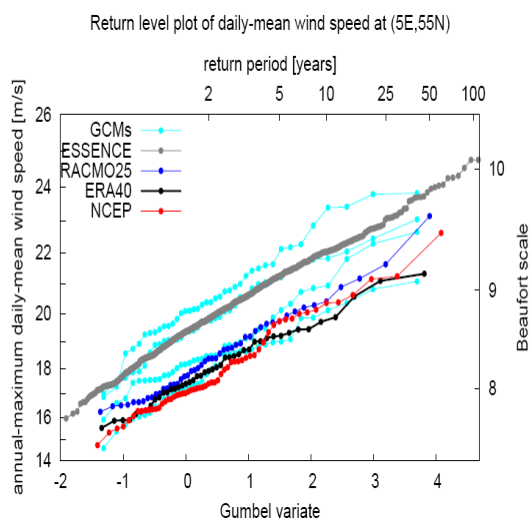
Bovendien zijn de waarden opgenomen uit ERA-40 (Uppala et al. 2005) en uit de NCEP/NCAR heranalyse (Kalnay et al. 1996). De lijnen lopen allemaal parallel aan elkaar, maar hebben andere beginpunten. Zoals hierboven toegelicht zijn 10-m winden afhankelijk van de ruwheid van de oppervlakte. Aangezien verschillende modellen gebruikmaken van verschillende parametrisaties van de ruwheid van de oppervlakte, kunnen deze verschillende windsnelheden geven onder verder identieke omstandigheden.

Dit is vooral duidelijk voor de ERA-40 en de RACMO resultaten. Terwijl het grootschalige drukveld van laatstgenoemde bepaald wordt door eerstgenoemde, zijn de windsnelheden verschillend. Dit wordt voornamelijk veroorzaakt door een lagere oppervlakteruwheid bij RACMO in vergelijking met ERA-40. Belangrijker dan het absolute niveau van winden in figuur 2.5 is het feit dat alle curven parallel lopen en dat geen daarvan tekenen van verzadiging vertoont op de hoogste extremen. Dit wijst erop dat de winden nog niet de kracht hebben bereikt die niet beschreven kan worden door zelfs het meest grofmazige model. Daarom zouden deze modellen veranderingen in extreme waarden moeten kunnen simuleren.

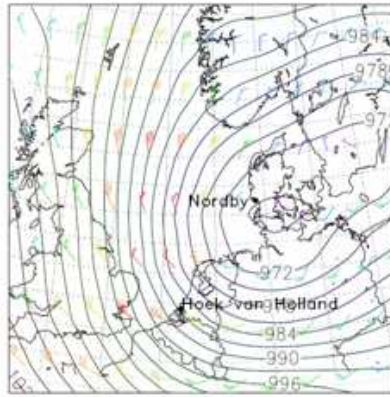
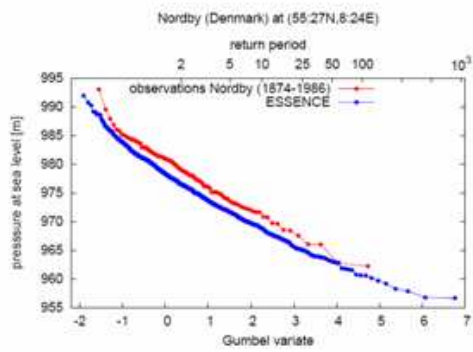
De tweede reden komt uit figuur 2.6. De linker afbeelding is een Gumbel grafiek van de jaarlijkse minimum luchtdruk op zeeniveau in Nordby, Denemarken (8.2°O , 55.3°N) uit waarnemingen en uit de Essence verzameling. Dit punt werd gekozen omdat een drukminimum in dit gebied leidt tot lange windbanen boven de Noordzee en daardoor tot de hoogste stormvloed aan de Nederlandse kust. Dit wordt geïllustreerd in de rechter grafiek, waarin de druk en het windveld zijn weergegeven in verband met de hoogste stormvloed die zich voordeed bij Hoek van Holland in de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling (zie volgende paragraaf). In de Gumbel grafiek (linker afbeelding) leveren waargenomen en gesimuleerde waarden parallelle curven op, wat erop wijst dat het model de distributie van extreem lage druk goed simuleert. Er zijn geen tekenen van een kunstmatige onderste grens voor druk in het model.



Figuur 2.4: Gumbel grafiek voor Essence jaarlijkse maximum windsnelheden voor dezelfde locatie als gebruikt in figuur 2.1 (5°O, 55°N). Blauw verwijst naar het huidige (1950-2000), rood naar het toekomstige (2050-2100) klimaat. De Gumbel variabele (onderste horizontale as) is een getransformeerde klassenvariabele. Zij is direct gerelateerd aan de terugkeertijd (bovenste horizontale as), de gemiddelde tijd tussen twee gevallen van een bepaalde waarde. De lijnen zijn de afstemming op een GEV distributie. De foutbalken aan de rechterkant geven de 95%-betrouwbaarheidsintervallen voor de 10.000 jaar terugkeerwaarden.



Figuur 2.5. Gumbel grafiek van jaarlijkse maximum windsnelheid op 5°O, 55°N. De blauwgroene GCMs-gelabelde lijnen verwijzen naar de vier mondiale klimaatmodellen die gebruikt zijn in de KNMI'06 scenario's (KNMI 2006) en de blauwe RACMO25 gelabelde lijn naar een run met het regionale klimaatmodel RACMO met een resolutie van 25 km, op basis van ERA-40 grensvoorwaarden. Waarden uit de ERA-40 en de NCEP/NCAR heranalyses zijn weergegeven door respectievelijk zwarte en rode symbolen.



Figuur 2.6: Gumbel grafiek van jaarlijkse minimum luchtdruk op zeeniveau in Nordby, Denemarken (8.2°O, 55.3°N; links), en wind- en drukvelden voor de situatie die leidt tot de hoogste stormvloed in Hoek van Holland zoals die zich voordeed in de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling (rechts).

3. Geprojecteerde veranderingen in lokale stormvloeden

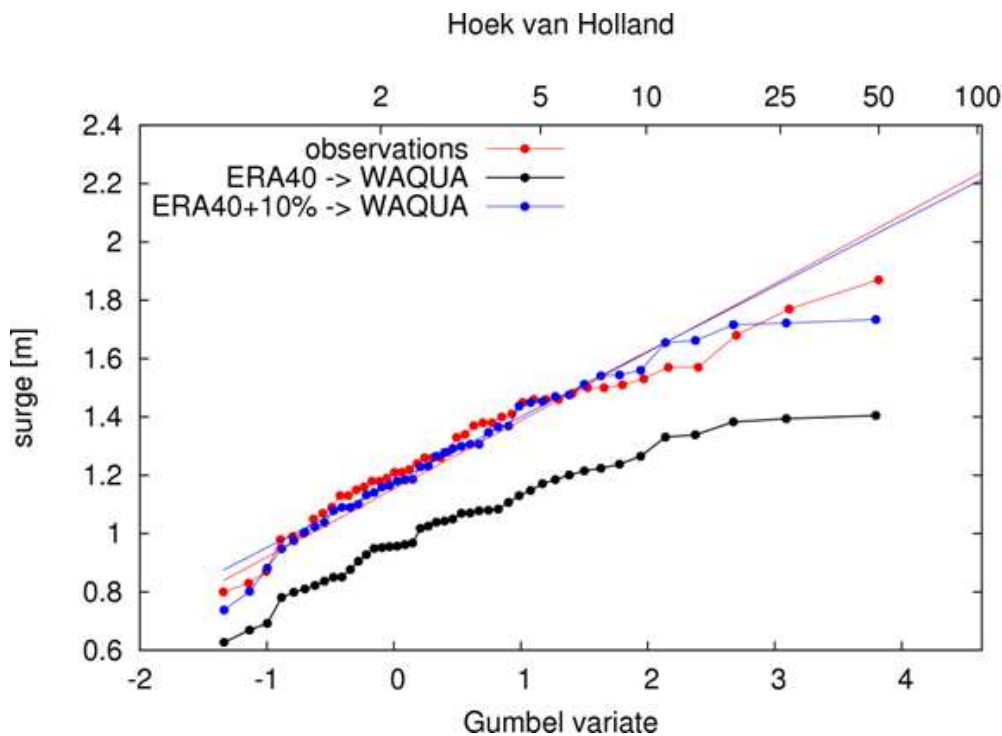
3.1. Benadering

Om toekomstige stormvloedhoogten te kunnen afleiden, moeten geprojecteerde winden vertaald worden in golfhoogten. Voor stormvloeden langs de Nederlandse kust zijn de noordelijke winden het belangrijkste. Deze hebben de langste windbaan, en er worden maximale waterniveaus bereikt wanneer deze winden waaien vanaf de Noorse Zee naar het zuiden van de Noordzee. Zo is niet alleen de kracht van de wind (de windsnelheid), maar ook de windrichting van belang, en moet rekening gehouden worden met veranderingen die zich in zowel de snelheid als de richting voordoen. In paragraaf 2 lieten we zien dat toegenomen windsnelheden beperkt waren tot zuidwestelijke richtingen. Een eerste schatting is daarom ook dat stormvloedhoogten langs de Nederlandse kust niet erg beïnvloed worden door klimaatverandering.

Om deze hypothese te testen, zijn de resultaten van verschillende stormvloedmodellen, aangedreven van de winden, die besproken zijn in de vorige paragrafen, geanalyseerd. Windvelden van de RCAO verzameling (zie paragraaf 2.2.2) werden gebruikt als basis van het TRIMGEO²⁶ model voor huidige (1961-1990) en toekomstige (2071-2100) klimaatomstandigheden (Woth et al. 2006, Woth 2005). Resultaten worden besproken in paragraaf 3.3.

De winden uit de Essence verzameling werden gebruikt als aandrijving van WAQUA/DCSM98 (zie http://www.waqua.nl/systeem/documentatie/usedoc/waquapublic/wag_general.pdf), het stormvloedmodel dat operationeel wordt gebruikt bij het KNMI (zie <http://www.knmi.nl/~jwdv/WAQUA>). Dit model wordt normaal gesproken aangedreven met winden uit een model voor een beperkt gebied met een hoge resolutie voor weersvoorspellingen. Om te controleren of de lageresolutie Essence winden een geschikte forcering zijn, gebruiken we ERA-40 winden (Uppala et al. 2005), geïnterpoleerd naar de Essence resolutie, als aandrijving van WAQUA/DCSM98. Om de onderschatting van oppervlaktewinden in ERA-40 ten aanzien van Essence, zoals opgemerkt in figuur 2.5, te ondervangen, werden de ERA-40 winden met 10% verhoogd. De gemodelleerde jaarlijkse maximum stormvloedhoogten volgen dezelfde verdeling als de waargenomen stormvloedhoogten (zie figuur 2.7), en in 30 van de 44 jaar was dezelfde gebeurtenis verantwoordelijk voor het jaarlijkse maximum in het model en in de waarnemingen. Het verschil tussen modellen en waarnemingen laat geen systematische afhankelijkheid van de stormvloedhoogte zien. Alles bij elkaar concluderen we dat de combinatie Essence-WAQUA/DCSM98 geschikt is om extreme stormvloeden te bestuderen.

²⁶ Model van getijdenafzetting en getijdenslik

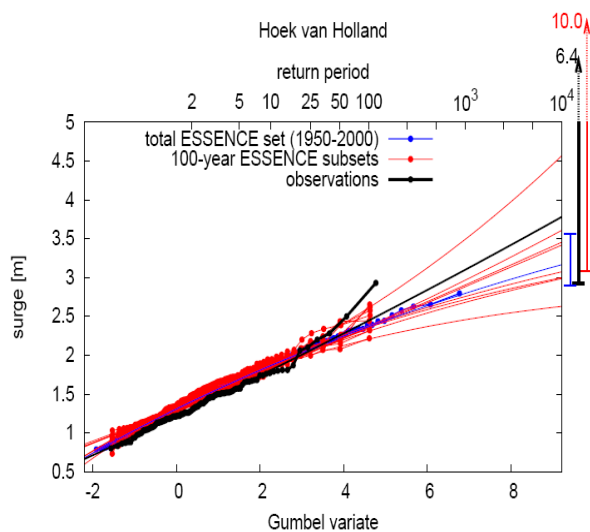


Figuur 2.7: Gumbel grafiek van jaarlijkse maximum stormvloedhoogten in Hoek van Holland gedurende de periode 1958-2002. Waarnemingen en resultaten uit WAQUA/DCSM98 geforceerd door ERA-40 winden zijn vergeleken.

Alle resultaten over stormvloedhoogte die hier weergegeven zijn, zijn gebaseerd op directe modelresultaten. Over het algemeen zijn deze waarden geen niveaus die zich direct aan de kustlijn voordoen, maar op plaatsen die zich voor de kust bevinden, op bijvoorbeeld de 10-meterlijn. Daarom is een op regressie gebaseerde lokalisatiestap nodig, die stormvloedhoogten buiten de kust (op roosterpunten) waarden aan de kustlijn verbindt. De techniek is geïntroduceerd door Langenberg et al. (1999) en werd verfijnd door Grossmann et al. (2007) voor de monding van de Elbe en door Woth en Weisse (2008) voor de Duitse Noordzeekust. De lokalisatiestap is opgenomen in WAQUA/DCSM98 door subtiel de waterdiepten van het model te veranderen zodat er resultaten geleverd werden die rechtstreeks vergelijkbaar zijn met het aflezen van de lokale getijdenmeter. Onze grootste aandacht gaat hier uit naar veranderingen in stormvloedhoogten. Zolang de waterdiepten niet veranderd zijn, zal de evenredigheid tussen stormvloedhoogten aan de kustlijn en die op een locatie waarop het model van toepassing is, niet veranderen. De hieronder gerapporteerde resultaten zijn daarom, hoewel deze strikt gesproken alleen geldig zijn voor het modelroosterpunt dat het dichtst bij de kust ligt, ook relevant voor het waterniveau aan de kustlijn.

3.2. Onzekerheid

Volgens de Nederlandse wet moet de kustwering een waterpeil kunnen tegenhouden dat zich gemiddeld slechts eens in 10.000 jaar voordoet. Dit peil moet geschat worden op basis van de bestaande gegevens voor 118 jaar. Het is geen verrassing dat de extrapolatie over twee ordes van grootte tot een grote onzekerheid leidt. Dit is geïllustreerd in figuur 2.8 voor het station Hoek van Holland, waar zwart duidt op waarnemingen. De GEV-fit levert een beste schatting op van 3,6 m voor de 10.000-jaar terugkeerwaarde, maar het 95%-betrouwbaarheidsinterval loopt van 2,9 m tot 6,4 m. Het betrouwbaarheidsinterval wordt bepaald door gebruik te maken van de 'profile likelihood' methode. De kans dat de echte waarde lager is dan de laagste grens of hoger dan de hoogste grens is voor beide 2,5%.



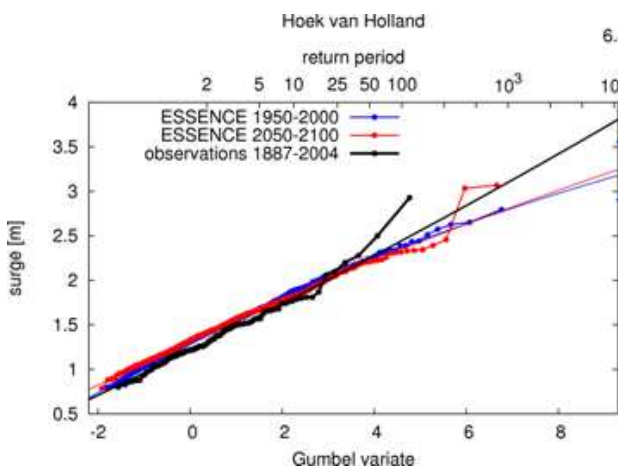
Figuur 2.8: Gumbel grafiek voor stormvloedhoogten bij Hoek van Holland. Zwart: waarnemingen (vet) en GEV-fit (niet-vet). Rood: gegevens uit perioden van 100 jaar van Essence-WAQUA/DCSM98 (vet) en bijbehorende fits (niet-vet). Blauw: alle gegevens van Essence tezamen. De balken aan de rechterkant geven de 95%-betrouwbaarheidsintervallen voor de 10.000-jaar terugkeerwaarden weer. De rode balk is voor de curve met de hoogste beste schatting van 4,5 m.

Dit resultaat wordt bevestigd door de resultaten uit de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling. De rode stippen en lijnen in figuur 2.8 zijn verkregen door willekeurige 100-jaar segmenten van de verzameling (jaren 1950-2000 van twee onderdelen) te gebruiken. De respectievelijke GEV-fit levert beste schattingen op die lopen van 2,6 m tot 4,5 m, en het 95%-betrouwbaarheidsinterval voor de laatstgenoemde waarde loopt van 3 m tot 10 m. Uit deze resultaten blijkt duidelijk dat de impact van klimaatverandering op stormvloedhoogten niet betrouwbaar afgeleid kan worden uit korte tijdreeksen. De steekproeffout zou

veel groter zijn dan het signaal, waarvan we aannemen dat dat, met het oog op paragraaf 2, klein is. Alleen de hele verzameling (17x50 jaar, blauw) levert een betrouwbaarheidsinterval op dat klein genoeg kan zijn om een signaal van klimaatverandering te detecteren.

3.3. Ontwikkeling van regionale klimaatmodellen

Er zijn aanzienlijke variaties tussen verschillende schattingen voor extreme stormvloedhoogten zoals 50-jaar terugkeerwaarden (Flather et al. 1998, Lowe et al., 2001, Lowe en Gregory 2005). Schattingen die gebaseerd zijn op veranderingen van vaker voorkomende stormvloedhoogten (zoals het jaarlijks 99-percentiel) blijken iets robuster te zijn en lijken een meer samenhangend beeld te geven. Als windvelden van de RCAO verzameling, die besproken is in paragraaf 2.2.2, gebruikt worden, worden toenames in de 99-percentiel stormvloedhoogten langs de Duitse, Nederlandse en Deense kust waargenomen ongeacht het model of het scenario waaruit de windvelden verkregen zijn (Woth 2005, Woth et al. 2006). Voor Nederland in de winter (DJF) zijn de schattingen van veranderingen in de jaarlijkse 99-percentiel stormvloedhoogten 5-10% voor 2070-2100 (von Storch en Woth 2008). Voor het grootste deel van de Nederlandse kust blijft dit binnen het bereik van de waargenomen (hindcast) variabiliteit binnen de afgelopen 50 jaar. Een identiek resultaat werd verkregen door Debernard en Røed (2008). Deze auteurs rapporteren ook dat veranderingen voor het gematigde B2 scenario (Nacicenovic et al. 2000) hoger zijn dan voor het A2 scenario. Aangezien ze slechts één run hebben uitgevoerd voor elk mondiaal klimaatmodel, kan het zijn dat hun resultaat eerder decadaal variabiliteit dan klimaatverandering beschrijft..



Figuur 2.9: Gumbel grafiek voor golfhoogten bij Hoek van Holland van de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling. Zwart: waarnemingen (dezelfde als in figuur 2.8), blauw: huidig klimaat (1950-2000, hetzelfde als in figuur 2.8), rood: toekomstig klimaat (2050-2100). De balken aan de rechterkant geven het 95%-betrouwbaarheidsinterval aan.

3.4 Resultaten uit Essence

De statistische betrouwbaarheid die ontbrak bij de ontwikkeling van regionale klimaatmodellen wordt wel geboden door de Essence-WAQUA/DCSM98 verzameling. Figuur 2.9 geeft een Gumbel grafiek weer van gemodelleerde

jaarlijkse maximum stormvloedhoogten bij Hoek van Holland voor het huidige (1950-2000) en het toekomstige (2050-2100) klimaat. De fits alsook de betrouwbaarheidsintervallen voor de 10.000-jaar terugkeerwaarden zijn praktisch identiek. Binnen de grenzen van natuurlijke variabiliteit is er geen sprake van verandering van stormvloedhoogten door mondiale opwarming langs de Nederlandse kust.

4. Geprojecteerde veranderingen in windgolven

Grabemann en Weisse (2008) gebruikten de windvelden uit de RCAO verzameling, beschreven in paragraaf 2.2, om projecties af te leiden van veranderende golfcondities in de Noordzee. Ze gebruikten het golfmodel WAM in een ingebedde versie met een horizontale resolutie van ongeveer 5x5 km in de Noordzee en een grover raster (ongeveer 50x50 km) voor relevante delen van de Noordoost Atlantische Oceaan. Er werd ook zee-ijs uit de simulaties van klimaatverandering in rekening gebracht. De volgende discussie is gebaseerd op de experimenten van Grabemann en Weisse (2008), en de cijfers zijn verkregen op basis van hun gegevens.

In figuur 2.1c,d is de verdeling weergegeven van de jaarlijkse gemiddelde en de jaarlijkse 99-percentiel significante golfhoogte, gemiddeld over de 1°-box gecentreerd op 5.5°O, 54.3°N. Ter vergelijking zijn ook de resultaten verkregen uit een hindcast met hoge resolutie (Weisse en Günther 2007) voor huidige condities weergegeven.

In alle klimaatsimulaties wordt een grote onderschatting gemaakt van de huidige jaargemiddelde en jaarlijkse 99-percentiel significante golfhoogten. Signalen voor klimaatverandering voor 2071-2100 zijn klein en statistisch niet significant in de simulaties die gebaseerd zijn op het HadAM3H model. In de experimenten op basis van het ECHAM4/OPY3 model zijn de veranderingen groter en bedragen 10% voor de jaarlijkse 99-percentiel golfhoogten. Deze zijn statistisch significant op het 99%-niveau. Deze resultaten zijn consistent met die van de windveranderingen, zoals besproken in paragraaf 2.2.2.

Dezelfde conclusies die werden getrokken voor windsnelheid in paragraaf 2.2.2, gelden ook voor golven: De meeste experimenten wijzen op een toename in de jaargemiddelde en 99-percentiel significante golfhoogten voor 2071-2100 (zie figuur 2.2), maar de omvang van de verzameling is te klein om de omvang van de veranderingen betrouwbaar te testen. Geen van de verschillen slaagt voor een t-test met een betrouwbaarheidsniveau van 99%, en de ruimtelijke details variëren aanzienlijk tussen de modellen en simulaties (Grabemann en Weisse 2008). De resultaten van Debernard en Røed (2008) bevestigen deze bevindingen. Ze nemen ook een lichte toename waar in het 99-percentiel van significante golfhoogte langs de Nederlandse kust met grote verschillen tussen forcerende modellen en aangenomen scenario's van klimaatverandering.

5. Samenvatting en discussie

We hebben de mogelijke impact van klimaatverandering op wind en windgerelateerde grootheden in de Noordzee en vooral langs de Nederlandse kust onderzocht. De ontwikkeling van mondiale en regionale klimaatmodellen, waarbij gebruik gemaakt wordt van verschillende klimaatmodellen alsook van verschillende scenario's van klimaatverandering, wijst op een lichte toename in extreme windsnelheden in het zuiden van de Noordzee, hetgeen zich uit als een lichte toename in de hoogte van windgolven. De toename van windsnelheid is het resultaat van toenemende zuidwestelijke winden die niet relevant zijn voor extreme stormvloedhoogten langs de Nederlandse kust. Het is daarom ook niet verrassend dat extreme stormvloedhoogten niet veranderen.

Stormvloedhoogten werden bepaald door gebruik te maken van hydrodynamische golfmodellen met een onveranderde zeespiegel en waterdiepten als uitgangspunt. In een eerste benadering kan de gemiddelde zeespiegelstijging lineair opgeteld worden bij de stormvloedhoogte. Niet-lineaire effecten zijn in de orde van grootte van 10% van de verandering van de gemiddelde zeespiegel (Kauker en Langenberg 2000, Lowe en Gregory 2005). Resultaten waarbij gebruikgemaakt werd van de Essence-WAQUA/DCSM98 combinatie bevestigen deze bevindingen.

Lokale veranderingen in waterdiepte, die veroorzaakt worden door erosie en sedimentatie, alsook door waterwerken, kunnen een belangrijke invloed hebben op stormvloedhoogten. Von Storch en Woth (2008) toonden aan dat het verdwijnen van overstromingsgebieden en baggerwerk een veel grotere impact hadden op stormvloedhoogten in Hamburg dan klimaatverandering. De situatie van Hamburg, 140 km landinwaarts aan het einde van een grote riviermonding, is niet representatief voor de Nederlandse kust. Er is meer onderzoek nodig om de effecten van veranderingen in de morfologie op stormvloedhoogten langs de Nederlandse kust te beoordelen.

Veranderingen in waterdiepte kunnen ook de voortplanting van deininggolven in kustwateren veranderen. Dit effect is niet onderzocht.

Naast de windkracht en -richting, kunnen ook de duur en frequentie van stormen van invloed zijn op stormvloedhoogten, en zouden twee of meer opeenvolgende stormen eigenfrequenties van het bekken van de Noordzee kunnen veroorzaken, die kunnen leiden tot extreme stormvloedhoogten. We hebben deze effecten niet afzonderlijk onderzocht. Uit het feit dat we geen tekenen bespeuren van een tweede populatie in onze Gumbel grafieken, concluderen we dat deze effecten niet belangrijk zijn.

6. Documentatie

- Alexander, L.V., Tett, S.F.B. and Jonsson, T. , 2005, Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13704, doi:10.1029/2005GL022371.
- Alexandersson, H., T. Schmith, K. Iden, and H. Tuomenvirta , 1998, Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *Global Atmos. Oc. System*, 6, 97-120.
- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith, and K. Iden, 2000, Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set, *Climate Res.*, 14, 71-73
- Bärring, L. and H. von Storch, 2004, Scandinavian storminess since about 1800, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L20202, doi:10.1029/2004GL020441.
- Bärring, L. and K. Fortuniak, 2008, Multi-indices analysis of Scandinavian storminess 1780-2005, *Int. J. Climatol.*, submitted.
- Bunde, A., J.F. Eichner, S. Havlin, and J.W. Kantelhardt, 2004, Return intervals of rare events in records with long term persistence, *Physica A*, 342, 308-314.
- Coles, S., 2001, *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*, Springer-Verlag, 208 pp.
- Debernard, J.B., and L.P. Røed, 2008, Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit, *Tellus*, 60A, 472-438, doi: 10.1111/j/1600-0870.2008.00312.x.
- Deltacommissie, 1960-61, Rapport Deltacommissie, 's-Gravenhage; Staatsdrukkerij- en Uitgeverijbedrijf, 6 Delen. Deel I: Eindverslag en interimadviezen. Deel II-IV: Beschouwingen over stormvloed en getijbeweging. Deel V: Onderzoekingen betreffende de opzet van het Deltaplan en de gevolgen van de werken. Deel VI: Onderzoekingen van belang voor het ontwerpen van dijken en dammen; sociaal-economische aspecten van het Deltaplan. Dutch only.
- Feser, F., R. Weisse, and H. von Storch, 2001, Multi-decadal atmospheric modeling for Europe yields multi-purpose data, *EOS Transactions*, 82, pp 305 & 310.
- Flather, R.A., J.A. Smith, J.D. Richards, C. Bell and D.L. Balckman, 1998, Direct estimates of extreme storm surge elevations from a 40-year numerical model simulation and from observations, *Global Atmos. Oc. System*, 6, 165-176.
- Grabemann, I., and R. Weisse, 2008, Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study, *Ocean Dynamics*, submitted.
- Grossmann, I., K. Woth, and H. von Storch, 2007, Localization of global climate change: Storm surge scenarios for Hamburg in 2030 and 2085, *Die Küste*, 71, 169-182.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY.
- Kaas, E., U. Andersen, R.A. Flather, J.A. Willimas, D.L. Blackman, P. Lionello, F. Dalan, E. Elvini, A. Nizzero, P. Malguzzi, A. Pfizenmayer, H. von Storch, D. Dillingh, M. Phillipart, J. de Ronde, M. Reistad, K.H. Midtbø, O. Vignes, H. Haakenstad, B. Hackett, I. Fossum and L. Sidselrud, 2001, Synthesis of the STOWASUS-2100 project: Regional storm, wave and surge scenarios for the 2100 century, *Danish Climate Centre Report 01-3*, 22pp.

- Kauker, F., and H. Langenberg, 2000, Two models for climate change related development of sea levels in the North Sea – a comparison, *Climate Research*, 15, 61-67.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996, The NCEP/NCAR reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- KNMI, 2006, KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. KNMI Scientific report WR 2006-01. Available from KNMI, P.O. Box 201, 3730 AE De Bilt, The Netherlands.
- Langenberg, H., A. Pfizenmayer, H. von Storch and J. Sündermann, 1999, Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change, *Cont. Shelf Res.*, 19, 821-842.
- Lenderink, G., van den Hurk, B., van Meijgaard, E., van Ulden, A.P., Cuijpers, J., 2003, Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments, KNMI Technical Report 252, 24 pp. Available from KNMI, P.O. Box 201, 3730 AE De Bilt, The Netherlands.
- Lowe, J.A. and J.M. Gregory, 2005, The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom, *Phil. Trans. R. Soc.*, 363, 1313-1328.
- Lowe, J.A., J.M. Gregory, and R.A. Flather, 2001, Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by Hadley Centre climate models, *Clim. Dyn.*, 18, 179-188.
- Matulla, C., W. Schönner, H. Alexandersson, H. von Storch, and X.L. Wang, 2007, European storminess: Late 19th century to present, *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-007-0333-y
- Nakicenovic, N. et al., 2000, Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 599 pp., Cambridge University Press, Cambridge, U.K. Available online at: <http://www.grida.no/dimate/ipcc/emission/index.htm>.
- Pryor, S.C., R.J. Barthelmie and E. Kjellström, 2005, Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: analyses using a regional climate model, *Clim. Dyn.*, 25, 815-835.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. Graham, C. Jones, H. Meier, P. Samuelsson, and U. Willen, 2003, GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere-Baltic Sea regional climate model RCAO, SMHI, Norrköping, Rossby Centre, 61 pp.
- Rockel, B. and K. Woth, 2007, Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations, *Climatic Change*, 82, doi:10.1007/s10584-006-9227-y.
- Sterl, A., R. Haarsma, F. Selten, W. Hazeleger, and H. Dijkstra, 2007, The ESSENCE project - the power of a large model ensemble, Biennial Scientific Report 2005-2006, KNMI, De Bilt, pp 114-118.
- Sterl, A., C. Severijns, G.J. van Oldenborgh, H. Dijkstra, W. Hazeleger, M. van den Broeke, G. Burgers, B. van den Hurk, P.J. van Leeuwen, and P. van Velthoven, 2008,

When can we expect extremely high surface temperatures? *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14703, doi: 10.1029/2008GL034071.

Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J-F. Mahfouf, J-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005, The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961-3012.

Van Den Brink, H.W., G.P. Können, J.D. Opsteegh, G.J. van Oldenborgh, and G. Burgers, 2004, Improving 10⁴-year surge level estimates using data of the ECMWF seasonal prediction system, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17210, doi: 10.029/2004GL020610.

Van Ulden, A.P., and G.J. Van Oldenborgh, 2006, Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe, *Atmos. Chem. Phys.* 6, 863-881, Sref-ID: 1680-7324/acp/2006-6-863.

Von Storch, H., and K. Woth, 2008, Storm surges, perspectives and options, *Sust. Sci.*, 3, 33-44, doi: 10.1007/s11625-008-0044-2.

The WASA-Group (1998): Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 741-760.

Weisse, R., and H. Günther, 2007, Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958-2002, *Ocean Dynamics*, 57, 161-172, doi:10.1007/s10236-006-0094-x.

Weisse, R., H. von Storch, and F. Feser, 2005, Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model 1958-2001 and comparison with observations, *J. Climate*, 18, 465-479, doi: 10.1175/JCLI-3281.1.

Woth, K., 2005, North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22708, doi: 10.1029/2005GL023762.

Woth, K., R. Weisse, and H. von Storch, 2006, Climate change and North Sea storm surge extremes: An ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different Regional Climate Models, *Ocean Dynamics*, 56, 3-15.

Woth K., and R. Weisse, 2008, High resolution projections of possible future changes in North Sea storm surge extremes, *Proceedings JCOMM 2007, Seoul* (in press).

HOOFDSTUK III – Gevolgen van klimaatverandering op de Rijnafvoeren

Dit hoofdstuk integreert en geeft een samenvatting van Appendix A: 'Toekomstige Rijnafvoer ten gevolge van klimaatverandering', en Appendix B: 'Gevolg van overstromingen in Duitsland op de piekafvoer bij Lobith'.

1. Inleiding

De Rijn ontspringt in de Zwitserse Alpen en stroomt via Duitsland, Frankrijk en Nederland ongeveer 1300 km verderop de Noordzee in. Het stroomgebied van de Rijn beslaat een oppervlakte van 185.000 km². De laagst gelegen gedeelten in het stroomgebied en alle vertakkingen in Nederland zijn door dijken beschermd tegen overstromingen. Het punt waar de Rijn Nederland binnenkomt, bij Lobith, is het begin van de Rijndelta. In deze delta vertakt de Rijn zich in drie rivieren: de Waal, de Lek en de IJssel

De Rijn, die één van de grootste rivieren in Europa is, heeft invloed op de economie en het milieu van één van de meest dichtbevolkte gebieden in Europa. Historisch gezien is de Rijn één van de drukste vaarwegen in Europa en vormt de belangrijkste transportroute tussen de haven van Rotterdam en het Duitse achterland. Een belangrijk deel van het zoete water in Nederland komt uit de Rijn. Rijnwater wordt voor vele doeleinden gebruikt: als drinkwater, irrigatiewater voor gewassen, industrieel koelwater, om elektriciteit uit waterkracht op te wekken en om te voorkomen dat (zout) zeewater vanuit de Noordzee binnendringt in de Nederlandse polders die onder zeeniveau liggen.

Hoewel Nederland economisch veel baat heeft van de Rijn, vormen de hoogwaters van de rivier een grote bedreiging voor de laaggelegen aangrenzende polders in Nederland. Bescherming tegen hoogwater van de Rijn is daarom een belangrijk aspect van watermanagement in Nederland. Veranderingen in de hydrologie van de Rijn door (antropogene) klimaatverandering zullen daarom ook hun inwerking hebben op alle activiteiten, waaronder het gevaar van overstroming. Voor adaptatiebeleid in Nederland is het bijzonder belangrijk te weten hoeveel (of hoe weinig) Rijnwater in de toekomst in Nederland kan binnenkomen. In Nederland zijn daarom sinds 1988 projecten uitgevoerd om de gevolgen van klimaatverandering voor de hydrologie van de Rijn te kunnen vaststellen.

1.1. Doelstellingen

De nieuwe Nederlandse Deltacommissie, die de relevantie van de gevolgen van klimaatverandering voor de Rijn erkent, heeft gevraagd de bestaande inzichten over mogelijke veranderingen in Rijnafvoeren te beoordelen. Dit rapport geeft een samenvatting van de bevindingen van deze beoordeling. Het onderzoek concentreert zich op veranderingen in de gemiddelde seizoensafvoeren en in extreme afvoeren. Hoewel deze ook belangrijk zijn, krijgen veranderingen in lage afvoeren relatief weinig aandacht.

1.2. Belangrijkste resultaten

Hier zal aangetoond worden dat in de klimaatscenario's die momenteel toegepast worden:

- piekafvoeren die nu als zeer hoog beschouwd worden, normaal zullen worden in de toekomst;
- de ontwerpafvoer zal toenemen, hoewel de omvang daarvan nog erg onzeker is;
- de huidige hydraulische eigenschappen van de Rijn de potentiële toename van ontwerpafvoer substantieel zullen beperken;
- zomerafvoeren, afhankelijk van het scenario, weinig tot sterk zullen afnemen.

2. De hydrologie van het Rijnstroomgebied

Geografisch kan het stroomgebied van de Rijn in drie regio's verdeeld worden: het bergachtige Alpengebied, stroomopwaarts van Bazel (Zwitserland); de lage bergketens en heuvelachtige gebieden in Duitsland en Frankrijk, tussen Bazel en Bonn (Duitsland), ook Duits-Franse Oberrhein en Mittelrhein genoemd; en de laaglanden, stroomafwaarts van Bonn, ook Niederrhein genoemd. Deze drie gebieden beslaan respectievelijk ongeveer 20, 60 en 20% van het stroomgebied. De bijdrage van deze gebieden aan de watertoevoer varieert door het jaar, evenals hun belang voor lage, gemiddelde en piekafvoeren.

- De jaarlijkse gemiddelde afvoer wordt bepaald door de hoeveelheid en verdeling van neerslag en verdamping in het stroomgebied. Aangezien het Alpengebied relatief veel regenval kent en de jaarlijkse verdamping relatief klein is op hogere hoogten, wordt hier relatief veel water toegevoerd; 40%, op een jaarlijks gemiddelde basis in de Niederrhein.

- Lage afvoeren kunnen zich in alle seizoenen voordoen, maar voor het laagste gedeelte van de Rijn is de late zomer het belangrijkste laagwaterseizoen. In dit seizoen kan de bijdrage uit het Alpengebied aan de afvoer bij Lobith tot meer dan 90% stijgen. Dit wordt veroorzaakt door smeltwater, afvoer van water uit de Alpenmeren en reservoirs, een maximale neerslag in de zomer en de relatief lage verdamping op hogere hoogten. De afvoer van water van gletsjers kan verwaarloosd worden. De bijdrage van de andere regio's is klein door de relatief hoge verdamping aldaar.
- Hoogwater doet zich vooral in de winter en in het begin van de lente voor. In het hoogwaterseizoen vormt de regio tussen Bazel en Keulen de belangrijkste bron van water vanwege de lage verdamping. Er wordt weinig water geproduceerd in het Alpengebied omdat neerslag op grotere hoogte tijdelijk opgeslagen wordt als sneeuw.
- Extreme afvoeren doen zich tijdens de winterperiode voor. Ze worden veroorzaakt door een opeenvolging van lagedrukgebieden die over het stroomgebied trekken en zorgen voor grote hoeveelheden regen. De grote afvoervolumes worden gegenereerd in de Duitse en Franse delen van het stroomgebied gedurende regenperiodes die enkele dagen duren boven grote gebieden van het stroomgebied. In de winter is de verdamping laag, hetgeen ertoe leidt dat de bodem verzadigd raakt. Smeltwater speelt nauwelijks een rol onder de huidige omstandigheden, maar het bevroren van de bodem leidt af en toe wel tot extremere afvoeren. Door de omvang en de vorm van het stroomgebied, zijn het volume en de hoogte van de afvoerpiek sterk afhankelijk van de richting, de treksnelheid en neerslagintensiteit van de lagedrukgebieden en minder afhankelijk van de intensiteit van afzonderlijke regenbuien. Hoogwaters kunnen daardoor op verschillende manieren ontstaan. De variabiliteit van 10-daagse neerslagsommen correleert echter goed met de variabiliteit van piekafvoeren in de winter. Zowel in de Rijndelta (Nederland) als in die gebieden waar de Rijn door een zeer breed dal stroomt, zijn de uiterwaarden ingedamd. De (rivier)dijken versmallen de rivierbedding en beperken daardoor de ruimte voor de rivier, hetgeen leidt tot hogere piekafvoeren. Het beschermingsniveau van de dijken verschilt van plaats tot plaats met verschillen in de dijkhoogte als gevolg. Zeer hoge afvoeren kunnen echter lokaal een overstroming of dijkdoorbraak als gevolg hebben, hetgeen leidt tot ongecontroleerde overstromingen in de riviervallei. Zulke overstromingen verminderen de afvoerpiek verder stroomafwaarts in de rivier.

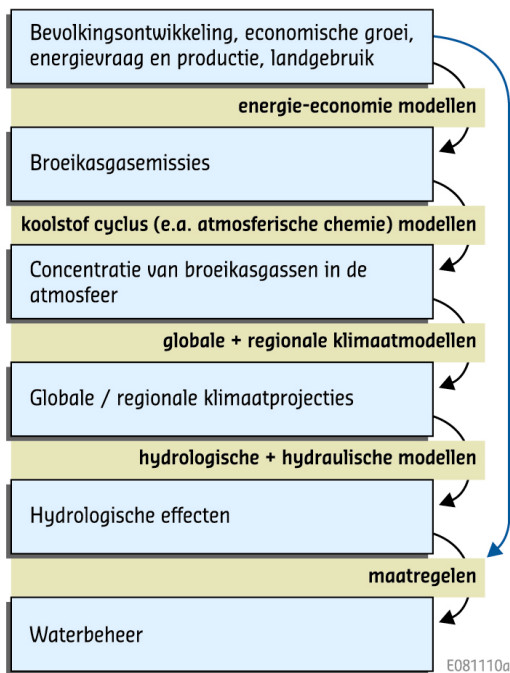
Veranderingen in toekomstige afvoeren worden daarom bepaald door:

1. De variatie en verandering in de hoeveelheid neerslag en verdamping in de verschillende seizoenen en regio's. Dit is van invloed op alle afvoeren in alle seizoenen.

2. Verandering in temperatuur waardoor de verdeling tussen sneeuw- en regenval in het Alpengebied verandert (met name in de winter). De temperatuur bepaalt de lengte van het sneeuwseizoen en is daarmee van invloed op het afvoerregiem van de rivier. Sneeuw hoopt zich namelijk op, hetgeen leidt tot een vertraagde afvoer.
3. De verandering in verdamping (met name in de zomer/het groeiseizoen wanneer de verdamping groot is). Dit heeft vooral gevolgen voor lage afvoeren en afvoeren in de zomer.
4. De verandering in (lokale) temperatuur, die een grote invloed heeft op de uitwerking van de punten 2. en 3. Een temperatuurstijging leidt tot een verschuiving van een gecombineerde regenval- en smeltwaterrivier in een door regenval gedomineerde rivier bij Lobith, hetgeen leidt tot hogere winter- en lagere zomerafvoeren.
5. De verandering in de (relatieve) variabiliteit van meerdaagse neerslagsommen en voor de Rijn met name van de 10-daagse neerslagsommen. Dit is met name van invloed op de omvang van piekafvoeren bij Lobith. Een toename van de 10-daagse neerslagvariabiliteit leidt tot een toename van de piekafvoeren terwijl een afname van die variabiliteit leidt tot een afname van de piekafvoeren.
6. Veranderingen in de hydraulische eigenschappen van de uiterwaarden inclusief de dijken kunnen leiden tot ofwel hogere ofwel lagere afvoeren. Overstromingen van deze dijken beperken de maximum afvoerpieken die Nederland bereiken.

3. Methodes die gebruikt worden om toekomstige afvoerveranderingen van de Rijn vast te stellen

Figuur 3.1 illustreert de benodigde stappen om de gevolgen van klimaatverandering voor het waterbeheer vast te stellen. Voor scenario's tot 2050, spelen emissiescenario's een kleine rol en worden de verschillen in projecties bijna volledig bepaald door de verschillen in de resultaten van de diverse klimaatmodellen. Scenario's die operationeel worden gebruikt ten behoeve van het waterbeheer zijn daarom hoofdzakelijk gebaseerd op de resultaten van verschillende klimaatmodellen in combinatie met hydrologische/hydraulische modellen. In hydrologische toepassingen worden de drie bovenste vakken gewoonlijk als één enkel vak behandeld.



Figuur 3.1: Benodigde stappen om de gevolgen van klimaatverandering voor het waterbeheer vast te stellen (Kwadijk et al., 2008)

Klimaatmodellen berekenen de hoeveelheid neerslag die afgevoerd wordt. Op basis van uitsluitend klimaatmodellen zijn voor verschillende grote stroomgebieden in de wereld studies gedaan waarbij de nadruk lag op de jaarlijkse afvoer; echter niet voor de rivier de Rijn. Klimaatmodellen houden echter geen rekening met de accumulatie van het water in het stroomgebied, noch beschrijven ze de hydraulische effecten zoals de voortplanting en afvlakking van hoogwatergolven in de riviertakken. Veranderingen in rivierafvoer door klimaatverandering worden normaal gesproken in kaart gebracht door klimaatmodellen te combineren met afzonderlijke hydrologische modellen, waarbij met de hydrologische modellen het neerslag-afvoer proces en de afvoer naar de monding van de (deel)stroomgebieden gesimuleerd wordt. Recente studies van het Rijnstroomgebied maken ook gebruik van hydraulische modellen. De hydrologische modellen gekoppeld aan een hydraulisch model, waarbij de hydrologische modellen de afvoer naar de riviertakken simuleren en het hydraulische model de voortplanting van afvoergolven door de hoofdtak van de rivier simuleert, waarbij rekening gehouden kan worden met de effecten van overstromingen langs de riviertakken. In Nederland zijn de hydrologische modellen van het Rijnstroomgebied die het meest gebruikt worden het Rhineflow

model en het HBV model; het toegepaste hydraulische model is het Sobek 1-dimensionale model.

In recente studies naar de veranderingen in de Rijnafvoer is gebruik gemaakt van klimaatmodellen of klimaatscenario's die geprojecteerd worden op het Rijnstroomgebied met behulp van één van de volgende methoden:

1. Een deltabenadering waarin de geprojecteerde veranderingen in de relevante klimaatparameters, zoals neerslag, 'toegevoegd' worden aan historische tijdreeksen. Deze aangepaste tijdreeksen worden, op hun beurt, gebruikt als invoer voor het hydrologische model.
2. Door de (dagelijkse) resultaten van een (mondiaal of regionaal) klimaatmodel rechtstreeks te gebruiken als invoer voor het hydrologische model.

Alle scenario's die gebruikt zijn ten behoeve van het Nederlandse waterbeheer zijn gebaseerd op de eerste methode. Met betrekking tot de bepaling van extreme hoogwaters worden specifiekere methoden toegepast die afzonderlijk beschreven zullen worden.

Deltabenadering (of 'incremental' scenario's), door gebruik te maken van een combinatie van veranderingen in gemiddelde klimaatcondities en hydrologische modellen

Bij de deltabenadering worden de toekomstige veranderingen in de relevante klimaatparameters (de "delta's") ofwel overgenomen uit een klimaatscenario (bijv. één van de vier KNMI'6 klimaatscenario's) ofwel afgeleid uit de veranderingen die gesimuleerd zijn met een regionaal of mondiaal klimaatmodel (respectievelijk RCM of GCM). In het laatstgenoemde geval worden de veranderingen (de delta's) verkregen uit de verschillen tussen de controlerun (die het huidige klimaat beschrijft) en de 'verstoorde' run (die het toekomstige klimaat beschrijft gegeven een bepaald broeikasgas emissiescenario). De verschillen (delta's) worden gebruikt om historisch waargenomen klimaattijdreeksen te veranderen in mogelijke toekomstige tijdreeksen. Deze getransformeerde reeksen worden vervolgens gebruikt als basis van een hydrologisch model voor het betreffende rivierstroomgebied. Vergelijkbaar met de toepassing van de deltamethode voor klimaattijdreeksen, kan de deltamethode ook gebruikt worden om waargenomen fouten in het hydrologische model te omzeilen of te corrigeren; d.w.z. dat de (afvoer-) resultaten van het hydrologische model niet rechtstreeks gebruikt worden maar dat de veranderingen in de afvoer die door het hydrologische model gesimuleerd zijn, gebruikt worden om de historisch waargenomen afvoer aan te passen.

In veel toepassingen van de deltabenadering worden alleen veranderingen in gemiddelde klimaatparameters meegenomen. Een nadeel van deze 'klassieke' deltamethode is dat er, door alleen gemiddelde veranderingen te beschouwen,

impliciet van uitgegaan wordt dat er geen verschil is tussen de historische en toekomstige klimaatvariabiliteit; de toekomstige klimaatvariabiliteit wordt als het ware geërfd van de historisch waargenomen reeksen. Dit betekent bijvoorbeeld ook dat het aantal regendagen in het toekomstige klimaat hetzelfde zal zijn als in het historisch waargenomen klimaat. Dit nadeel is belangrijk voor de beoordeling van de veranderingen in de piekafvoeren. De verandering in de piekafvoer van de Rijn is niet alleen gevoelig voor de verandering in de gemiddelde neerslag, maar blijkt ook zeer gevoelig te zijn voor veranderingen in de relatieve variabiliteit van meerdaagse neerslagsommen (bijv. Buishand en Lenderink, 2004). Daarom zijn deltamethoden waarbij alleen rekening wordt gehouden met gemiddelde veranderingen minder geschikt om de veranderingen in piekafvoeren te beoordelen. Dit wil niet zeggen dat deltamethoden in het algemeen gediskwalificeerd worden, aangezien er ook aangepaste deltamethoden beschikbaar zijn.

Directe koppeling van de klimaatmodelresultaten met de hydrologische modellen, of directe benadering

Bij deze benadering worden tijdreeksen uit een klimaatmodel rechtstreeks gebruikt als invoer voor het hydrologische model. Een voordeel van deze benadering is dat rekening gehouden wordt met de veranderingen in klimaatvariabiliteit die door het klimaatmodel gesimuleerd worden. Een nadeel is dat klimaatmodellen nog steeds problemen hebben met het reproduceren van bepaalde waargenomen neerslagpatronen. Dit betekent dat, ondanks de terminologie 'direct', in de praktijk, verschillende foutcorrecties (biascorrecties) van de klimaatmodelresultaten nodig zijn om de systematische verschillen tussen de controlerun van het klimaatmodel en de historische waarnemingen in rekening te brengen.

Benaderingen die specifiek toegepast worden voor de bepaling van extreme afvoeren

Bij de bepaling van veranderingen in extreme afvoeren, en in het bijzonder bij de ontwerpafvoer, wordt gebruik gemaakt van alternatieve en/of aanvullende methoden. Deze omvatten het gebruik van empirische relaties tussen (veranderingen in) maandelijkse of 10-daagse gemiddelde afvoeren en (veranderingen in) afvoerpieken; extreme waarden analyse om (statistisch) te extrapoleren naar herhalingstijden tussen ~50 en 1250 jaar; het gebruik van lange (1000-jarige) synthetische klimaattijdreeksen om lange afvoertijdreeksen te verkrijgen; het gebruik van één- of tweedimensionale hydraulische modellen om realistischer de voortplanting van afvoerpieken door het rivierkanaal te beschrijven en om rekening te houden met de effecten van retentiemaatregelen en dijkoverstromingen.

4. Schattingen van de toekomstige Rijnaafvoer

Voor Nederland zijn de meest recente analyses van veranderingen in de Rijnaafvoer, ten behoeve van het waterbeheer, gebaseerd op de vier KNMI'06 klimaatscenario's (G, G+, W, W+). Deze scenario's vervingen de scenario's die in 2000 opgesteld waren voor de nationale Commissie Waterbeheer in de 21e eeuw, ook bekend als de WB21 klimaatscenario's.

Elk van de vier KNMI'06 klimaatscenario's geeft, zowel voor 2050 als voor 2100, één enkel getal voor de verandering per variabele. Deze getallen zijn uniform voor Nederland en volgens het KNMI kunnen deze getallen ook gebruikt worden als indicatie voor de stroomgebieden van de Maas en de Rijn, met uitzondering van het Alpengebied. Aangezien tijdens droge periodes 50% van de watertoevoer uit het Alpengebied komt, dienen schattingen van veranderingen in laagwaterstanden voorzichtig geïnterpreteerd te worden.

Volgens de KNMI'06 scenario's stijgen de gemiddelde wintertemperaturen in 2100 met 1,8 tot 4,6 °C en bedraagt de stijging in de zomer tussen de 1,7 en 5,6 °C. De koudste winterdag per jaar stijgt tot 5,8 °C, en de warmste zomerdag per jaar tot 7,6 °C. Neerslag in de winter stijgt tussen de 7 en 28 % en verandert in de zomer tussen -38 en +12%. Met betrekking tot zomerdroogte is het belangrijk om te beseffen dat de scenario's met de grootste daling van neerslag in de zomer de grootste toename van de potentiële verdamping (tot 30%) geven.

4.1. Veranderingen in gemiddelde seizoensafvoeren

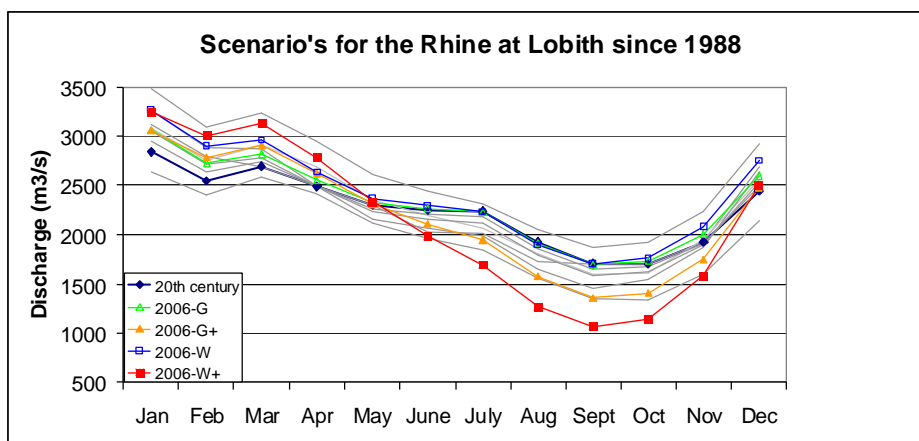
Bij de bepaling van de afvoerscenario's, zijn twee hydrologische modellen toegepast, het Rhineflow model (versie 3) en het HBV model. In de meest recente studies werden de afvoerscenario's als volgt verkregen. Op basis van de KNMI'06 klimaatscenario's, werden de historische tijdreeksen (1961-1995) voor neerslag, temperatuur en verdamping 'getransformeerd' door gebruik te maken van de klassieke deltabenadering (geen veranderingen in klimaatvariabiliteit) uitgaande van de gemiddelde 10-daagse veranderingen. Deze getransformeerde tijdreeksen werden gebruikt als invoer voor de hydrologische modellen. Tabel 3.1 geeft de resultaten van het Rhineflow model voor 2050 en 2100 (voor 2200 was geen relevante informatie over klimaatverandering beschikbaar) voor de zomer en de winter.

Tabel 3.1: Gemiddelde Rijnafvoer (m^3/s) waargenomen aan het einde van de twintigste eeuw, en projecties voor 2050 en 2100 (er kunnen geen zinnige waarden voor 2200 afgeleid worden). De marges voor 2050 en 2100 werden verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's op het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model. De afvoeren zijn afgerond tot de dichtstbijzijnde $50 m^3/s$. De percentages zijn afgerond tot de dichtstbijzijnde 5%. Zomer verwijst naar de periode aug. – okt. en winter naar de periode jan. – maart.

	1968-1998	2050	2100	2200
Gem. zomerafvoer (m^3/s)	1700	1100 – 1700	700 – 1700	n.v.t.
Verandering in gem. zomerafvoer (%)		-35 – 0	-60 – 0	n.v.t.
Gem. winterafvoer (m^3/s)	2750	2950 – 3200	3100 – 3600	n.v.t.
Verandering in gem. winterafvoer (%)		+5 – +15	+15 – +30	n.v.t.

Voor 2050 zijn deze getallen enigszins verschillend van de resultaten die verkregen werden door dezelfde klimaatscenario's te combineren met het HBV-Rhine model (Te Linde, 2007). Zowel in de zomer als in de winter geeft het HBV-Rhine model iets lagere gemiddelde afvoeren (tot $70 m^3/s$) hetgeen leidt tot een ongeveer 4% grotere afname in de zomer en een ongeveer 2% kleinere toename in de winter.

In figuur 3.2 worden de veranderingen in gemiddelde maandelijkse afvoeren vergeleken met schattingen uit eerdere studies (vanaf 1988). Deze grafiek illustreert goed dat de trend naar hogere afvoeren gedurende het hoogwaterseizoen, van december tot april, vrij betrouwbaar is omdat deze zich in bijna alle scenario's voordoet. De grootte van de verandering die gesuggereerd wordt door de nieuwe KNMI'06 scenario's is vergelijkbaar met de eerder bepaalde veranderingen. Volgens de nieuwe KNMI G+ en W+ scenario's, worden de omstandigheden gedurende het droge seizoen in de late zomer echter veel droger dan eerder voor mogelijk gehouden werd.



Figuur 3.2: Een vergelijking tussen toekomstige gemiddelde maandelijkse Rijnafvoer op basis van de KNMI'06 scenario's voor 2100, geprojecteerd op het Rijnstroomgebied en eerdere studies (dunne grijze lijnen) (Deltares, 2008).

4.2. Toekomstige hoogwaterfrequenties

Toekomstige herhalingstijden van hoogwater zijn afgeleid op basis van de vier KNMI'06 klimaatscenario's voor 2100 en de toepassing van de deltamethode op de historische 1961-1995 reeksen. De daaruit volgende getransformeerde reeksen werden gebruikt als invoer voor het Rhineflow-3 model. De resultaten en details van de studie (Deltares, 2008) zijn weergegeven in tabel 3.2.

Tabel 3.2: Projecties van extreme afvoeren (m^3/s) voor 2100 met herhalingstijden tussen 50 en 1250 jaar, vergeleken met de corresponderende huidige waarden (alle waarden zijn afgerond tot $500 m^3/s$). De gemiddelde veranderingen in 10-daagse afvoeren uit het Rhineflow model werden gebruikt om de historische dagelijkse afvoerreeks bij Lobith voor 1901-2004 te transformeren (een extra deltamethode werd toegepast op de waargenomen afvoerreeks). Een Gumbel verdeling werd vervolgens gefit aan de (transformeerde) jaarlijkse maxima boven $7000 m^3/s$. De minimum schatting komt overeen met het G scenario en de maximum schatting met het W+ scenario. Hierbij wordt opgemerkt dat het effect van overstromingen (gecontroleerd of ongecontroleerd) niet is meegenomen (Deltares, 2008).

	Herhalingstijd (jr.)				
	50	100	250	500	1250
Geschat uit gemeten reeks (1901-2004)	12.000	13.000	14.000	15.000	16.000
Schatting uit referentie simulatie (1901-2004)	11.500	12.500	14.000	15.000	16.000
Minimum schatting 2100 (G)	13.000	14.500	16.000	17.000	18.500
Maximum schatting 2100 (W+)	15.500	17.000	18.500	20.000	21.500

Uit de tabel blijkt dat de herhalingstijd voor een piekafvoer van 15.500 m³/s, die momenteel ongeveer 1000 jaar is, afneemt tot 50 jaar in het W+ klimaatscenario in 2100. Als we uitgaan van hetzelfde scenario, zou de herhalingstijd van het hoogwater van 1995 (met een piek van ongeveer 12.000 m³/s) gereduceerd worden van 50 jaar tot ongeveer 10 jaar (niet in de tabel weergegeven).

4.3. Veranderingen in de 1250-jaar afvoer op basis van de KNMI'06 klimaatscenario's

Veranderingen in de 1250-jaar afvoer zijn bepaald op basis van verschillende methoden. De volgende studies zijn uitgevoerd op basis van de KNMI'06 klimaatscenario's in combinatie met schalings- of deltamethoden:

- De Wit et al. (2007) vonden voor de toename in de 1250-jaar afvoer in de KNMI'06 klimaatscenario's voor 2050 een marge tussen 16.500 tot 17.500 m³/s (afgerond op 500 m³/s), op basis van een ruwe schaling van eerdere resultaten. Hun marge voor 2100 ligt tussen 17.500 tot 20.000 m³/s.
- Te Linde (2007) gebruikte twee KNMI'06 klimaatscenario's (G en W+) voor 2050 om synthetische 1000-jarige neerslag en temperatuur reeksen, gesimuleerd met de KNMI weergenerator voor het Rijnstroomgebied (De Wit en Buishand, 2007), te transformeren in toekomstige reeksen en deze te koppelen aan het HBV-Rhine model en het hydraulische model Sobek (maar zonder de mogelijkheid van overstromingen in Duitsland). Het fitten van een Gumbel verdeling aan alle gesimuleerde jaarlijkse afvoermaxima leidde tot een toename in de 1250-jaar afvoer tot 17.000 m³/s in het G scenario en 19.250 m³/s in het W+ scenario (allebei afgerond op 250 m³/s).
- Deltares (2008) gebruikte de vier KNMI'06 klimaatscenario's voor 2100 en paste de deltamethode toe op de historische 1961-1995 reeksen. De daaruit voortvloeiende getransformeerde reeks werd gebruikt als invoer voor het Rhineflow-3 model. De gemiddelde veranderingen in (10-daagse) afvoeren uit het Rhineflow model werden gebruikt om de historische dagelijkse afvoerreeks bij Lobith voor 1901-2004 te transformeren (ook op basis van de deltamethode). Het fitten van een Gumbel verdeling aan de jaarlijkse maxima boven 7000 m³/s leidde tot schattingen van de 1250-jaar afvoer tussen 18.500 en 21.500 m³/s (afgerond op 500 m³/s).

4.4. Veranderingen in de 1250-jaar afvoer op basis van klimaatmodellen (directe benadering)

Geen van bovenstaande methoden houden rekening met veranderingen in de variabiliteit van het klimaat. De resultaten van een aantal studies waarin een directe koppeling plaatsvond tussen de klimaatmodelresultaten en de hydrologische modellen wijzen erop dat dit een belangrijk nadeel van de klassieke deltamethode is (Buishand en Lenderink, 2004). In deze studies werden twee versies gebruikt van het Britse Hadley Centre Regional Climate Model (RCM), HadRM2 en HadRM3H. De simulatieresultaten van beide RCM's verschillen aanzienlijk. Deze studies benadrukken het effect van de 10-daagse neerslagvariabiliteit in de winter waarvoor zelfs het teken van verandering tegenovergesteld is. Voor het HadRM2 model werd een deltamethode toegepast die rekening houdt met de veranderingen in de neerslagvariabiliteit terwijl de resultaten van het HadR3H model direct gekoppeld werden aan het Rhineflow-3 model. Om het historische klimaat beter te reproduceren, werd echter een biascorrectie (foutcorrectie) op het HadRM3H model toegepast. Via het fitten van een Gumbel verdeling aan de jaarlijkse afvoermaxima bij Lobith, werd de verandering in de 1000-jaar afvoer bepaald, met de gedachte dat deze verandering vrijwel identiek is aan de verandering in de 1250-jaar afvoer, Q_{1250} . Voor beide modellen werden twee experimenten uitgevoerd, één waarin de verandering in neerslagvariabiliteit werd meegenomen en één waarin deze niet werd meegenomen. Tabel 3.3 geeft de resultaten van deze experimenten weer.

Tabel 3.3: Effect van de verandering in neerslagvariabiliteit op extreme Rijnafvoer vergeleken met het effect van verandering in gemiddelde winterneerslag (resultaten afgerond op $500 \text{ m}^3/\text{s}$).

Parameter	HadRM2	HadRM3H
Gemiddelde winterneerslag	+8%	+25%
10-daagse winterneerslagvariabiliteit	+25%	-16%
Resultaat voor Q_{1250} <i>exclusief</i> verandering neerslagvariabiliteit (m^3/s)	18.500	22.000
Resultaat voor Q_{1250} <i>inclusief</i> verandering neerslagvariabiliteit (m^3/s)	22.000	18.000

De resultaten wijzen duidelijk op een sterke afhankelijkheid tussen de extreme Rijnafvoer en de verandering in variabiliteit in 10-daagse neerslag. Zelfs als de gemiddelde winterneerslag matig zou stijgen, maar de variabiliteit substantieel zou stijgen, zou dat leiden tot een relatief grote toename van de 1250-jaar afvoer (HadRM2). Het effect daarentegen van een grote toename van de gemiddelde winterneerslag kan gedeeltelijk gecompenseerd worden door een reductie van de neerslagvariabiliteit (HadRM3H).

4.5. Geschatte range voor de toekomstige 1250-jaar afvoer en statistische onzekerheid

Gezien onze huidige kennis en rekening houdend met de grote onzekerheden die geïdentificeerd zijn, kunnen we alleen zeer ruwe schattingen geven van de toekomstige 1250-jaar afvoer van de Rijn (momenteel 16.000 m³/s). Voor 2050 liggen de schattingen tussen 16.500 en 19.000 m³/s mogelijk, terwijl voor 2100 de schattingen oplopen tussen 17.000 tot 22.000 m³/s (zie tabel 3.4).

Tabel 3.4: Piekafvoer van de Rijn (m³/s) in 2050 en 2100, verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's en resultaten van klimaatmodellen op relatief eenvoudige neerslag-afvoer modellen voor het Rijnstroomgebied in combinatie met statistische methoden. De referentiewaarde verwijst naar de 1250-jaar afvoer bij Lobith.

	Referentie- waarde	2050	2100	2200
Piekafvoer (m ³ /s)	16.000	16.500 – 19.000 [†]	17.000 – 22.000 [†]	n.v.t.
Verandering in %		3 – 19	6 – 38	n.v.t.

[†] Deze bereiken zijn ruwe schattingen gebaseerd op beperkte kennis. Behalve door de onzekerheid over de gemiddelde meteorologische condities, wordt de range voor 2100 ook veroorzaakt door de grote gevoeligheid van piekafvoeren voor veranderingen in meerdaagse neerslagvariabiliteit, een neerslageigenschap die nog niet meegenomen is in de KNMI'06 scenario's. De onzekerheid met betrekking tot de hydrologische modelering en hydraulische effecten (zie hieronder) is niet meegenomen.

Opgemerkt wordt dat, vanwege de statistische extrapolatie naar de herhalingstijd van 1250 jaar, de huidige 1250-jaar afvoer een 95%-betrouwbaarheidsinterval heeft van niet minder dan 13.000 tot 18.500 m³/s (Diermanse, 2004; resultaten afgerond op 500 m³/s). De geprojecteerde bovengrenzen voor 2050 en 2100 liggen daarmee dus boven het huidige 95%-onzekerheidsmaximum van 18.500 m³/s. Verder wordt opgemerkt dat de geprojecteerde toekomstige 1250-jaar afvoerwaarden ook een grote statistische onzekerheid hebben.

4.6. Bepaling van de maximale afvoer die Nederland kan bereiken

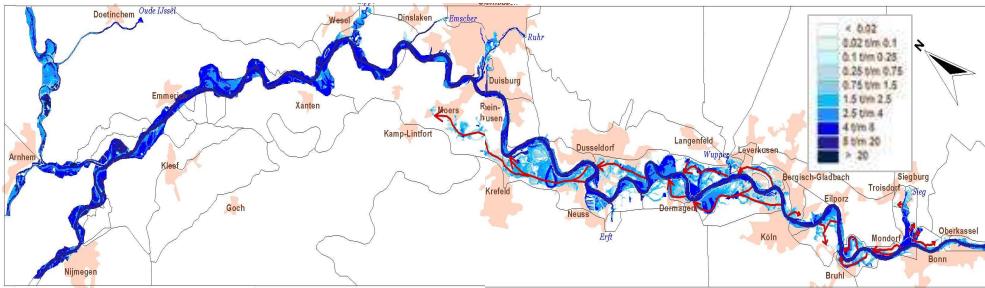
Alle bovengenoemde studies verwaarlozen het effect van overstromingen bovenstrooms van Nederland. De afvoercapaciteit van de bedijkte delen van de Rijn beperken de maximale afvoer echter. Onder zeer extreme omstandigheden wordt het waterniveau hoger dan de dijken zelf, hetgeen leidt tot overstromingen en waarschijnlijk ook tot dijkbreuk. Lokaal zal dit leiden tot (ongecontroleerde) overstroming; verder stroomafwaarts leidt dat tot een afvlakking van hoogwaterpieken in het rivier. Dit effect is onderzocht door Lammersen (2004) in een studie over de effecten van retentiemaatregelen en extreme afvoeren langs de Duits-Franse Oberrhein en de Duitse Niederrhein op de Nederlandse Rijntakken.

In deze studie, werden 1000-jaar synthetische afvoerreksen gegenereerd door de KNMI neerslaggenerator te combineren met het HBV hydrologische model. De acht hoogste afvoeren werden geanalyseerd met gebruikmaking van een 1-dimensionaal hydraulisch model dat de voortplanting van hoogwatergolven door het rivier simuleerde en zowel het effect van retentie (gecontroleerde overstroming) als van ongecontroleerde overstroming meenaam.

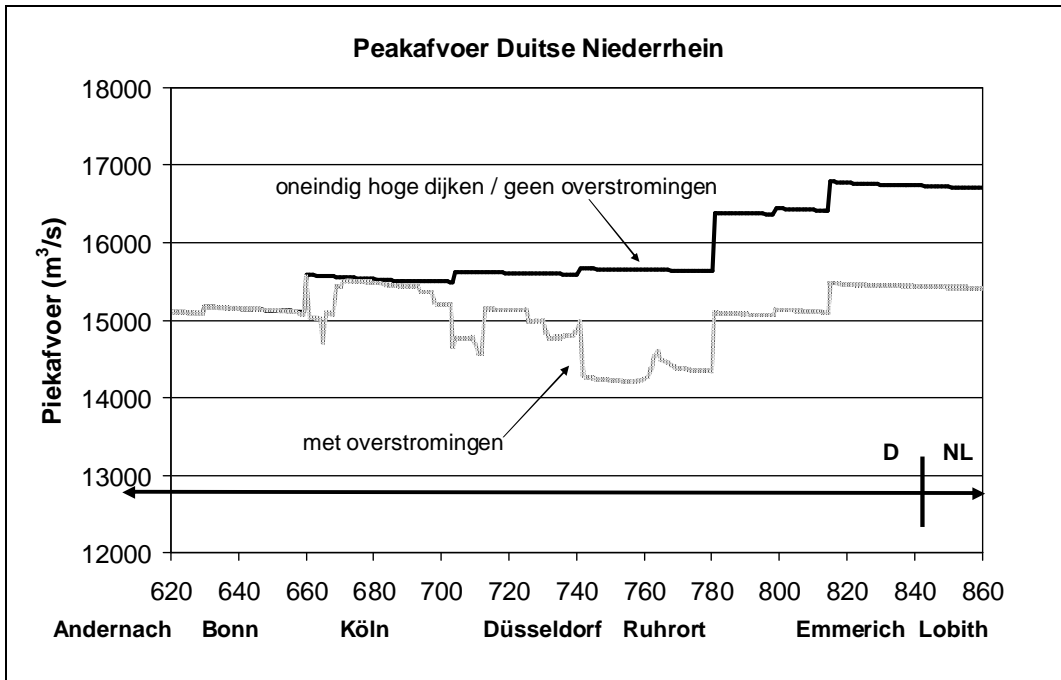
Langs de Duits-Franse Oberrhein werd het effect van ongecontroleerde overstromingen op afvoerpieken meegenomen door een zeer eenvoudige methode te gebruiken door water vast te houden in retentiegebieden en dit later weer terug te laten stromen, nadat de afvoerpieken voorbij waren. Water dat in het overstroomde gebied parallel aan de Rijn zou stromen en verder stroomafwaarts weer terug naar de rivier zou stromen, werd op de Oberrhein niet meegenomen.

In het geval van de Duitse Niederrhein, werd het 1-dimensionale hydraulische model afgestemd op basis van de resultaten van een 2-dimensionaal overstromingsmodel. Het 2-dimensionale model bevatte ook de dijkhoogtes, zodat zowel de effecten van dijkbreuk als 'het over de dijken stromen' konden worden gesimuleerd. Elke doorbraak of het overlopen van een dijk werd gemodelleerd als een retentiebekken. Waterstromen achter de dijk parallel aan de Rijn die verder stroomafwaarts weer terug in de Rijn stroomden, werden gemodelleerd als parallelle stromen van de Rijn.

Een voorbeeld van de overstroomde gebieden en de stroompatronen achter de dijken langs de Duitse Niederrhein is gegeven in figuur 3.3. Figuur 3.4 illustreert de effecten van overstromingen op de piekafvoer van de Rijn tussen Bonn en Lobith.



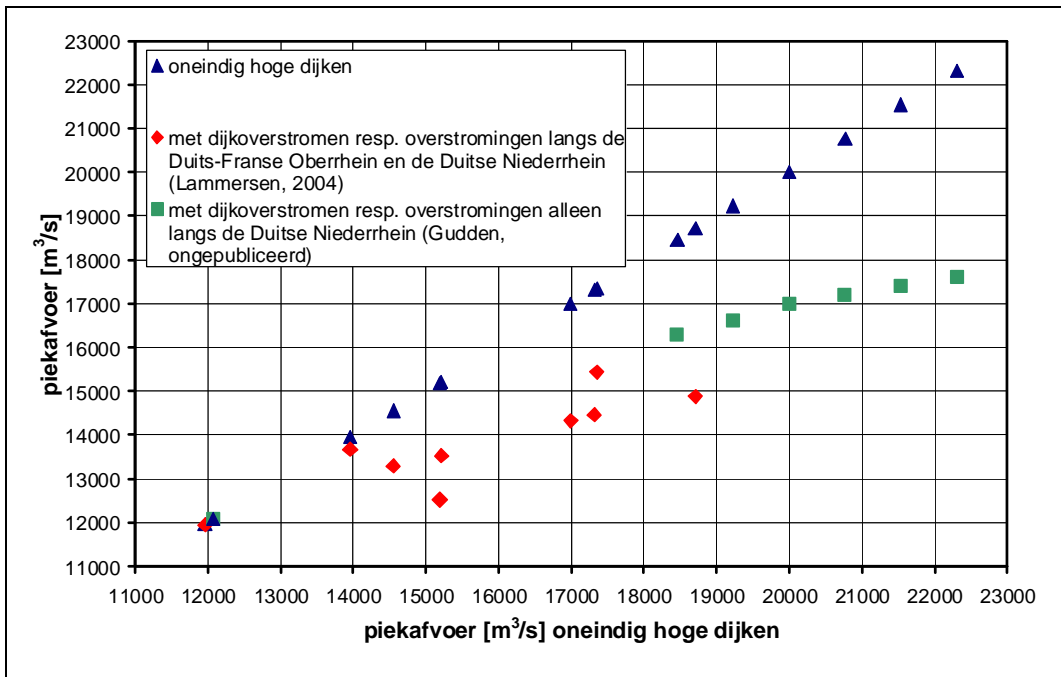
Figuur 3.3: Overstromingen langs de Duitse Niederrhein (dijksituatie 2020): maximale waterdiepten [m] en hoofdstroomwegen achter de dijken (Lammersen, 2004).



Figuur 3.4: Ontwikkeling van een extreme afvoerpiek met en zonder dijkoverstromen langs de rivieras (dijksituatie 2020, hoogwatergolf HW8); (Lammersen, 2004).

In aanvulling op de studie door Lammersen (2004), waarbij piekafvoeren zonder overstroming niet hoger waren dan 19.000 m³/s bij Lobith, zijn door Gudden (ongepubliceerd) stapsgewijs hogere afvoergolven met afvoerpieken tot meer dan 22.000 m³/s gebruikt. Hij en bepaalde het effect van overstroming door gebruik te maken van hetzelfde 2-dimensionale model zoals eerder genoemd. In deze studie werd echter alleen rekening gehouden met overstromingen langs de Duitse Niederrhein.

Figuur 3.5 toont de berekende piekafvoeren van beide studies. Het is duidelijk dat overstromingen langs de Rijn de maximale afvoer bij Lobith (aan de Duits-Nederlandse grens) substantieel verminderen. De resultaten van Lammersen (2004), waarin rekening gehouden werd met dijkoverstroming langs zowel de Duits-Franse Oberrheinals de Duitse Niederrhein, laten zien dat er een relatie bestaat tussen de reductie van piekafvoeren en de grootte van de piekafvoer, maar ook dat de sterkte van deze relatie vrij onzeker is. Dit wordt veroorzaakt door verschillen in de oorsprong en de ontwikkeling van afvoerpieken. Een afvoerpiek die vanaf de Oberrhein komt zal beïnvloed worden door overstromingen langs zowel de Ober- als de Niederrhein, terwijl een afvoerpiek die vanaf de Mittel- of de Niederrhein komt, alleen beïnvloed wordt door overstroming langs de Niederrhein. alleen rekening houdend met de overstromingen langs de Niederrhein laat Gudden (ongepubliceerd) zien dat met de situatie van hoogwaterbescherming die in Duitsland geldig zal zijn in 2020 piekafvoeren bij Lobith niet meer zullen bedragen dan ongeveer 17.500 m³/s. Aangezien overstromingen langs de Oberrhein hierbij genegeerd zijn, is deze 17.500 m³/s eerder een hoge schatting dan een lage schatting.



Figuur 3.5: Piekafvoeren bij Lobith met en zonder dijkoverstromen langs de Oberr- en Niederrhein, dijksituatie 2020 (volgens Lammersen, 2004) en met en zonder dijkoverstroming langs de Niederrhein, dijksituatie 2020 (volgens Gudden, ongepubliceerd).

Ondanks de onzekerheden, maken beide studies duidelijk dat piekafvoeren bij Lobith aanzienlijk gereduceerd worden door overstromingen bovenstrooms van Lobith. Uit figuur 3.5 kan geconcludeerd worden, dat onder de condities van hoogwaterbescherming, die in 2020 in Duitsland zullen gelden, de 1250-jaar afvoeren van 16.500 – 19.000 m³/s, die onder de aanname, dat er geen overstromingen in Duitsland zullen plaatsvinden, geprojecteerd zijn voor 2050 (Beersma et al., 2008), gereduceerd zullen worden tot ongeveer 15.500 – 17.000 m³/s, en dat de geprojecteerde 1250-jaar afvoeren van 17.000 – 22.000 m³/s voor 2100 gereduceerd zullen worden tot ongeveer 16.000 – 17.500 m³/s.

Opgemerkt wordt dat de afvoercapaciteit, in de dijksituatie geldig in 2020, langs de meeste delen van het noordelijke deel van de Niederrhein rond 17.500 m³/s ligt. Wanneer ten gevolge van het gecombineerde effect van klimaatverandering en hogere dijken stroomopwaarts in Duitsland, piekafvoeren groter dan 17.500 m³/s zouden aankomen in het noordelijke deel van de Niederrhein, zal dit leiden tot ongecontroleerde overstromingen in dit gebied en, als gevolg van grensoverschrijdende overstroming door oude rivierdalen, tot ongecontroleerde overstromingen in het oostelijk deel van Nederland.

5. Conclusies

- Als we uitgaan van de huidige KNMI klimaatscenario's, zal het verschil tussen winter- en zomerafvoeren van de rivier de Rijn toenemen. De gemiddelde winterafvoer zal tussen de 5 en 30% toenemen terwijl de gemiddelde zomerafvoer tussen de 0 en 60% zal afnemen.
- De grootte van de verandering in de winterafvoer is zodanig dat het waarschijnlijk is dat hoge afvoeren die nu als zeldzaam worden ervaren, normaal worden. Het hoogwater van 1995 bijvoorbeeld, met een piekafvoer van ongeveer 12.000 m³/s en een huidige herhalingstijd van ongeveer 50 jaar, zou in 2100 veranderen in een gebeurtenis die zich eens in de tien jaar voordoet als we uitgaan van het 'ernstigste' KNMI'06 scenario (W+).
- De afvoerpiek met een herhalingstijd van 1250 jaar die zich rond 2050 en 2100 zou kunnen voordoen bij Lobith, is zowel afhankelijk van de klimaatverandering als van de toekomstige bescherming tegen overstromingen in Duitsland. Daarom moeten de volgende punten in overweging genomen worden:
 1. Als we uitgaan van de verschillende klimaatscenario's en de hydrologie van het Rijnstroomgebied, maar er ook van uitgaan dat er zich geen overstromingen voordoen in Duitsland (omdat de dijken hoog genoeg zijn), kan de 1250-jaar afvoer bij Lobith toenemen van 16.000 m³/s tot 16.500 – 19.000 m³/s in 2050 en tot 17.000 – 22.000 m³/s in 2100 ('pessimistische schatting').

2. Onder dezelfde klimatologische en hydrologische randvoorwaarden, maar uitgaande van de dijksituatie in 2020 met als gevolg dat er zich vaker (zware) overstromingen voordoen in Duitsland, wordt verwacht dat de 1250-jaar afvoer bij Lobith (veel) kleiner is, d.w.z. 15.500 – 17.000 m³/s voor 2050 en 16.000 – 17.500 m³/s voor 2100 ('optimistische schatting').
 3. De toekomstige situatie van de hoogwaterbescherming in Duitsland in 2050 en 2100 zal afhankelijk zijn van de toekomstige adaptatiestrategieën in Duitsland. De afvoeren die genoemd zijn in de 'pessimistische schatting' kunnen Nederland alleen bereiken als het niveau van veiligheid in Duitsland zodanig verhoogd is dat er geen overstromingen kunnen plaatsvinden. Dit vergt zowel technisch als financieel een enorme operatie. Voor bepaalde trajecten van de hoofdrivier lijkt een dergelijke operatie technisch bijna onhaalbaar (bijv. in de buurt van Keulen). Daarom moet de 'pessimistische schatting' gezien worden als te pessimistisch over de situaties die verwacht kunnen worden in 2050 en 2100. Aan de andere kant, wanneer klimaatverandering zich zal ontwikkelen zoals geprojecteerd, kan verwacht worden dat vroeger of later aanpassingen in Duitsland zullen plaatsvinden. In hoeverre dit van invloed zal zijn op de piekafvoeren bij Lobith is sterk afhankelijk van waar in het Rijnstroomgebied welke maatregelen genomen worden. Dit maakt het moeilijk te schatten in welke mate de 'optimistische schatting' te optimistisch is om de in 2050 en 2100 te verwachten situaties te kunnen beschrijven.
 4. Opgemerkt dient te worden dat de afvoercapaciteit in de dijksituatie van 2020 langs de meeste delen van het noordelijke deel van de Niederrhein rond 17.500 m³/s ligt. Wanneer piekafvoeren groter dan 17.500 m³/s als gevolg van het gecombineerde effect van klimaatverandering en hogere dijken stroomopwaarts in Duitsland, zouden aankomen in het noordelijke deel van de Niederrhein, zal dit leiden tot ongecontroleerde overstromingen in dit gebied, maar ook in het oostelijke deel van Nederland als gevolg van grensoverschrijdende overstromingen via oude rivierdalen.
- Hoewel het zeer waarschijnlijk is dat de 1250-jaar afvoer bij Lobith (de ontwerpafvoer) zal toenemen, zijn er twee belangrijke bronnen van onzekerheid geïdentificeerd die nog niet volledig onderkend worden binnen waterbeheer:
 1. Een toename in de variabiliteit van de 10-daagse neerslagsommen kan leiden tot een relatief grote toename van de 1250-jaar afvoer. Daarom is het nodig om i) een beter inzicht te krijgen in hoe dit type variabiliteit kan veranderen in het toekomstige klimaat, en ii) deze veranderingen goed mee te nemen in de simulaties met de hydrologische modellen. De grote onzekerheid over de verandering in de 10-daagse neerslagvariabiliteit (een

toename of een afname?) vormt daarom ook een grote bron van onzekerheid voor de toekomstige verandering in piekafvoeren en derhalve voor de toekomstige 1250-jaar afvoer.

2. Ongecontroleerde overstromingen in de Rijnvallei stroomopwaarts van Nederland reduceren de afvoerpieken die bij Lobith aankomen aanzienlijk. Onder de maatregelen voor overstromingsbescherming in het jaar 2020 in Duitsland, is de maximale afvoer die Lobith kan bereiken niet hoger dan 17.500 m³/s. De toekomstige reductie van afvoerpieken als gevolg van overstromingen in Duitsland zal echter afhankelijk zijn van de overstromingsbescherming situatie in Duitsland rond 2050 of 2100.

6. Documentatie

Beersma, J.J., A.M.R. Bakker, T.A. Buishand and A.M.G. Klein Tank, 2008. Future Rhine discharge as a result of climate change – review for the new Dutch Delta committee. KNMI, De Bilt.

Buishand, T.A. and G. Lenderink, 2004. Estimation of future discharges of the River Rhine in the SWURVE project. KNMI Technical Report TR-273, KNMI, De Bilt.

Diermanse, F.L.M., 2004. HR2006-herberekening werklijn Rijn. Rapportage project Q3623 aan RIZA, WL | Delft Hydraulics, Delft.

Deltares, 2008. In preparation. Contact: J. Kwadijk, Deltares, Delft.

Gudden, J.J. (unpublished): Results of 2-D Delft-FLS calculations of extreme discharges along the lower Rhine area.

De Wit, M. and A. Buishand, 2007. Generator of Rainfall And Discharge Extremes (GRADE) for the Rhine and Meuse basins. RWS RIZA report 2007.027, KNMI-publication 218, 76 pp.

De Wit, M., H. Buiteveld and W. van Deursen, 2007. Klimaatverandering en de afvoer van Rijn en Maas. RIZA memo: WRR/2007-006, Arnhem, juni 2007.

Kwadijk J. M. Haasnoot, M. Hoogvliet, A. Jeuken, R. van de Krogt, N. van Oostrom, H. Schelfhout, E. van Velzen en M. de Wit, H. van Waveren; 2008. Klimaatbestendigheid van Nederland als waterland, H2O, nov 2008.

Lammersen, R., 2004. Grensoverschrijdenden effecten van extreem hoogwater op de Niederrhein. Gezamenlijke uitgave van: Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen, Provincie Gelderland, Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat Directie Oost-Nederland.

Lammersen, R., 2008. Effect of flooding in Germany upon the peak discharge at Lobith. Rijkswaterstaat Waterdienst, Lelystad.

Te Linde, A., 2007. Effect of climate change on the rivers Rhine and Meuse – Applying the KNMI 2006 scenarios using the HBV model. Report Q4286, WL | Delft hydraulics, Delft.

Bijlage A – Toekomstige Rijnafvoer als gevolg van klimaatverandering – review voor de nieuwe Nederlandse Deltacommissie

Samenvatting

Samen met Appendix B vormt dit rapport het achtergrondmateriaal bij Hoofdstuk III. Deze drie rapporten samen zijn bedoeld om de nieuwe Nederlandse Deltacommissie te informeren over de mogelijke gevolgen van klimaatverandering voor het afvoergedrag van de Rijn en over de hydraulische effecten als gevolg van overstromingen stroomopwaarts van Nederland.

Tabel A.1: Gemiddelde Rijnafvoer (m^3/s) waargenomen aan het einde van de twintigste eeuw, en projecties voor 2050 en 2100 (nuttige waarden voor 2200 kunnen niet afgeleid worden). De ranges voor 2050 en 2100 werden verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's op het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model. De afvoeren zijn afgerond tot de dichtstbijzijnde $50 m^3/s$. De cijfers tussen haakjes zijn de relatieve veranderingen in vergelijking met het einde van de twintigste eeuw (1968 – 1998) en zijn afgerond tot de dichtstbijzijnde 5%. Zomer verwijst naar de periode aug. – okt. en winter naar de periode jan. – maart.

Afvoerkenmerk	Eind 20 ^e eeuw	2050	2100	2200
Gem. zomerafvoer (m^3/s) (Verandering in %)	1700	1100 – 1700 (-35 – 0)	700 – 1700 (-60 – 0)	n.v.t.
Gem. winterafvoer (m^3/s) (Verandering in %)	2750	2950 – 3200 (5 – 15)	3100 – 3600 (15 – 30)	n.v.t.

Tabel A.2: *Piekafvoer van de Rijn (m³/s) in 2050 en 2100 verkregen door de toepassing van de KNMI'06 klimaatscenario's en resultaten van klimaatmodellen op relatief eenvoudige neerslag-afvoer modellen voor het Rijnstroomgebied in combinatie met statistische methoden. De referentiewaarde verwijst naar een gemiddelde herhalingstijd van 1250 jaar, wat vooral voor hoogwaterbeheer erg belangrijk is (deze zogenoemde 'ontwerpafvoer' wordt gebruikt voor het ontwerp van rivierdijken, rivierinfrastructuur en overstromingsgebieden).*

	Ref. waarde	2050	2100	2200
Piekafvoer (m ³ /s)	16.000	16.500 – 19.000 [†]	17.000 – 22.000 [†]	n.v.t.
(Verandering in %)		(3 – 19)	(6 – 38)	

[†] Deze ranges zijn ruwe schattingen gebaseerd op beperkte kennis. Behalve door de onzekerheid over de gemiddelde meteorologische condities, wordt de range voor 2100 ook veroorzaakt door de grote gevoeligheid van piekafvoeren voor veranderingen in meerdaagse neerslagvariabiliteit, een neerslageigenschap die nog niet meegenomen is in de KNMI'06 scenario's. De onzekerheid met betrekking tot de hydrologische modelering en hydraulische effecten is niet meegenomen. Lammersen (2004) concludeerde dat grote afvoerpieken aanzienlijk gereduceerd zullen worden onder de huidige riviercondities (en condities in de nabije toekomst) door overstromingen in Duitsland. Deze reducties worden beschreven in het aanvullende Waterdienst rapport (Lammersen, 2008).

1. Inleiding

In dit rapport worden de resultaten van studies beschreven die betrekking hebben op de gevolgen van toekomstige klimaatverandering op het afvoergedrag van de rivier de Rijn. In antwoord op de vragen die gesteld zijn door de nieuwe Nederlandse Deltacommissie, worden zowel veranderingen in de gemiddelde afvoer van de Rijn (inclusief veranderingen in de jaarlijkse afvoercyclus) als veranderingen in extreme afvoeren besproken. De informatie in rapport is gebaseerd op state-of-the-art klimaatscenario's, en op beschikbare studies en simulaties met neerslag-afvoer modellen. De meest recente KNMI klimaatscenario's, d.w.z. de KNMI'06 scenario's (Van den Hurk et al., 2006; zie paragraaf 5 van deze appendix voor een samenvatting), dienen als referentie, maar relevante aanvullende informatie is ook meegenomen.

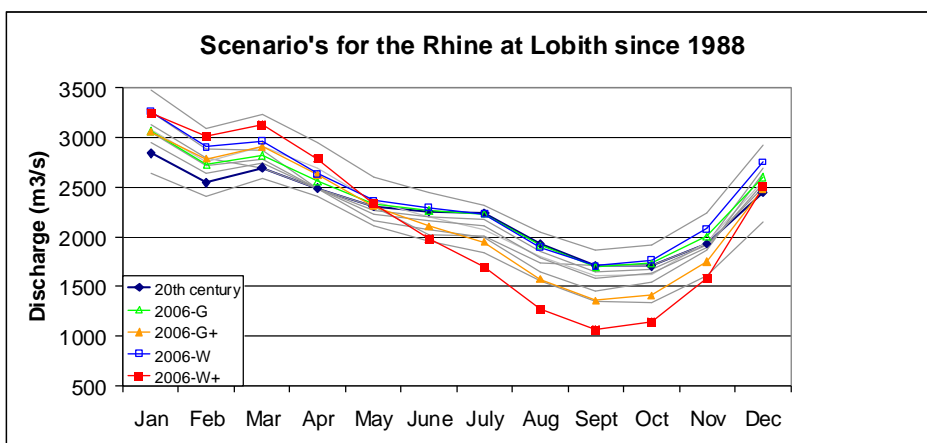
De Deltacommissie wil weten welke veranderingen mogelijk zijn in 2050, 2100 en 2200. Voor zover bij ons bekend, zijn er geen geavanceerde klimaatscenario's of klimaatmodelresultaten beschikbaar (op korte termijn) voor de hydrologische modelering van de Rijn na 2100. Daarom kunnen geen bruikbare resultaten voor 2200 gegeven worden.

Deze review beperkt zich tot veranderingen in afvoervolumes bij Lobith (het punt waar de Rijn Nederland binnenkomt) als gevolg van (antropogene) klimaatveranderingen in het Rijnstroomgebied. In de gevolgdde benadering

worden de veranderingen in afvoeren uitsluitend bepaald door de veranderingen in neerslag, verdamping en temperatuur. Andere (beleidsrelevante) antropogene factoren die het neerslag-afvoer gedrag van de Rijn bepalen, zoals veranderingen in de rivierbeddingen en/of de uiterwaarden of beperkingen met betrekking tot de waterinfrastructuur van de rivier, zijn niet meegenomen in dit rapport (aangezien deze factoren niet tot de competentie van het KNMI behoren). De kwantificering van de reductie van piekafvoeren bij Lobith als gevolg van overstromingen in Duitsland wordt beschreven in het aanvullende Waterdienst rapport (Lammersen, 2008).

2. Toekomstige veranderingen in de gemiddelde afvoer van de Rijn

Op basis van waarnemingen uit de twintigste eeuw wordt de gemiddelde afvoer van de Rijn bij Lobith gekenmerkt door een duidelijke jaarcyclus waarin de grootste gemiddelde afvoeren (ongeveer 2750 m³/s) in de winter (januari – maart) en de kleinste gemiddelde afvoeren (ongeveer 1700 m³/s) in de late zomer (september en oktober) voorkomen (zie figuur A.1). Het maximum in de winter is het gevolg van de lage verdamping in dat seizoen en de daarmee samenhangende verzadiging van vocht in de bodem. Het minimum in de late zomer wordt veroorzaakt door zowel de veel grotere verdamping in dat seizoen als de geleidelijke afname van opgehoopte sneeuw in het Alpengebied die smelt vanaf de lente tot de late zomer.

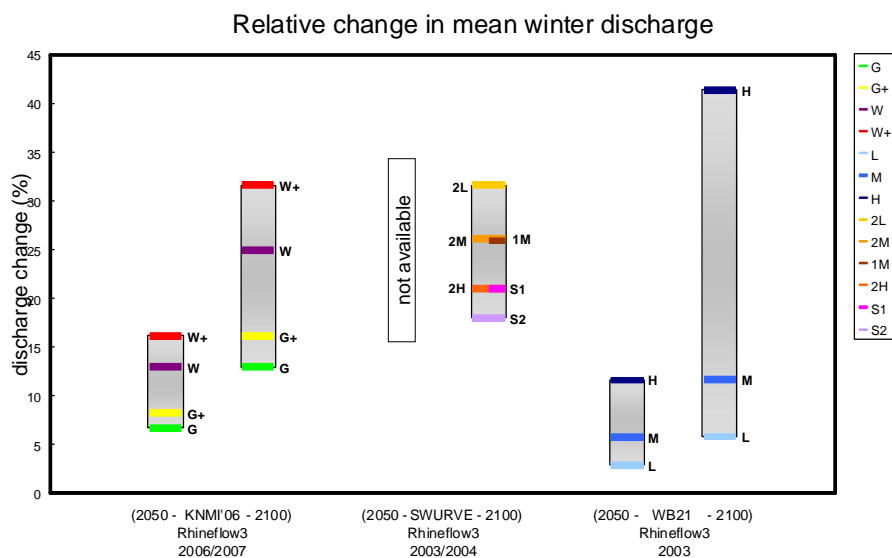


Figuur A.1: Gemiddelde afvoer van de Rijn bij Lobith voor de huidige situatie (dikke blauwe lijn), en voor 2050 volgens de KNMI'06 klimaatscenario's (dunne gekleurde lijnen) en eerdere studies (dunne grijze lijnen).

Het algemene beeld van de gevolgen van de toekomstige klimaatverandering voor de gemiddelde afvoer van de Rijn is dat de jaarlijkse cyclus zal toenemen; d.w.z. grotere gemiddelde afvoeren in de winter en kleinere gemiddelde afvoeren

in de (late) zomer (zie figuur A.1). De klimaatfactoren die de verandering in de afvoereigenschappen van de Rijn bepalen zijn:

1. De variatie en verandering in de hoeveelheid neerslag en verdamping in de verschillende seizoenen en regio's. Dit is van invloed op alle afvoeren in alle seizoenen.
2. Verandering in temperatuur waardoor de verdeling tussen sneeuw- en regenval in het Alpengebied verandert (met name in de winter). De temperatuur bepaalt de lengte van het sneeuwseizoen en is daarmee van invloed op het afvoergedrag van de rivier. Sneeuw hoopt zich namelijk op, hetgeen leidt tot een vertraagde afvoer.
3. De verandering in verdamping (met name in de zomer/het groeiseizoen wanneer de verdamping groot is). Dit heeft vooral gevolgen voor lage afvoeren en afvoeren in de zomer.
4. De verandering in (lokale) temperatuur, die een grote invloed heeft op de uitwerking van de punten 2 en 3. Een temperatuurstijging leidt tot een verschuiving van een gecombineerde regenval- en smeltwater rivier naar een door regenval gedomineerde rivier bij Lobith, hetgeen leidt tot hogere winter- en lagere zomerafvoeren.
5. De verandering in de (relatieve) variabiliteit van meerdaagse neerslagsommen en voor de Rijn met name van de 10-daagse neerslagsommen. Dit is met name van invloed op de omvang van piekafvoeren bij Lobith. Een toename van de 10-daagse neerslagvariabiliteit leidt tot een toename van de piekafvoeren, terwijl een afname van die variabiliteit leidt tot een afname van de piekafvoeren.



Figuur A.2: Relatieve verandering in gemiddelde winterafvoer (jan. – maart) op basis van het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model en verschillende klimaatscenario's, met de KNMI'06 scenario's aan de linkerkant. De oneven kolommen verwijzen naar 2050 en de even kolommen naar 2100. De afkortingen voor de afzonderlijke scenario's zijn uitgelegd in de hoofdtekst en in tabel A.3 (zie paragraaf 4).

Tabel A.4 (zie paragraaf 4) geeft voor alle beschouwde studies zowel voor 2050 als voor 2100 de relatieve veranderingen in gemiddelde zomer- en winterafvoer onder de toegepaste klimaatscenario's en afvoermodellen. De tabel geeft ook een samenvatting van de relevante kenmerken van klimaatverandering en een korte beschrijving van de gebruikte methodologie. De figuren A.2 en A.3 geven respectievelijk samenvattingen van deze resultaten voor de winter en de zomer.

2.1. Relatieve veranderingen in de winter voor 2050 (zie Figuur A.2)

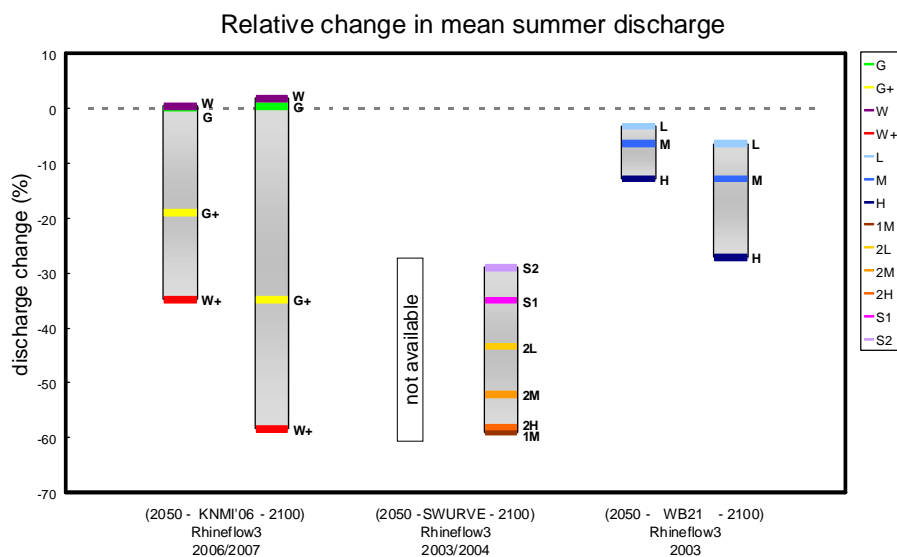
- De combinatie van de vier KNMI'06 klimaatscenario's (G, G+, W en W+) met het Rhineflow-3 model levert een afvoertoeename op van tussen 6,7 en 16,2% (Van Deursen, 2006). Dezelfde klimaatscenario's in combinatie met het HBV-Rhine model leveren iets kleinere toenames op met een range van 5,1 tot 13,7% (zie tabel A.3 in paragraaf 4; Te Linde, 2007). Dit verschil van ongeveer 2% toont aan dat de onzekerheid met betrekking tot het neerslag-afvoer model klein is in vergelijking met de onzekerheid uit de klimaatscenario's.
- Ter vergelijking zijn de belangrijkste eerdere resultaten ook weergegeven. Onder de WB21 klimaatscenario's (Middelkoop et al., 2000) en Rhineflow-3 (Van Deursen, 2003) werd een toename van 2,9 – 11,6% gevonden. Opgemerkt wordt dat de kleinste toename van 2,9% geldt voor een klimaatscenario met een wereldgemiddelde temperatuurstijging in 2050 van 0,5 °C. De laagste wereldwijde temperatuurstijging in de KNMI'06 scenario's is 1,0 °C.

2.2. Relatieve veranderingen in de winter voor 2100 (zie figuur A.2)

- De combinatie van de vier KNMI'06 klimaatscenario's met het Rhineflow-3 model levert een afvoertoeename op van tussen 13,0 en 31,6% (Van Deursen, 2007). Deze scenario's zijn nog niet gecombineerd met het HBV-Rhine model.
- Andere resultaten uit eerdere studies zijn beschikbaar uit het EU-Swurve project, waarbij de HadRM2 en HadRM3 regionale klimaatmodellen (RCM's) van het Hadley Centre gecombineerd werden met Rhineflow-3 (Shabalova et al., 2003; Buishand en Lenderink, 2004; Lenderink et al., 2007). De resultaten passen goed bij range voor de verandering in gemiddelde winterafvoer op basis van de KNMI'06 scenario's. De range van 2L tot 2H (met 2M als 'middenwaarde') is verkregen door de HadRM3 veranderingen in neerslag en temperatuur te combineren met een kleine (L), gemiddelde (M) en grote (H) toename in de potentiële verdamping, waarmee de gevoeligheid van de verandering in de winterafvoer voor de

verandering in alleen de verdamping bepaald wordt. S1 en S2 stellen de resultaten voor van de scenario's op basis van HadRM2. Opgemerkt wordt dat het scenario waarin de toename van 25% in de CV₁₀ van de neerslag (de relatieve neerslagvariabiliteit) genegeerd is (S1), een 3% kleinere toename van de gemiddelde afvoer oplevert dan S2, het corresponderende scenario waarin deze toename niet genegeerd is. Het negeren van de afname van 16% van winter CV₁₀ in het HadRM3H scenario 1M geeft echter dezelfde resultaten als het corresponderende HadRM3H scenario waarin de afname in variabiliteit (2M) is meegenomen. Zie ook paragraaf 3.3 van deze appendix: 'Gevoeligheid voor veranderingen in neerslagvariabiliteit'.

- De WB21 klimaatscenario's voor 2100 (Middelkoop et al., 2000) in combinatie met Rhineflow-3 (Van Deursen, 2003) resulteren in een range van 5,8 tot 41,4%. Wederom is de wereldgemiddelde temperatuurstijging (1,0 °C) die leidt tot de kleinste toename van 5,8% de helft van die in de laagste KNMI'06 scenario's (G en G+).



Figuur A.3: Relatieve verandering in gemiddelde zomerafvoer (aug. – okt.) op basis van het Rhineflow-3 neerslag-afvoer model en verschillende klimaatscenario's. De oneven kolommen verwijzen naar 2050 en de even kolommen naar 2100. De afkortingen voor de afzonderlijke scenario's zijn uitgelegd in de hoofdtekst en in tabel A.3 (zie paragraaf 4).

2.3. Relatieve veranderingen in de zomer voor 2050 (zie figuur A.3)

- De combinatie van de vier KNMI'06 klimaatscenario's met het Rhineflow-3 model geeft een range van -34,8 tot +0,5% (Van Deursen, 2006). Dezelfde klimaatscenario's in combinatie met het HBV-Rhine model leveren iets grotere afnames op met een range van -38,9 tot -0,4% (zie tabel A.3 in paragraaf 4; Te Linde, 2007). In dit geval is het verschil tussen Rhineflow-3 en HBV ongeveer een tiende van de grootste verandering.
- Ter vergelijking: de WB21 klimaatscenario's (Middelkoop et al., 2000) in combinatie met Rhineflow-3 resulteren in een range van -12,8 tot -3,2% (Van Deursen, 2003). Het WB21 H(oge) scenario voor 2050 in combinatie met HBV-Rhine levert een afname van 15,5% op (zie tabel A.3 in paragraaf 4; Te Linde, 2007) die enigszins groter is dan de afname van 12,8% voor dat scenario in combinatie met Rhineflow-3. De reden voor de relatief kleine range onder de WB21 scenario's in vergelijking met de KNMI'06 scenario's, is dat de eerstgenoemde gebaseerd zijn op schaling (van de uitvoer) van één enkel mondiaal klimaatmodel (UK Hadley Centre, UKHI) waarin de 'zomeruitdroging' in het Rijnstroomgebied relatief gematigd is. De verschillende klimaatmodellen die gebruikt zijn bij het opstellen van de KNMI'06 scenario's laten zien dat de geprojecteerde toekomstige zomeruitdroging in Europa varieert van geen uitdroging tot ernstige uitdroging. Deze onzekerheid (d.w.z. gebrek aan consensus tussen klimaatmodellen) komt tot uitdrukking in de veel grotere range onder de KNMI'06 klimaatscenario's.
- De kans op ernstige zomeruitdroging was reeds bekend voordat de KNMI'06 scenario's uitgegeven werden. Voor de 'Droogtestudie Nederland' (Klopstra et al., 2005) werd een nieuw droog scenario ontwikkeld, als aanvulling op de WB21 scenario's. Dit aanvullende droge scenario was gebaseerd op het HadRM3H regionale klimaatmodel (RCM) met een veel sterkere zomeruitdroging (20% minder neerslag in het Rijnstroomgebied) dan het UKHI GCM (2,1% minder neerslag in het Rijnstroomgebied) dat gebruikt werd voor de WB21 scenario's. In combinatie met Rhineflow-3 resulteerde dit in een afname van 47,5% van de gemiddelde zomerafvoer (zie scenario D in tabel A.3 in paragraaf 4; Beersma et al., 2003). Deze afname ligt wel buiten de range voor de KNMI'06 scenario's, maar wederom is dit een resultaat dat gebaseerd is op één enkel klimaatmodel dat vergeleken met andere klimaatmodellen in die tijd en in combinatie met de relatief grote toename in potentiële verdamping in de zomer die werd gebruikt (+24%), nogal extreem gevonden werd. (Beersma et al., 2003).

2.4. Relatieve veranderingen in de zomer voor 2100 (zie figuur A.3)

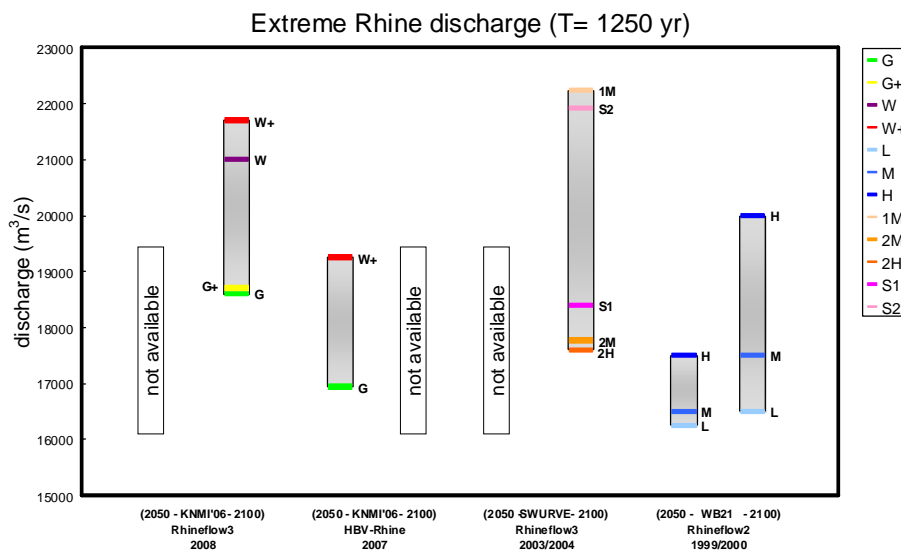
- De combinatie van de vier KNMI'06 klimaatscenario's met het Rhineflow-3 model levert een range op van -58,4 tot +1,9% (Van Deursen, 2007). Deze scenario's zijn nog niet gecombineerd met het HBV-Rhine model.
- Onder de WB21 klimaatscenario's en Rhineflow-3 werd een range gevonden van -27,1 tot -6,4% (Van Deursen, 2003); deze aanzienlijk kleinere range kan verklaard worden met dezelfde argumenten als voor de veranderingen in de zomer van 2050 (zie hierboven).
- Voor 2100 passen de resultaten uit het EU-Swurve project, waarbij de HadRM2 en HadRM3 RCM's gecombineerd werden met Rhineflow-3 (Shabalova et al., 2003; Buishand en Lenderink, 2004; Lenderink et al., 2007), goed bij de range voor de KNMI'06 scenario's. De range van 2L tot 2H (met 2 M als 'middenwaarde') is verkregen door de HadRM3 veranderingen in neerslag en temperatuur te combineren met een kleine, gemiddelde en grote toename in de potentiële verdamping, waarmee wederom de gevoeligheid van de verandering in de zomerafvoer voor de verandering in uitsluitend de verdamping weergegeven wordt. De Swurve resultaten laten ook zien dat beide RCM's die gebruikt werden, een aanzienlijke zomeroitdroging vertonen (vergelijkbaar met die in de KNMI'06 G+ en W+ scenario's), en die het meest uitgesproken is in het (recentere) HadRM3 model. S1 en S2 stellen wederom de resultaten voor behorende bij de scenario's op basis van HadRM2. Het scenario waarin de toename van 28% in de CV₁₀ van zomerneerslag genegeerd is (S1) resulteert in een 6% grotere afname van de gemiddelde afvoer dan S2, het corresponderende scenario waarin deze afname meegenomen is. En het negeren van de toename van 43% in de zomer CV₁₀ in het HadRM3H scenario 1M levert een 7% grotere afname van de gemiddelde afvoer op in vergelijking met het corresponderende HadRM3H scenario waarin de toename in neerslagvariabiliteit (2M) niet genegeerd is.

3. Toekomstige veranderingen in de piekafvoer van de Rijn

Extreme afvoeren of piekafvoeren zijn afvoeren die in dit rapport een gemiddelde herhalingsstijd van ten minste 1000 jaar hebben. Van bijzonder belang voor het Nederlandse waterbeheer is de zogenoemde ontwerpafvoer voor de Rijn, die gedefinieerd wordt als de afvoer bij Lobith met een gemiddelde herhalingsstijd van 1250 jaar. De ontwerpafvoer voor de Rijn is momenteel 16.000 m³/s en wordt gebruikt voor het ontwerp van rivierdijken, rivierinfrastructuur en overstromingsgebieden. Om de toekomstige veranderingen in het juiste perspectief te plaatsen, is het belangrijk om op te merken dat deze waarde een aanzienlijke onzekerheid heeft. Deze onzekerheid houdt verband met de

statistische extrapolatie naar de herhalingstijd van 1250 jaar, die verkregen is uit een extreme waarden analyse gebaseerd op veel kortere historische afvoerrekenen. De huidige ontwerpafvoer heeft een 95%-betrouwbaarheidsinterval van 13.060 – 18.370 m³/s (Diermanse, 2004). De geprojecteerde toekomstige veranderingen in de ontwerpafvoer zijn ook erg onzeker (zie paragraaf 3.5 van deze appendix).

Tabel A.4 (zie paragraaf 4) laat op een vergelijkbare manier als tabel A.3, voor alle beschouwde studies voor zowel 2050 als 2100 de piekafvoeren zien behorende bij herhalingstijden tussen de 1000 en 1250 jaar (of hun relatieve veranderingen in vergelijking met de huidige ontwerpafvoer van 16.000 m³/s) bij de toegepaste klimaatscenario's en afvoermodellen. Figuur A.4 geeft een samenvatting van de relevante resultaten.



Figuur A.4: Range van toekomstige piekafvoeren voor verschillende modellen, methoden en klimaatscenario's. De oneven kolommen verwijzen naar 2050 en de even kolommen naar 2100.

3.1. Piekafvoeren onder de KNMI'06 klimaatscenario's

- De Wit et al. (2007) presenteren twee ruwe methoden om de afvoerresultaten, verkregen met de oude WB21 scenario's, te schalen met de nieuwe KNMI'06 scenario's (Kors et al., 2000; zie tabel A.4 paragraaf 4; kolom 'Methodologie' voor details). Methode A geeft voor de vier KNMI'06 scenario's voor 2050 een range van 16.400 tot 17.280 m³/s en methode B een range van 16.800 tot 17.600 m³/s. Opgemerkt dient te worden dat de waarde van 17.600 m³/s onder het W+ scenario voor

methode B waarschijnlijk een *onderschatting* is, omdat de bijbehorende toename in de winterafvoer onder het W+ scenario voor 2050 aanzienlijk groter is dan onder het WB21 H(oge) scenario voor 2050 (zie figuur A.2). Voor 2100 geeft methode A een range van 17.280 tot 19.840 m³/s en methode B een range van 17.600 tot 19.200 m³/s. Merk op dat de waarde van 19.200 m³/s onder het W+ scenario voor methode B waarschijnlijk een *overschatting* is, omdat de toename in de gemiddelde afvoer in de winter onder het W+ scenario in dit geval aanzienlijk kleiner is dan onder het WB21 H scenario.

- Te Linde (2007), die ook gebruik maakt van de KNMI'06 scenario's, presenteert voor 2050 voor de G en W+ scenario's resultaten op basis van HBV-Rhine gekoppeld aan het hydraulische model Sobek (maar zonder de mogelijkheid van overstromingen in Duitsland) en synthetische dagelijkse neerslag- en temperatuurgegevens voor 1000 jaar, gesimuleerd met de KNMI neerslaggenerator voor het Rijnstroomgebied (Beersma, 2002; De Wit en Buishand, 2007). Onder het G scenario is de toename in de 1250-jaar afvoer 5,9%, hetgeen correspondeert met een afvoer van 16.940 m³/s. Onder het W+ scenario bedraagt de toename 20,3%, hetgeen resulteert in 19.250 m³/s (zie figuur A.4). Opgemerkt wordt dat deze laatstgenoemde waarde meer dan 1000 m³/s groter is dan alle overige waarden voor de KNMI'06 scenario's die gebaseerd zijn op schaling van eerdere resultaten.
- Deltares (2008) gebruikte de vier KNMI'06 klimaatscenario's voor 2100 en paste de delta methode toe op de historische 1961 - 1995 reeksen. De getransformeerde reeksen werden gebruikt als invoer voor het Rhineflow-3 model. De gemiddelde veranderingen in (10-daagse) afvoeren uit het Rhineflow model werden gebruikt om de historische dagelijkse afvoerreeks bij Lobith voor 1901 - 2004 te transformeren (opnieuw op basis van de delta methode). Het fitten van een Gumbel verdeling aan de jaarlijkse afvoermaxima boven 7000 m³/s leidde tot schattingen van de 1250-jaar afvoer tussen de 18.500 en 21.500 m³/s (afgerond op 500 m³/s).

3.2. Piekafoeren onder de WB21 klimaatscenario's

- De resultaten voor 2050 op basis van het WB21 H(oge) klimaatscenario, Rhineflow-2, en twee statistische modellen om veranderingen in piekafoeren af te leiden, leverde een toename van 8 tot 12% op in de 1000-jaar afvoer (Middelkoop, 1999; Middelkoop et al., 2000), hetgeen correspondeert met een range in de 1250-jaar afvoer van 16.250 tot 17.500 m³/s.
- Voor 2100 gaven het M (geMiddelde) en H(oge) scenario respectievelijk een toename van 8 tot 12% en 25 tot 30% in de 1000-jaar afvoer, hetgeen correspondeert met een gepresenteerde range in de 1250-jaar afvoer van 16.500 tot 20.000 m³/s (zie figuur A.4). Opgemerkt dient te

worden dat er twijfel is gerezen over de waargenomen afname in de relatieve verandering van de kwantielen: van 40% voor de 100-jaar afvoer tot 25% voor de 1000-jaar afvoer in de studie van Middelkoop (1999), wat veroorzaakt zou kunnen zijn door de ruwe benadering van de rechter staart (upper tail) van de kansverdeling voor de 10-daagse afvoer (Buishand en Lenderink, 2004).

3.3. Gevoeligheid voor veranderingen in neerslagvariabiliteit

- In de hierboven besproken resultaten zijn potentiële veranderingen in de variabiliteit van winterneerslag niet meegenomen. Hoewel de nieuwe KNMI'06 klimaatscenario's informatie geven over hoe de dagelijkse neerslagvariabiliteit verandert, is deze informatie niet meegenomen in de simulaties met de hydrologische modellen. Dit wordt veroorzaakt door de toegepaste klassieke delta methode die alleen de veranderingen in het gemiddelde meeneemt (en niet de verandering in variabiliteit). Voor een beschrijving van de delta methode en een vergelijking met andere methoden, zoals de directe methode, zie bijv. Lenderink et al. (2007). Bovendien is het voor piekafvoeren niet de verandering in de dagelijkse neerslagvariabiliteit die ertoe doet, maar de verandering in de variabiliteit van meerdaagse neerslaghoeveelheden, en voor de Rijn met name de verandering in de relatieve variabiliteit van 10-daagse neerslaghoeveelheden (doorgaans aangeduid als CV_{10}). De KNMI'06 scenario's geven geen informatie over de veranderingen in deze grootte. Andere studies laten echter zien dat het van cruciaal belang is voor het schatten van de verandering in piekafvoer.
- In het EU-Swurve project (Shabalova et al., 2003; Buishand en Lenderink, 2004; Lenderink et al., 2007) werd het Rhineflow-3 model gekoppeld aan twee versies van het Hadley Centre RCM, HadRM2 en HadRM3H. De HadRM2 run geeft voor het Rijnstroomgebied aan het einde van de eenentwintigste eeuw een gematigde toename van 8% in de winterneerslag en een toename van 25% in de variabiliteit van de 10-daagse neerslagsommen. De (nieuwere) HadRM3H run geeft daarentegen een toename van 25% in de winterneerslag en een afname van 16% in de 10-daagse neerslagvariabiliteit. Beide RCM simulaties zijn gecombineerd met Rhineflow-3, met en zonder de verandering in de 10-daagse neerslagvariabiliteit mee te nemen. Het negeren van de toename in de 10-daagse neerslagvariabiliteit die in de HadRM2 run waargenomen werd, leidt tot een toename van 15% van de 1250-jaar afvoer tot 18.400 m³/s, terwijl het meenemen van de toename van 25% in de 10-daagse neerslagvariabiliteit een toename geeft van 37%, resulterend in 21.900 m³/s (zie respectievelijk S1 en S2 in figuur A.4; Shabalova et al., 2003; Buishand en Lenderink, 2004). In de Rhineflow-3 simulatie aangedreven met getransformeerde HadRM3H reeksen, waarbij de afname in de 10-daagse neerslagvariabiliteit genegeerd werd, bedroeg de toename 39%,

hetgeen leidde tot een 1250-jaar afvoer van 22.200 m³/s. De simulatie waarin de afname van 16% in de 10-daagse neerslagvariabiliteit wel werd meegenomen, gaf slechts een toename van 11%, hetgeen leidde tot 17.760 m³/s (zie respectievelijk 1M en 2M in figuur A.4; Buishand en Lenderink, 2004; Lenderink et al, 2007). Deze grote gevoeligheid van de 1250-jaar afvoer voor veranderingen in de variabiliteit van de 10-daagse neerslaghoeveelheden werd ook waargenomen in een studie voor de rivier de Maas waarin het HBV-Maas model gecombineerd werd met drie verschillende GCM-RCM combinaties (Leander et al., 2008).

- Helaas is het aantal studies waarin veranderingen in de meerdaagse neerslagvariabiliteit in klimaatmodellen bestudeerd werden nogal beperkt. In Leander et al. (2008) werd in twee van de drie GCM-RCM simulaties een substantiële reductie van 20% van de variabiliteit van 10-daagse neerslag (CV₁₀) waargenomen. In een verzameling van 19 GCM simulaties vond Räisänen (2002) afnames van de maandelijkse neerslagvariabiliteit voor hoge noordelijke breedtegraden in de herfst- en winterseizoenen, maar voor de meeste overige gebieden van de wereld werden toenames in de variabiliteit van de maandelijkse neerslag gevonden hoewel de veranderingen die voorspeld waren door afzonderlijke GCM's substantieel varieerden.

3.4. Beperkingen van de piekafvoer resultaten

Als aanvulling op bovenstaand overzicht, zijn een aantal (conceptuele) beperkingen van de kwantitatieve resultaten voor de toekomstige piekafvoer voor de Rijn geïdentificeerd:

- Het Swurve werk identificeerde dat de verandering in piekafvoeren in de Rijn zeer gevoelig is voor veranderingen in de variabiliteit van meerdaagse neerslaghoeveelheden in de winter, maar gaf geen 'eind-antwoord'.
- De grootte en het teken van de veranderingen in de variabiliteit van meerdaagse neerslag zijn niet goed vastgesteld en daarom erg onzeker.
- In alle klimaatscenario's (inclusief de KNMI'06 scenario's) is de mogelijkheid van veranderingen in de variabiliteit van meerdaagse neerslag niet meegenomen.
- Zelfs al zou deze (kennelijk cruciale) informatie wel beschikbaar zijn, dan nog zijn de methoden om deze aanvullende informatie betrouwbaar en effectief over te brengen naar de hydrologische modellen niet volledig gerijpt en nog in ontwikkeling (bijv. Buishand en Lenderink, 2004; Leander et al., 2008; lopend BSIK-ACER project).

- In alle studies op één na, waarin het hydraulische model Sobek werd gebruikt (Te Linde, 2007), is de hydraulische component genegeerd. Gedurende extreme afvoeren spelen hydraulische processen in de Rijn een cruciale rol bij de conversie van afvoervolumes (verkregen met een hydrologisch model) naar afvoerpieken. Het negeren van het hydraulische gedrag kan leiden tot een aanzienlijke onzekerheid met betrekking tot de veranderingen in piekafvoeren (J. Kwadijk, pers. comm.), vooral wanneer overstromingen van dijken zich voordoen. Het negeren van overstromingen in Duitsland zal leiden tot een significante overschatting van de afvoerpiek die Lobith bereikt (Lammersen, 2004). Een kwantitatieve beschrijving van de hydraulische effecten van overstromingen in Duitsland wordt gegeven in het aanvullende Rijkswaterstaat Waterdienst rapport (Lammersen, 2008) opgenomen als appendix B bij dit rapport.

3.5. Statistische onzekerheid van de toekomstige 1250-jaar afvoer

Er is al opgemerkt dat de 95%-betrouwbaarheidsinterval van 13.060 – 18.370 m³/s voor de huidige waarde van de ontwerpafvoer van de Rijn (Diermanse, 2004) groot is, hetgeen (in hoofdzaak) gerelateerd is aan de statistische extrapolatie naar de herhalingstijd van 1250 jaar. Opgemerkt dient te worden dat de hoogste/laagste afvoer van dit interval ongeveer 17% groter/kleiner is dan de ontwerpafvoer van 16.000 m³/s (best estimate). Verwacht kan worden dat de statistische onzekerheid van toekomstige piekafvoeren ten minste net zo groot is.

Voor de standaard fout (standard error) van de verandering in de 1000-jaar afvoer onder de HadRM3H scenario's, gaven Buishand en Lenderink (2004) een schatting van ongeveer 6%; voor de HadRM2 scenario's bedroeg deze standaard fout ongeveer 9% (door de kortere lengte van de HadRM2 simulatie). Deze standaard fouten zeggen alleen iets over de onzekerheid vanwege de beperkte lengte van de modelsimulaties, en niet over andere bronnen van onzekerheid (bijv. met betrekking tot de onderliggende kansverdeling). Toepassing van de relatieve standaard fout van 6%, onder de aanname dat de fout normaal verdeeld is, geeft voor de verandering in de piekafvoer in het Swurve scenario 2H een 95%-betrouwbaarheidsinterval van ongeveer -500 tot 3700 m³/s en voor scenario 1M een interval van 3500 tot 8700 m³/s. De (geringe) overlap van deze betrouwbaarheidsintervallen wijst erop dat de statistische onzekerheid die het gevolg is van de extrapolatie naar de vereiste piekafvoer van een vergelijkbare omvang is als de onzekerheid vanwege de klimaatscenario's die gebruikt zijn in Swurve. Dit is een duidelijke indicatie van de grote onzekerheid die (onvermijdelijk) hoort bij het schatten van de verandering in de toekomstige piekafvoer.

3.6. Geschatte range van de toekomstige 1250-jaar afvoer

Gezien onze huidige kennis en rekening houdend met de grote onzekerheden die geïdentificeerd zijn, kunnen we alleen zeer ruwe schattingen geven van de toekomstige 1250-jaar afvoer van de Rijn (momenteel 16.000 m³/s). Voor 2050 lijkt een range van 16.500 tot 19.000 m³/s mogelijk, terwijl voor 2100 een range van 17.000 tot 22.000 m³/s is afgeleid. De hoogste waarden liggen ruim boven de huidige bovengrens van 18.370 m³/s van de 95%-betrouwbaarheidsinterval voor de ontwerpafvoer (Diermanse, 2004). Nogmaals wordt opgemerkt dat deze toekomstige projecties theoretische afvoervolumes zijn, omdat (zulke) grote afvoerpieken onder de huidige riviercondities (en die in de nabije toekomst) zullen leiden tot overstromingen in Duitsland in de Ober- en Niederrhein (Lammersen, 2004) ten gevolge waarvan de afvoerpiek bij Lobith gereduceerd zal worden. Deze reducties worden beschreven in het aanvullende Rijkswaterstaat Waterdienst rapport (Lammersen, 2008). Vanuit meteorologisch oogpunt is er echter geen reden om aan te nemen dat toekomstige afvoervolumes die gegenereerd kunnen worden in het Rijnstroomgebied beperkt zijn.

3.7. Verbetering van de schattingen van de toekomstige 1250-jaar afvoer

Wat hebben we nodig om verbeterde schattingen te kunnen maken van toekomstige veranderingen in piekafvoeren voor de Rijn, inclusief betrouwbare onzekerheidsschattingen?

- Systematisch analyseren van klimaatmodellen (zowel GCM's als RCM's) met betrekking tot veranderingen in variabiliteit van meerdaagse neerslag in combinatie met veranderingen in de gemiddelde neerslag in het stroomgebied van de Rijn.
- De methodes verbeteren om alle gegevens van klimaatverandering die relevant zijn voor het hydrologische gedrag, ofwel aan de hand van geavanceerde klimaatscenario's ofwel rechtstreeks uit de klimaatmodellen, goed over te brengen naar de hydrologische modellen. Eén van de opties zou zijn de lopende onderzoeken naar de Maas (Leander et al., 2008) uit te breiden naar de Rijn. In het lopende BSIK-ACER project (<http://ivm5.ivm.vu.nl/adaptation/project/acer>) zullen zowel een directe modelbenadering als een aangepaste deltabenadering (waarin veranderde variabiliteit is meegenomen) gecombineerd worden met HBV-Rhine om veranderingen in de afvoerextremen te schatten. De klimaatverandering in de laatste (RCM) RACMO run, aangedreven door het ECHAM-5 GCM, zal vergeleken worden met de KNMI'06 scenario's.
- De (on)zekerheid evalueren van de veranderingen in piekafvoeren vanwege het hydraulische gedrag van de Rijn (conversie van grote afvoervolumes naar afvoerpieken). En specifiek, het kwantificeren van de gevolgen van overstromingen in Duitsland voor de afvoerpieken bij Lobith op basis van scenario's voor het toekomstige niveau van

overstromingsbescherming (en dijkhoogtes) in Duitsland (zie aanvullend Waterdienst rapport; Lammersen, 2008; opgenomen in dit rapport als appendix B).

4. Overzichtstabellen

Tabel A3: Veranderingen in gemiddelde Rijnafvoer gedurende de zomer en winter voor 2050 en 2100 voor verschillende klimaatscenario's en afvoermodellen.

Jaar	Gemiddelde afvoer (Q)				Klimaatscenario		Afvoer model	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global}			
2007	2050	2050	2100	2100	KNMI'06 scenario's (G,G+,W,W+). & GCM: UKHI voor het IS92a emissiescenario onder evenwicht condities voor 2100; d.w.z. WB21 scenario's voor de Rijn (alleen M en H).	2050: 1, 2 °C	HBV-Rhine (134 deelstroomgebieden, dagelijkse tijdstap)	Klassieke delta methode; ΔT , ΔP , ΔEvap per 10-daagse periode.	Te Linde (2007)
	zomer (aug.-okt.)	winter (jan.-maart)	zomer	winter					
	G: -0,5	G: 5,1	n.v.t.	n.v.t.					
	G+: -21,8	G+: 6,8	Belangrijk: Door een recentelijk ontdekt 'bug' in de (laatste) versie van HBV die is gebruikt bij sommige van deze resultaten, zijn (is) de (toename in) winterafvoeren waarschijnlijk overschat, aangezien neerslag die beschouwd moest worden als sneeuw, ook beschouwd werd als regen en zo dubbel geteld is.						
	W: -0,4	W: 10,5							
	W+: -38,9	W+: 13,7							
	L: n.v.t.	L: n.v.t.							
	M: -7,8	M: 11,2							
	H: -15,5	H: 22,3							
	Al deze waarden zijn geschat uit figuren 13 en 18.	Al deze waarden zijn geschat uit figuren 13 en 18.							

Jaar	Gemiddelde afvoer (Q)				Klimaatscenario		Afvoer model	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{gbbal}			
2006 (2050) 2007 (2100)	2050	2050	2100	2100	KNMI'06 scenario's (G,G+,W,W+)	2050: 1, 2 °C 2100: 2, 4 °C	Rhineflow-3 (3 x 3 km ² , 10-daagse tijdstap)	Klassieke delta methode; ΔT , ΔP , $\Delta Evap$ per 10-daagse periode	Van Deursen (2006) Van Deursen (2007)
	zomer (aug.-okt.)	winter (jan.-maart)	zomer	winter					
	G: 0,2	G: 6,7	G: 0,5	G: 13,0					
	G+: -18,9	G+: 8,3	G+: -34,8	G+: 16,2					
	W: 0,5	W: 13,0	W: 1,9	W: 24,9					
	W+: -34,8	W+: 16,2	W+: 58,4	W+: 31,6					
2004	n.v.t.	n.v.t.	2L: -43,4 2M: -52,1 2H: -58,1 1M: -59	2L: 31,6 2M: 26,1 2H: 21,0 1M: 26	RCM: HadRM3H voor het A2 emissiescenario.	2070-2099: 25% toename in winterneerslag (DJF) en 16% afname in variabiliteit van 10-daagse neerslagsoorten (CV_{10}); 39% afname in de zomerneerslag (JJA) en 43% toename in CV_{10} .	Rhineflow-3	Bias gecorrigeerde 10-daagse gegevens uit RCM gebruikt als invoer voor Rhineflow (directe benadering) in combinatie met een laag (2L), gemiddeld (2M) en hoog (2H) scenario voor verandering in potentiële verdamping in vergelijking met de klassieke delta methode (1M).	Buishand and Lenderink (2004) Lenderink et al. (2007)

Comment [j1]: Dit is een fout in de Engelse versie die ik nu pas ontdekt heb.

Jaar	Gemiddelde afvoer (Q)				Klimaatscenario		Afvoer model	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{gbbal}			
	2050	2050	2100	2100					
	zomer (aug.-okt.)	winter (jan.-maart)	zomer	winter					
2004 2003	n.v.t.	n.v.t.	S1: -35 S2: -29	S1: 21 S2: 18	RCM (regionaal klimaatmodel); HadRM2 voor een jaarlijkse toename van 1% in equivalent CO ₂ na 1989.	2080-2099: 8% toename in winterneerslag (DJF) en 25% toename in variabiliteit van 10-daagse neerslagsoorten (CV ₁₀); 15% afname in de zomerneerslag (JJA) en 28% toename in CV ₁₀ .	Rhineflow-3	Twee scenario's op basis van de delta methode: een klassieke methode waarin de toename in de 10-daagse neerslagvariabiliteit (CV ₁₀) in de winter uitgesloten is (S1) en een aangepaste methode waarin deze toename is meegenomen (S2).	Buishand en Lenderink (2004) Shabalo va et al. (2003)
			Opmerking: resultaten geschat uit fig. 11 in Shabalo va et al. (2003)	Opmerking: resultaten geschat uit fig. 11 in Shabalo va et al. (2003)					

Jaar	Gemiddelde afvoer (Q)				Klimaatscenario		Afvoer model	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{gbbal}			
2003	2050 zomer (aug.- okt.)	2050 winter (jan.- maart)	2100 zomer	2100 winter	GCM: UKHI voor het IS92a emissiescen ario onder evenwicht condities voor 2100; d.w.z. WB21 scenario's voor de Rijn (L, M en H). & Nieuw droogtescen ario voor 2050 (D) voor de nationale droogtestud ie.	Geschaalde UKHI: 0,5, 1, 2 °C (2050-L, 2050-M, 2050-H); 1, 2, 4 °C (2100-L, 2100-M, 2100-H).	Rhineflow- 3	UKHI (H, 2100) en geschaalde UKHI (andere L, M en H).	Van Deursen (2003)
	(L: - 3,2) M: -6,4 H: - 12,8 D: - 47,5	(L: - 2,9) M: 5,8 H: 11,6 D: 6,4	L: -6,4 M: -12,8 H: - 27,1 D: n.v.t.	L: 5,8 M: 11,6 H: 41,4 D: n.v.t.					
1999	-7,8	11,9	-12,4	41,1	GCM: UKHI voor het IS92a emissiescen ario onder evenwicht condities voor 2100.	UKHI: 2050 (~ 2 °C), 2100 (~ 4 °C)	Rhineflow- 2 (1 × 1 km ² , 10- daagse tijdstep. Thornthwa ite-Mather verdampin g)	UKHI gebaseerde delta methode. UKHI maandelijkse ΔT , ΔP geïnterpoleerd naar 0,5° × 0,5° raster.	Van Deursen (1999)

Tabel A.4: Gelijk aan tabel A.3 maar voor piekafvoer ($T \approx 1250$ jaar). Opgemerkt dient te worden dat er geen onderscheid gemaakt wordt tussen zomer en winter.

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%) 2050	ΔQ (%) 2100	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2008	G: n.v.t. G+: n.v.t. W: n.v.t. W+: n.v.t.:	G: 18,600 G+: 18.700 W: 21,000 W+: 21.700 Opmerkingen: voorlopige resultaten op basis van Deltares. (2008); Q in m^3/s in plaats van ΔQ in %.	KNMI'06 scenario's (G,G+,W,W+)	2100: 2, 4 °C	Rhineflow-3 (3 × 3 km^2 , 10-daagse tijdstap)	Twee opeenvolgende Delta-methoden: 1) ΔT , ΔP , ΔEvap per 10-daagse periode. 2) ΔQ per 10-daagse periode gebruikt om historische dagelijkse afvoertijdreeksen te transformeren. Gumbel verdeling gefit aan getransformeerde jaarlijkse afvoermaxima van meer dan 7000 m^3/s .	Deltares (2008)
2007	G: 5,9 G+: n.v.t. W: n.v.t. W+: 20,3 Piekafvoer (ref. 16.000 m^3/s): G: 16.940 W+: 19.250	G: n.v.t. G+: n.v.t. W: n.v.t. W+: n.v.t.:	KNMI'06 scenario's (G,G+,W,W+)	2050: 1, 2 °C	HBV-Rhine (134 deelstroomgebieden, dagelijkse tijdstap) + Sobek + 1000-jaar gegevens gesimuleerd met de neerslaggenerator voor het Rijnstroomgebied	Klassieke Delta-Methode; ΔT , ΔP , ΔEvap per 10-daagse periode. Gumbel verdeling gefit aan 1000 jaarlijkse afvoermaxima.	Te Linde (2007)

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050		2100					
2007	Methode A: G: 16.640 G+: 16.960 W: 17.280 W+: 16.640 Methode B: G: 16.800 G+: 16.800 W: 17.600 W+: 17.600 Opmerking: Q in m ³ /s in plaats van ΔQ in %.	Methode A: G: 17.280 G+: 17.920 W: 18.560 W+: 19.840 Methode B: G: 17.600 G+: 17.600 W: 19.200 W+: 19.200 Opmerking: Q in m ³ /s in plaats van ΔQ in %.	KNMI'06 scenario's (G,G+,W,W +)	2050: 1, 2 °C 2100: 2, 4 °C	Rhineflow-3 (voor veranderingen in gemiddelde afvoer) + 'basic scaling' en vergelijking met WB21 resultaten (voor veranderingen in piekafvoer)	Twee ruwe methoden om KNMI'06 scenario's in te schalen op basis van resultaten voor WB21 scenario's (Kors et al., 2000). Methode A: "WB21 vuistregel voor de Maas ", d.w.z. verandering in afvoer is gelijk aan verandering in extreme 10- daagse neerslagsom (met een herhalingsstijd van 10 jaar) in de winter, toegepast op de Rijn. Methode B: gebruik ontwerpafvoer van het WB21 scenario die het meest lijkt op de verandering in de gemiddelde afvoer. Opgemerkt dient te worden dat laatstgenoemde methode waarschijnlijk de verandering in de ontwerpafvoer zal onderschatten in het W+ scenario voor 2050 en deze zal overschatten voor 2100 (zie hoofdttekst).	De Wit et al. (2007)

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050		2100					
2004	n.v.t.	1M: 39% 2M: 11% 2H: 10%	RCM: HadRM3H onder A2 emissiescenario (3 runs voor 2070 – 2099 en 3 controle runs voor 1961 – 1990).	ΔT_{global} (en/of ΔP) 2070 – 2099: 25% toename in winterneerslag (DJF) en 16% <i>afname</i> in variabiliteit van 10-daagse neerslagsomm en (CV_{10}); 14% afname in de herfstneerslag (SON) en 18% toename in CV_{10} .	Rhineflow-3 + Gumbel verdeling gefit aan jaarlijkse 10-daagse maxima	Twee methoden: Methode 1: klassieke Delta methode toegepast op bias gecorrigeerde RCM controle runs die gebruikt is als invoer voor Rhineflow (negeert afname van CV_{10}). Methode 2: bias gecorrigeerde RCM gegevens die gebruikt zijn als invoer voor Rhineflow (directe benadering, inclusief afname van CV_{10} en veranderingen in andere eigenschappen van de neerslagverdeling). Als aanvulling gemiddeld (M) en hoog (H) scenario voor verandering in potentiële verdamping. In totaal 3 gecombineerde scenario's: 1M (klassieke Delta methode), 2M en 2H.	Buishand and Lenderink (2004) Lenderink et al. (2007)

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050		2100					
2004 2003	n.v.t.	S1: 15% S2: 37% Toename van CV_{10} leidt tot meer dan 2 keer zo grote toename van de 10 tot 1000-jaar afvoer (en ontwerpafvoer).	RCM (regionaal klimaatmodel): HadRM2 met een jaarlijkse toename van 1% in equivalent CO_2 na 1989 (zonder sulfaataërosol forcering).	2080 – 2099: 8% toename in winterneerslag (DJF) en 25% toename in variabiliteit van 10-daagse neerslagsommen (CV_{10}); 19% toename in de herfstneerslag (SON) en 2% afname in CV_{10} .	Rhineflow-3 + Gumbel verdeling gefit aan de jaarlijkse 10-daagse maxima	Twee scenario's op basis van de Delta methode: een klassieke methode waarin de toename in de 10-daagse neerslagvariabiliteit (CV_{10}) in de winter uitgesloten is (S1) en een aangepaste methode waarin deze toename is meegenomen (S2). Effect van analyse van 10-daagse maxima in plaats van dagelijkse maxima geeft een onderschatting van slechts ongeveer 4% van de gegeven toename in ontwerpafvoer voor S2.	Buishand en Lenderink (2004) Shabalova et al. (2003)
2000	Scenario's voor ontwerpafvoer (ref. 16.000 m^3/s): L: 16.400 M: 16.800 H: 17.600	L: 16.800 M: 17.600 H: 19.200			Geen model maar eenvoudige schaling: Zie Methodologie (volgende kolom)	Vuistregel op basis van Middelkoop (1999): Verandering ontwerpafvoer discharge = 5% per °C. "WB21 vuistregel voor de Rijn".	Kors et al. (2000)

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050		2100					
1999	L: n.v.t.	L: n.v.t.	GCM:	UKHI	Rhineflow-2	Statistische downscaling van 10-daagse afvoeren uit Rhineflow tot piekafvoeren waarbij gebruik gemaakt wordt van: i) Conditional Peak Model ii) Wavelets	Middelkoop (1999)
2000	M: n.v.t. H: 8 - 12%	M: 8 - 12% H: 25 - 30%	UKHI voor het IS92a emissiescenario onder evenwicht condities voor 2100 consistent met WB21 scenario's.	2050: 0,55, 1, 2 °C (L, M, H); 2100: 1, 2, 4 °C (L, M, H). 13% toename in winterneerslag in Midden-Duitsland in 2050 en 24% in 2100 (H scenario).	+ statistische modellen: Zie Methodologie (volgende kolom)		Middelkoop et al. (2000)
	Scenario's voor ontwerpafvoer (ref. 16.000 m ³ /s): L: 16.250 M: 16.500 H: 17.500	L: 16.500 M: 17.500 H: 20.000					

Tabel A.5: Gelijk aan tabel A.4 maar voor andere stroomgebieden in Europa.

	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
Jaar	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
	2050	2100					
2007	n.v.t.	A: ~ 7% B: ~ 0% C: ~45%	Drie verschillende GCM-RCM combinaties: HadAM3H-RACMO (A), HadAM3H-RCAO (B) ECHAM4-RCAO (C) onder het A2 emissiescenario.	2071 – 2100. Samenvatting: 20-40% toename in winterneerslag ; 20-30% afname in variabiliteit van 10-daagse neerslagsommen (CV_{10}) in op HadAM3H gebaseerde runs (A en B) maar erg kleine toename in op ECHAM4 gebaseerde run (C).	HBV-Maas	Bias gecorrigeerde RCM gegevens gebruikt als invoer voor HBV model (directe benadering, verklaart veranderingen in CV_{10} en in andere eigenschappen van neerslagverdeling). Nearest-neighbor resampling om synthetische reeksen te genereren die lang genoeg zijn om de schatting van veranderingen in ontwerpafvoer voor de Maas te verbeteren.	Leander et al. (2008)

Jaar	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050		2100					
2005	n.v.t.	Verandering en in 10-jaar afvoer: -18 to +37% Verandering en in 50-jaar afvoer: -33 to +59% Opmerking: voor de 10-jaar afvoerl, werden negatieve verandering en (afnames) waargenom en voor 2 stroomgebieden en voor 5 stroomgebieden waren de verandering en erg klein.	RCM: HadRM3H	2071 – 2100	Ruimtelijk gegeneraliseerd neerslag-afvoer model voor 15 kleine (< 500 km ²) stroomgebieden in heel Groot-Brittanië	RCM gegevens gebruikt als invoer voor neerslag-afvoer model (directe benadering, geen foutcorrectie, ruimtelijke downscaling tot de stroomgebiedschaal).	Kay et al. (2005)

	Ontwerpafvoer (Q)		Klimaatscenario		Afvoermodel	Methodologie	Documentatie
Jaar	ΔQ (%)	ΔQ (%)	Type	ΔT_{global} (en/of ΔP)			
2050	2050	2100					
2002	Verandering in 10-jaar afvoer: 6,6 – 23% en toenames tot 30% voor de 50-jaar afvoer.	n.v.t.	GCM: HadCM2 voor 2050	OPMERKING In deze studie wordt de relevantie van veranderingen in de neerslagvariabiliteit voor veranderingen in de kans op en omvang van overstromingen benadrukt.	'CLASSIC' model voor het Severn stroomgebied gelegen tussen Wales en West-Engeland. Dit is een stroomgebied waarin de hoogste afvoeren over het algemeen veroorzaakt worden door langdurige neerslagperiodes in de winter.	3 dagelijkse neerslagscenario's afgeleid van maandelijke veranderingen (hetgeen het volgende weergeeft: 1 toename in frontale systemen, 2 toename in convectieve systemen en 3 toename in gemiddelde neerslag zonder verandering in neerslagvariabiliteit).	Prudhomme et al. (2002)

5. De KNMI'06 klimaatscenario's

In 2006 bracht het KNMI vier nieuwe klimaatscenario's voor Nederland uit (Van den Hurk et al., 2006). Deze scenario's vervingen de scenario's die in 2000 opgesteld waren voor de Commissie Waterbeheer in de eenentwintigste eeuw, ook bekend als de WB21 klimaatscenario's. De KNMI'06 klimaatscenario's geven een consistent en plausibel beeld van het mogelijke klimaat in de toekomst. Deze zijn bedoeld voor gebruik bij studies waarin de gevolgen van klimaatverandering worden onderzocht en om mogelijke adaptatiestrategieën te formuleren. Projecties van het toekomstige klimaat zijn van nature onzeker vanwege onzekerheden in broeikasgasemissies, die op hun beurt veroorzaakt worden door onzekerheden in bevolkingsgroei en economische, sociale en technologische ontwikkelingen, en door onzekerheden in de klimaatmodellering als gevolg van een beperkte kennis van de complexe processen in het klimaatsysteem. Bovendien neemt de onzekerheid toe wanneer we van de mondiale schaal overgaan op regionale en lokale schalen. Op basis van resultaten uit een groot aantal recente mondiale en regionale klimaatmodellen en waargenomen klimaatreeksen, werd de relatie tussen mondiale opwarming, veranderingen in luchtcirculatie boven West-Europa en klimaatverandering in Nederland systematisch in kaart gebracht. Om in staat te zijn op enige wijze om te gaan met de onzekerheden werden vier klimaatscenario's geselecteerd uit de brede reeks mogelijke toekomstperspectieven. KNMI acht deze vier scenario's het meest relevant voor het Nederlandse beleid. Voor elk scenario wordt een volledig beeld van het toekomstige klimaat gepresenteerd, en elk van de vier scenario's wordt plausibel geacht. Het is echter niet mogelijk om aan te geven welk scenario het meest waarschijnlijk is. Elk van de vier klimaatscenario's geeft, voor 2050 evenals voor 2100, één enkel getal voor de verandering per variabele. Deze getallen zijn uniform voor Nederland en volgens het KNMI kunnen deze getallen ook gebruikt worden als indicatie voor de stroomgebieden van de Maas en de Rijn, met uitzondering van het Alpegebied (Van den Hurk et al., 2006).

De vier KNMI'06 klimaatscenario's worden aangeduid als: G, G+, W en W+. G en G+ zijn scenario's waarin de wereldgemiddelde temperatuurstijging gematigd is. In de W en W+ ('warme') scenario's is de wereldgemiddelde temperatuur twee keer zo groot. De '+' (plus) wordt gebruikt om de scenario's aan te duiden waarin de atmosfeercirculatie boven West-Europa significant verandert, wat leidt tot grotere toenames in regionale temperatuur door het hele jaar, in grotere neerslagtoenames in de winter en een neerslagafname in de zomer. In de vier scenario's voor 2100 bedraagt de toename van de gemiddelde wintertemperatuur tussen de 1,8 en 4,6 °C en nemen de gemiddelde zomertemperaturen toe met 1,7 tot 5,6 °C. De koudste winterdag per jaar stijgt met maximaal 5,8 °C, en de warmste zomerdag per jaar met maximaal 7,6 °C. De neerslag in de winter neemt tussen de 7 en 28% toe en zomerneerslag verandert met -38 tot +12%. Voor zomerdroogte is het belangrijk om te beseffen dat de scenario's met de grootste afname van neerslag in de zomer de

grootste toename van de potentiële verdamping (tot 30%) hebben. Meer gegevens over de KNMI'06 scenario's voor 2100 zijn gegeven in tabel A.6.

Tabel A.6: Klimaatverandering in Nederland rond 2100 voor de vier KNMI'06 klimaatscenario's in vergelijking met de referentieperiode 1976 – 2005.

2100		G	G+	W	W+
Wereldwijde temperatuurstijging		+2°C	+2°C	+4°C	+4°C
Verandering in luchtcirculatiepatronen		nee	ja	nee	ja
winter	Gemiddelde temperatuur	+1,8°C	+2,3°C	+3,6°C	+4,6°C
	Koudste winterdag per jaar	+2,1°C	+2,9°C	+4,2°C	+5,8°C
	Gemiddelde neerslaghoeveelheid	+7%	+14%	+14%	+28%
	Aantal natte dagen (≥0,1 mm)	0%	+2%	0%	+4%
	10-daagse neerslagsom die eens in 10 jaar wordt overschreden	+8%	+12%	+16%	+24%
	Hoogste daggemiddelde windsnelheid per jaar	-1%	+4%	-2%	+8%
zomer	Gemiddelde temperatuur	+1,7°C	+2,8°C	+3,4°C	+5,6°C
	Warmste zomerdag per jaar	+2,1°C	+3,8°C	+4,2°C	+7,6°C
	Gemiddelde neerslaghoeveelheid	+6%	-19%	+12%	-38%
	Aantal natte dagen (≥0,1 mm)	-3%	-19%	-6%	-38%
	Dagsom van de neerslag die eens in de 10 jaar wordt overschreden	+27%	+10%	+54%	+20%
	Potentiële verdamping	+7%	+15%	+14%	+30%

6. Documentatie

- Beersma, J.J., 2002, Rainfall Generator for the Rhine Basin – Description of 1000-year simulations. KNMI-publication 186-V, KNMI, De Bilt.
- Beersma, J.J., T.A. Buishand and H. Buiteveld, 2003, Droog, droger, droogst. KNMI/RIZA bijdrage aan de tweede fase van de Droogtestudie Nederland. KNMI-publicatie 199-II, KNMI, De Bilt.
- Buishand, T.A. and G. Lenderink, 2004, Estimation of future discharges of the River Rhine in the SWURVE project. KNMI Technical Report TR-273, KNMI, De Bilt.
- Deltares, 2008, In preparation. Contact: J. Kwadijk, Deltares, Delft.
- De Wit, M. and A. Buishand, 2007, Generator of Rainfall And Discharge Extremes (GRADE) for the Rhine and Meuse basins. RIZA report 2007.027, KNMI-publication 218.
- De Wit, M., H. Buiteveld and W. van Deursen, 2007, Klimaatverandering en de afvoer van Rijn en Maas. RIZA memo WRR/2007-006, Arnhem, juni 2007.
- Diermanse, F.L.M., 2004, HR2006-herberekening werklijn Rijn. Rapportage project Q3623 aan RIZA, WL | Delft Hydraulics, Delft.
- Kay, A.L., R.G. Jones and N.S. Reynard, 2005, RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results. *Journal of Hydrology*, 318, 163 – 172, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.013.
- Klopstra, D., R. Versteeg and T. Kroon, 2005, Droogtestudie Nederland – Aard, ernst en omvang van watertekorten in Nederland (Eindrapport). RIZA-rapport 2005.016, Lelystad, september 2005.
- Kors, A.G., F.A.M. Claessen, J.W. Wesseling en G.P. Können, 2000, Scenario's externe krachten voor WB21. RIZA, WL | Delft Hydraulics en KNMI.
- Lammersen, R., 2004, Grensoverschrijdende effecten van extreem hoogwater op de Niederrhein. Gezamenlijke uitgave van: Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen; Provincie Gelderland; Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat Directie Oost-Nederland.
- Lammersen, R., 2008, Effect of flooding in Germany upon the peak discharge at Lobith. Rijkswaterstaat Waterdienst, Lelystad.
- Leander, R., T.A. Buishand, B.J.J.M. van den Hurk and M.J.M. de Wit, 2008, Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate model output. *Journal of Hydrology*, 351, 331 – 343, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.12.020.
- Lenderink, G., A. Buishand and W. van Deursen, 2007, Estimation of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 11, 1145 – 1159.
- Middelkoop, H., 1999, Estimating the impact of climate change on peak flows in the river Rhine. Report of the NRPproject: The impact of climate change on the river Rhine and implications for water management in the Netherlands. RIZA report 99.064, November 1999.
- Middelkoop, H. (Ed.), N.E.M. Asselman, H. Buiteveld, M. Haasnoot, F.J.P.M. Kwaad, J.C.J. Kwadijk, W.P.A. van Deursen, P.M. van Dijk, J.A.P.H. Vermulst and C. Wesseling, 2000,

The impact of climate change on the river Rhine and implications for water management in the Netherlands, Summary report of the NRP project 952210. RIZA report 2000.010, June 2000.

Prudhomme, C., N. Reynard and S. Crooks, 2002, Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrological Processes*, 16, 1137 – 1150, doi:10.1002/hyp.1054.

Räisänen, J., 2002, CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *Journal of Climate*, 15, 2395 – 2411.

Shabalova, M.V., W.P.A. van Deursen and T.A. Buishand, 2003, Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research*, 23, 233 – 246.

Te Linde, A., 2007, Effect of climate change on the rivers Rhine and Meuse – Applying the KNMI 2006 scenarios using the HBV model. Report Q4286, WL | delft hydraulics, June 2007.

Van den Hurk, B. et al., 2006, KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. Scientific report WR 2006-01, KNMI, De Bilt.

Van Deursen, W.P.A., 1999, Impact of climate change on the River Rhine discharge regime, Scenario runs using Rhineflow-2. Report of the NRPproject: The impact of climate change on the river Rhine and implications for water management in the Netherlands. November 1999.

Van Deursen, W., 2003, Klimaatveranderingen in de stroomgebieden van Rijn en Maas, Modelstudies met Rhineflow-3 en Meuseflow-2. Carthago Consultancy, Rotterdam, november 2002.

Van Deursen, W., 2006, Rapportage Rhineflow/Meuseflow nieuwe KNMI scenario's. Carthago Consultancy, Rotterdam, mei 2006.

Van Deursen, W., 2007, Concept Rapportage Rhineflow/Meuseflow Klimaatscenario's 2100 G, Gplus, W, Wplus. Carthago Consultancy, Rotterdam, november 2007.

Appendix B - Gevolgen van overstromingen in Duitsland voor de piekafvoer bij Lobith

1. Inleiding

Met Appendix A vormt deze bijlage het achtergrondmateriaal bij Hoofdstuk III. In Appendix A is geconcludeerd dat de 1250-jaar afvoer bij Lobith van 16.000 m³/s (d.w.z. de huidige ontwerpafvoer in Nederland) kan stijgen tot 16.500 – 19.000 m³/s in 2050 en tot 17.000 – 22.000 m³/s in 2100. Na 2100 konden geen nuttige waarden afgeleid worden. Met deze getallen wordt benadrukt dat er enorme onzekerheden bestaan vanwege de gemiddelde meteorologische condities en de grote gevoeligheid van de piekafvoer voor veranderingen in meerdaagse neerslagvariabiliteit. Wanneer deze grote hoogwatergolven zich echter bewegen door de rivier de Rijn, zullen grote gebieden in Duitsland overstroomd raken. De overstromingen in Duitsland zullen de (piek-)afvoer bij Lobith substantieel reduceren. Hoewel ongecontroleerde overstromingen genoemd zijn als een bron van onzekerheid, is dit effect niet meegenomen in Appendix A.

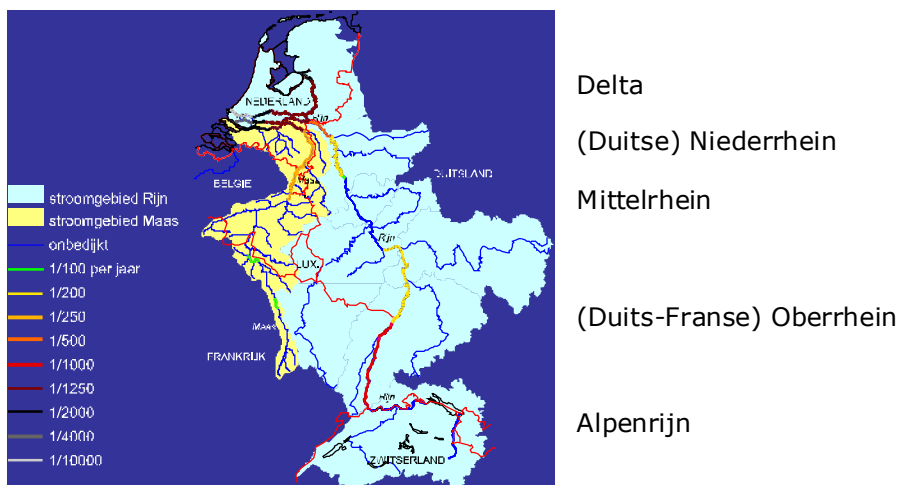
In dit Appendix wordt de actuele kennis gegeven over het effect van overstromingen in Duitsland voor de (piek-)afvoer van extreme hoogwaterstanden bij Lobith. Daarom geeft dit aanvullende informatie voor de toekomstige Rijnafvoer als een gevolg van klimaatverandering.

2. Rijnstroomgebied en de huidige beschermingsniveaus langs de Rijn

Het stroomgebied van de Rijn in West-Europa, heeft een oppervlakte van 185.000 km². De rivier begint in de Alpen en bereikt na 1320 km de Noordzee. Grote gebieden langs de Duits-Franse Oberrhein, de Duitse Niederrhein en de Nederlandse Rijntakken zijn beschermd tegen overstromingen door dijken om frequente overstroming van grote, dichtbevolkte overstromingsgebieden te voorkomen. In het gedeelte van de Mittelrhein stroomt de rivier door een nauw dal. In dit gedeelte wordt alleen voor lokale bescherming tegen overstroming gezorgd.

Langs de Rijn verschilt de mate van bescherming tegen overstromingen van plaats tot plaats (zie figuur B.1). Het varieert van bescherming tegen overstromingen, met herhalingstijden van 1000 respectievelijk 200 jaar langs de Duits-Franse Oberrhein, 100 jaar langs het zuidelijke gedeelte van de Duitse Niederrhein, 200 jaar in het middelste gedeelte van de Duitse Niederrhein en stijgt tot een bescherming tegen overstromingen met een terugkeerperiode van eens in de 500 jaar in het noordelijke gedeelte van de Duitse Niederrhein en 1250 jaar langs de Nederlandse Rijntakken.

Om hoogwaterstanden in de rivier te reduceren om dijkoverstromingen te voorkomen, zijn waterstandsverlagende maatregelen zoals retentiebekkens, dijkverplaatsingen en de verlaging van uiterwaarden, gepland langs de Duits-Franse Oberrhein, de Duitse Niederrhein en de Nederlandse Rijntakken. Deze moeten gerealiseerd zijn tot 2020 of zijn recentelijk gerealiseerd. Vanwege het nauwe dal is er geen ruimte voor hoogwaterreducerende maatregelen langs de Middenrijn.



Figuur B.1: De stroomgebieden van Rijn en Maas met beschermingsniveaus langs de Rijn en Maas.

3. Onderzoeksmethode

Tussen 2002 en 2004 is voor de eerste keer onderzoek gedaan om de gevolgen van retentiemaatregelen en overstromingen langs de Niederrhein en de Nederlandse Rijntakken te bestuderen (Lammersen, 2004). Figuur B.2 geeft een overzicht van de methode die gebruikt is.

De stochastische neerslaggenerator, ontwikkeld door het Nederlandse Meteorologische Instituut (KNMI), werd gebruikt om een kunstmatige tijdreeks van 1000 jaar neerslag en temperatuur te genereren (Buishand en Brandsma, 2001). De invoer daarvan bestond uit 30 jaar gemeten meteorologische gegevens van 34 verschillende meetstations die verdeeld zijn over het gehele stroomgebied van de Rijn. De gegenereerde tijdreeks, met dezelfde statistische eigenschappen als de historische gegevens, werden vervolgens overgebracht naar een neerslag-afvoer model van het volledige Rijnstroomgebied (HBV) en getransformeerd naar afvoeren. Hieruit werd een selectie gemaakt van de 16 meest extreme afvoergolven, op basis van de HBV resultaten bij Andernach en Lobith. Deze 16 extreme gevallen werden vervolgens overgebracht naar een 1-dimensionaal afvoermodel om de 16 hoogste afvoergolven bij Andernach op een

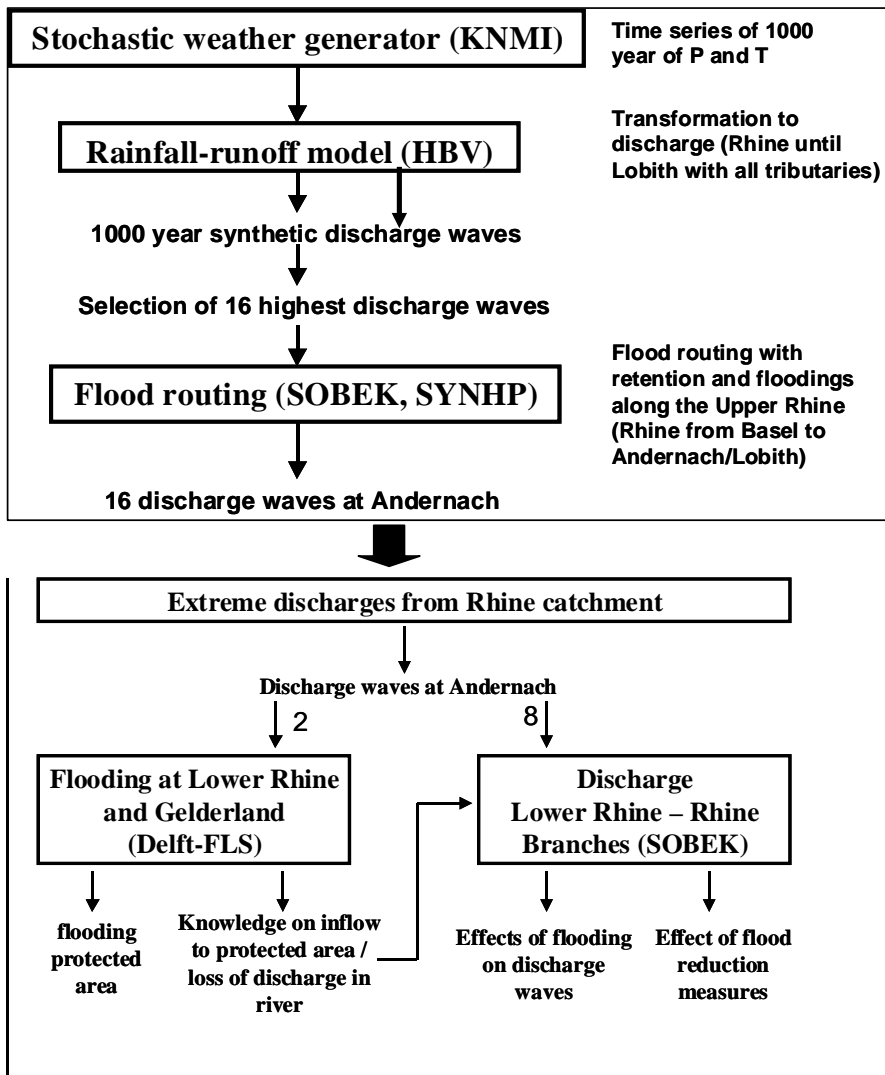
gedetailleerde manier te berekenen, waarbij rekening gehouden werd met de retentiemaatregelen langs de Rijn bovenstrooms van Andernach (voor meer informatie zie Eberle et al., 2004 en Lammersen, 2004). Ook zijn hierbij de overstromingen langs de Duits-Franse Oberrhein meegenomen, die plaatsvinden als de waterstand in de rivier de dijkhoogte overschrijdt, . Hierbij is gebruik gemaakt van een zeer eenvoudige methode door water vast te houden in retentiebekkens en dit water later weer terug te laten stromen wanneer de hoogwatergolven verder door zijn gestroomd naar benedenstrooms. Water dat in het overstroomde gebied parallel aan de Rijn zou stromen en verder stroomafwaarts weer terug naar de rivier zou stromen werd niet meegenomen.

Met de twee meest extreme afvoergolven bij Andernach, zijn overstromingssimulaties uitgevoerd met gebruikmaking van het 2-dimensionale model Delft-FLS. Er werd een Delft-FLS model gemaakt van de Rijn 642 km stroomafwaarts (stroomafwaarts van Andernach) waarbij gebruik gemaakt is van een 100 m X 100 m raster van een digitaal terreinmodel. In dit model zijn dijken en muren tegen overstromingen gemodelleerd als rastercellen. Wanneer het waterniveau het dijkniveau bereikt, stort de dijk in. Ingeval van een hoogwatermuurof hoge gronden, loopt het water erover heen en wordt geen instorting gesimuleerd. Er zijn twee situaties onderzocht: het jaar 2002 en 2020, met dijkniveaus van respectievelijk 2002 en 2020. De invoer van het 2D-model bestond uit de afvoer bij Andernach en de zijrivieren van de Rijn. De resultaten zijn informatie over de locaties van dijkdoorbraken en overstromingen, instroming naar het beschermde gebied, overstromingspatronen binnen het beschermde gebied, gevolgen voor de afvoergolven en tenslotte de afvoercapaciteit van de Rijn (voor meer informatie zie Gudden, 2004, en Lammersen, 2004).

De resultaten van de 2-dimensionale overstromingssimulaties werden vervolgens overgebracht naar een 1-dimensionaal SOBEK model. Elke doorbraak of overloop van een dijk (resp. muur) werd gemodelleerd als een retentiebekken. Waterstromen achter de dijk parallel aan de Rijn die verder benedenstrooms weer terug in de Rijn stroomden, werden gemodelleerd als parallelle stromen van de Rijn. Parameters zoals oppervlakte, capaciteit, instroming en uitstroming werden gebaseerd op informatie uit het Delft-FLS model (voor meer informatie zie Van der Veen et al., 2004a en Lammersen, 2004). Dit maakte het mogelijk om de gevolgen van overstromingen voor de afvoergolven in de Rijn op een gedetailleerdere manier te simuleren dan was gedaan voor de Oberrhein.

Door gebruik te maken van het SOBEK model zijn de gevolgen van maatregelen voor de reductie van overstromingen in Noordrijn-Westfalen onderzocht in combinatie met de gevolgen van dijkoverstromingen resp. dijkdoorbraak (Van der Veen et al., 2004a, Van der Veen et al., 2004b, Mehlig, 2004 en Lammersen, 2004).

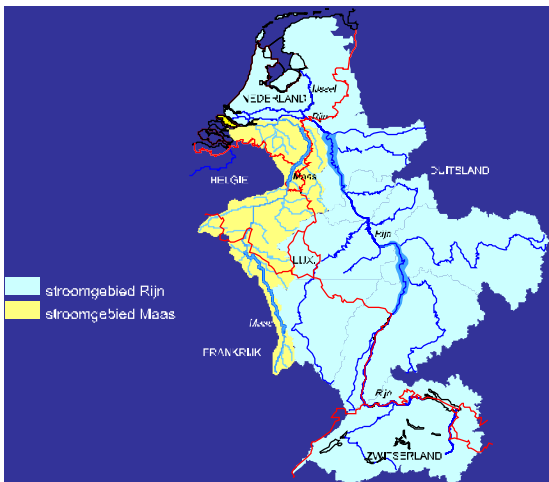
Als aanvulling op de studie van Lammersen (2004) maakte Gudden (ongepubliceerd) berekeningen met nog hogere piekafvoeren. Hij gebruikte alleen het 2-dimensionale model voor de Niederrhein, dat gebruikt was bij voornoemde studie. Gudden nam hierbij alleen de overstromingen langs de Niederrhein mee.



Figuur B.2: Onderzoeksmethode

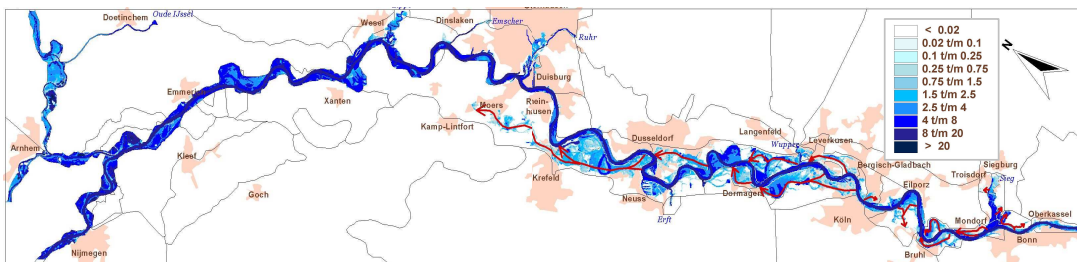
4. Extreme hoogwaterstanden en overstromingen in Duitsland door extreme neerslag

De resultaten van Lammersen (2004) laten zien dat zich vanwege het lagere beschermingsniveau uitgebreide overstromingen plaatvinden langs de Oberrhein en de Niederrhein in Duitsland wanneer door hoge waterstanden de dijken overstromen (zie figuur B.3).



Figuur B.3: De stroomgebieden van Rijn en Maas met potentieel overstromde gebieden langs de Rijn en de Maas bovenstrooms van Nederland.

Figuur B.4 geeft een voorbeeld van het overstromde gebied langs de Duitse Niederrhein, waarbij de blauwe gebieden overstromd zijn en de rode pijlen grote stroomwegen achter de dijken aangeven die zich ontwikkelen gedurende de overstroming.

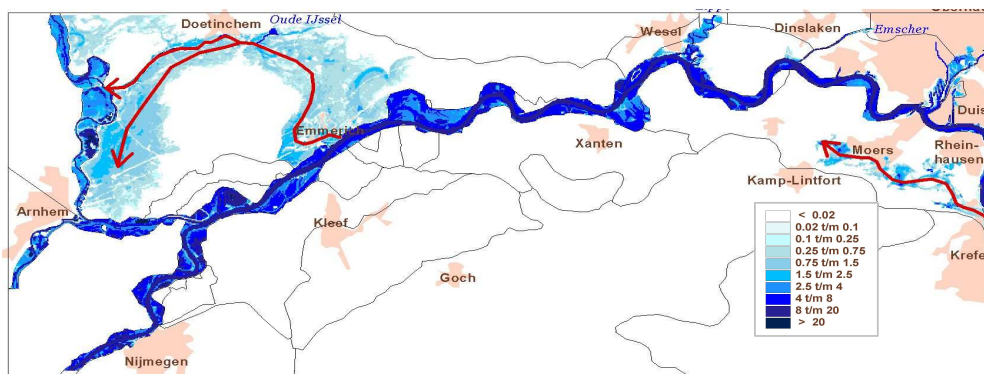


Figuur B.4: Overstromingen langs de Duitse Niederrhein (dijksituatie 2020): maximale waterdiepten [m] en hoofdstroomwegen achter de dijken (uit Lammersen, 2004).

De simulaties wezen erop dat afvoeren groter dan 11.000 m³/s bij Keulen zullen zorgen voor grootschalige overstromingen langs de Duitse Niederrhein. De overstromingen beginnen langs het zuidelijke gedeelte van de Niederrhein tussen Bonn/Keulen en Düsseldorf/Dormagen. Bij hogere afvoeren zullen ook gebieden langs het middengedeelte van de Niederrhein tussen Düsseldorf/Dormagen en de monding van de Ruhr-rivier overstromd worden. Verder stroomafwaarts zijn er geen overstromingen in de weergegeven dijksituatie. Als dijken doorbreken of overstromd raken, ontwikkelen zich stromen parallel aan de Rijn, wat ook kan leiden tot overstroming van gebieden met een hoger beschermingsniveau (zie figuur B.2). Deze rijnparallele stromingen stromen gedeeltelijk verder benedenstrooms weer terug in de hoofdriever. Dit veroorzaakt interactie van

overstromingen en de voortplanting van hoogwatergolven, hetgeen moeilijk voorspeld kan worden in detail.

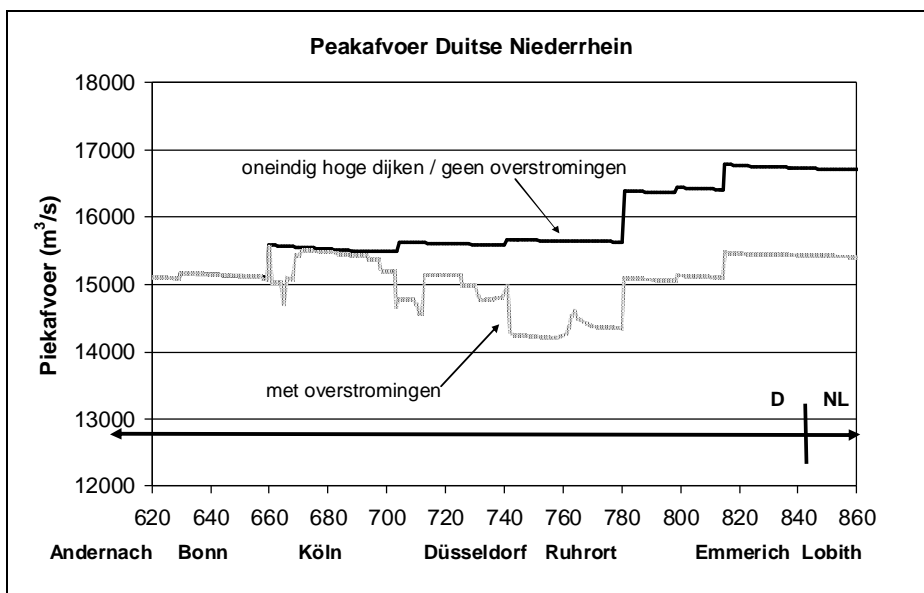
Als er nog hogere afvoeren het gebied langs de Niederrhein zouden bereiken, bijvoorbeeld vanwege klimaatverandering en/of stijgende dijkniveaus bovenstrooms op het stroomgebied, kan overstroming van dijken ook plaatsvinden in het noordelijke gedeelte van de Niederrhein. Dit zal waarschijnlijk leiden tot grensoverschrijdende overstromingen. Figuur B.5 geeft een dergelijke situatie weer.



Figuur B.5: Voorbeeld van een grensoverschrijdende overstroming bij de Duits-Nederlandse grens: maximum waterdiepten [m], extreem scenario (uit Lammersen, 2004).

5. Piekafvoer en ontwikkeling van piekafvoer langs de Rijn

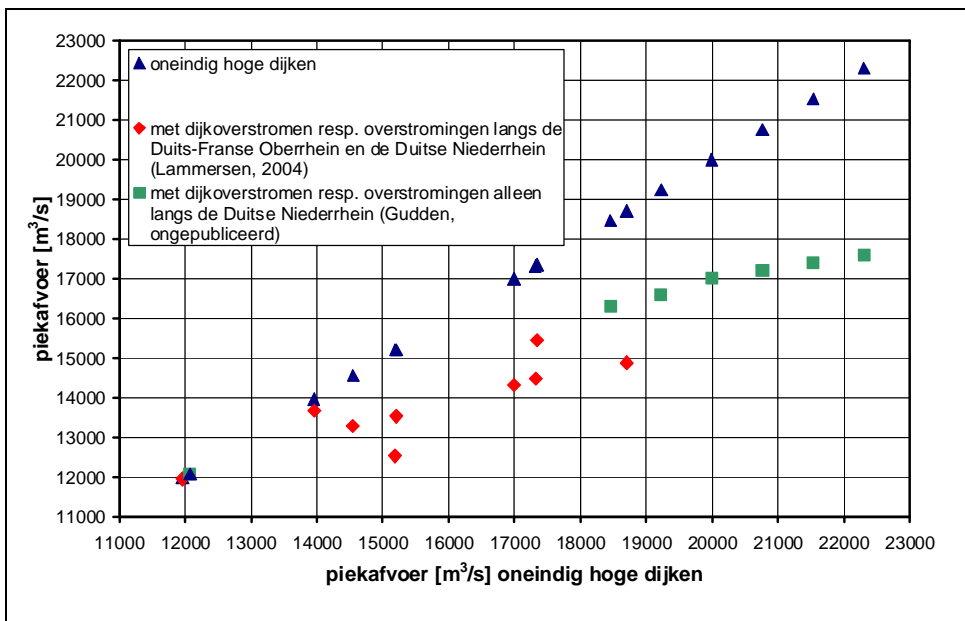
Figuur B.6 toont de gevolgen van overstromingen voor de ontwikkeling van de afvoerpiek langs de Niederrhein. Er is uitgegaan van een hoogwatergolf met een piekafvoer van 15.000 m³/s nabij Bonn en twee scenario's voor dijkhoogte. In het eerste scenario, weergegeven door de zwarte lijn, zijn de berekeningen gemaakt uitgaande van oneindig hoge dijken, zodat zich geen overstromingen voordoen. In deze situatie neemt de piekafvoer langs de Rijn toe door instromingen van de zijrivieren. Wanneer de dijkoverloop meegenomen wordt (tweede scenario, weergegeven door de stippellijn) nemen de piekafvoeren scherp af op bepaalde punten langs de rivier als gevolg van lokale overstroming van dijken. In dit scenario stijgen piekafvoeren ook scherp op locaties waar water, dat parallel aan de rivier de Rijn achter de dijken loopt, terugstroomt in de hoofdriever.



Figuur B.6: Ontwikkeling van een extreme peikafoer met en zonder dijkoverstromen langs de rivieras (dijksituatie 2020, hoogwatergolf HW8); (uit Lammersen, 2004).

Als gevolg van de dijkoverloop langs de Ober- en Niederrhein, worden piekafvoeren bij Lobith significant gereduceerd.

Figuur B.7 illustreert dit voor een selectie hoogwaterstanden met een zeer hoge piekafvoer. In deze figuur zijn de resultaten van twee studies gecombineerd. De berekeningen die genoemd zijn door Lammersen (2004) omvatten dijkoverloop langs de Boven- en Niederrhein. Er is een duidelijk verband tussen de reductie van de piekafvoer en de omvang van de piekafvoer, maar de sterkte van dit verband is niet erg groot. Dit komt doordat de gevolgen van dijkoverloop afhankelijk zijn van de oorsprong en het ontstaan van de hoogwatergolf: een hoogwatergolf die komt van de Oberrhein zal beïnvloed worden door de overstromingen langs zowel de Ober- als de Niederrhein hetgeen resulteert in een relatief brede hoogwatergolf die de Niederrhein binnenkomt. Een hoogwatergolf die afkomstig is van de Mittel- of Niederrhein zal alleen beïnvloed worden door overstromingen langs de Niederrhein.



Figuur B.7: Piekafvoeren bij Lobith met en zonder dijkoverstromen langs de Ober- en Niederrhein in Duitsland, dijksituatie 2020 (volgens Lammersen, 2004) en met en zonder dijkoverstromen langs de Niederrhein, dijksituatie 2020 (volgens Gudden, ongepubliceerd).

Een schatting van de gevolgen van overstromingen voor nog grotere afvoeren is gemaakt door Gudden (ongepubliceerd). Hij nam alleen de overstromingen langs de Niederrhein mee, om een schatting te krijgen van de reductie van de piekafvoer bij Lobith onder zeer extreme omstandigheden. De resultaten daarvan zijn ook weergegeven in figuur B.7. De hoogwatergolven zijn gegenereerd door het vergroten van één bepaald hoogwatergolf met bepaalde factoren. De daaruit voortvloeiende hoogwatergolven zijn daarom niet verschillend met betrekking tot hun oorsprong en vorm, en geven daarom minder verschillen in de resulterende piekafvoeren bij Lobith. Bovendien is de schatting van de piekafvoer bij Lobith nogal ruw, omdat een simulatie zonder dijkoverstromen (d.w.z. dat de dijken oneindig hoog zijn) niet mogelijk is met het door Gudden gebruikte model. Desalniettemin wordt de resulterende curve steeds vlakker en overschrijdt het niveau van ongeveer 17.500 m³/s niet. Dit geeft echter geen inzicht in de variatie die zich kan voordoen door hoogwatergolven met een andere oorsprong. De manier van genereren van hoge afvoeren door Gudden (ongepubliceerd), waarbij overstromingen langs de Oberrhein niet meegenomen zijn en andere onzekerheden zoals de interactie van de hoofdrijver en zijrivieren onder zeer extreme omstandigheden, etc., geeft een indicatie dat dit niveau eerder een hoge dan een lage schatting is.

Ondanks deze onzekerheden, maken beide studies duidelijk dat piekafvoeren bij Lobith aanzienlijk gereduceerd worden door overstromingen bovenstrooms van Lobith. Uit figuur B.7 kan geconcludeerd worden, dat onder de condities van hoogwaterbescherming, die in 2020 in Duitsland zullen gelden, de 1250-jaar

afvoeren van 16.500 – 19.000 m³/s, die onder de aanname, dat er geen overstromingen in Duitsland zullen plaatsvinden, geprojecteerd zijn voor 2050 (Beersma et al., 2008), gereduceerd zullen worden tot ongeveer 15.500 – 17.000 m³/s, en dat de geprojecteerde 1250-jaar afvoeren van 17.000 – 22.000 m³/s voor 2100 gereduceerd zullen worden tot ongeveer 16.000 – 17.500 m³/s onder de 2020 hoogwaterbescherming in Duitsland.

Opgemerkt wordt dat de afvoercapaciteit, in de dijksituatie van 2020, langs de meeste delen van het noordelijke deel van de Niederrhein rond 17.500 m³/s ligt. Wanneer ten gevolg van het gecombineerde effect van klimaatverandering en hogere dijken stroomopwaarts in Duitsland, piekafvoeren groter dan 17.500 m³/s zouden aankomen in het noordelijke deel van de Niederrhein, zou dit leiden tot ongecontroleerde overstromingen in dit gebied en ook in het oostelijke deel van Nederland, als gevolg van grensoverschrijdende overstromingen in oude rivierdalen.

6. Conclusie

KNMI concludeert (Beersma et al, 2008) dat als gevolg van klimaatverandering de 1250-jaar afvoer bij Lobith van 16.000 m³/s (de ontwerpafvoer) kan stijgen tot 16.500 – 19.000 m³/s in 2050 en tot 17.000 – 22.000 m³/s in 2100. Door het lagere niveau van hoogwaterbescherming in Duitsland vergeleken met Nederland zullen de hoogwatergolven van deze omvang echter de afvoercapaciteit langs de Oberrhein en de Niederrhein in Duitsland overschrijden. Dit zal overstromingen veroorzaken van gebieden die gewoonlijk beschermd zijn tegen hoogwater. Deze overstromingen in Duitsland zullen de piekafvoer die Nederland bij Lobith bereikt substantieel reduceren.

Onder de huidige niveaus van hoogwaterbescherming zullen de piekafvoeren die Lobith kunnen bereiken lager zijn dan het KNMI presenteert (Beersma et al., 2008). Op basis van de hydrodynamische analyse kan geconcludeerd worden dat onder de condities van hoogwaterbescherming, die in 2020 in Duitsland zullen gelden, de piekafvoeren bij Lobith kleiner zullen zijn dan 17.500 m³/s. Daarom zullen onder deze condities de afvoeren van 16.500 – 19.000 m³/s, die onder de aanname, dat er geen overstromingen in Duitsland zullen plaatsvinden, geprojecteerd zijn voor 2050 (Beersma et al., 2008), gereduceerd worden tot ongeveer 15.500 – 17.000 m³/s en zullen de voorspelde 1250-jaar afvoeren van 17.000 – 22.000 m³/s voor 2100 gereduceerd worden tot ongeveer 16.000 – 17.500 m³/s.

Uit de overstromingsstudies in de Niederrhein is geconcludeerd dat toekomstige piekafvoeren in Nederland net zoveel afhankelijk zijn van de activiteiten in Duitsland als van de toenemende afvoer door klimaatverandering. De toekomstige ontwikkeling van overstromingsbescherming in Duitsland is onduidelijk, maar momenteel zijn er geen plannen aanwezig om de hoogwaterbescherming zodanig te verbeteren dat hoogwatergolven boven 17.500 m³/s verwacht kunnen worden. Een verhoging van het

beschermingsniveau in Duitsland zal waarschijnlijk leiden tot piekafvoeren die hoger zijn dan 17.500 m³/s. Er moet echter benadrukt worden dat piekafvoeren van 22.000 m³/s alleen de Duits-Nederlandse grens kunnen bereiken, als de beschermingsniveaus in Duitsland over het algemeen verhoogd zijn tot niveaus die vergelijkbaar zijn met die in Nederland. Dit zal een enorme operatie in Duitsland vereisen, zowel financieel als technisch, die in sommige gevallen technisch zelfs niet mogelijk is. Andere strategieën om zich aan te passen aan hoogwaters in plaats van de afvoercapaciteit in rivieren te verhogen, worden intensief besproken in Duitsland. Daarom lijkt het onwaarschijnlijk dat Duitsland het beschermingsniveau zal doen toenemen, zodanig dat afvoeren van een grootte van 22.000 m³/s Nederland zullen bereiken. Om deze reden en omdat het erg moeilijk is om de gevolgen in te schatten van gedeeltelijk verhoogde beschermingsniveaus in Duitsland, is het niet mogelijk om een duidelijk antwoord te geven over welk getal realistisch verwacht kan worden. Dit is deels ook te wijten aan andere onzekerheden, zoals het effect van (toekomstige) maatregelen voor overstromingsreductie, de interactie van de hoofdrijver en de zijrivieren onder zeer extreme omstandigheden, etc.

Tenslotte is de samenwerking met Duitsland uiterst belangrijk om te kunnen beoordelen wat de gevolgen van toekomstige Duitse plannen voor overstromingsbescherming kunnen zijn voor Nederland. Dat is nog belangrijker wanneer dijkverbeteringen in Duitsland zullen leiden tot een verhoging van piekafvoeren, die kunnen zorgen voor grensoverschrijdende overstromingen langs het noordelijke gedeelte van de Niederrhein.

Documentatie

Beersma, J.J., Bakker, A.M.R., Buishand, T.A. and Klein Tank, A.M.G., 2008, Future Rhine discharge as a result of climate change – review for the new Dutch Delta committee. KNMI, De Bilt (Appendix A of this report).

Buishand, T.A. und Brandsma, T., 2001, Multi-site simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbour resampling. *Water Resources Research*, 37, 2761-2776.

Eberle, M.; Hammer, M.; Busch, N.; Engel, H.; Krahe, P. und Wilke, K., 2004, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine), section Extreme floods from the River Rhine basin; (in German: ISBN 9036956501, in Dutch: ISBN 9036956684).

Gudden, J.J. , 2004, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine), section Inundation in NRW and Gelderland; (in German: ISBN 9036956641, in Dutch: ISBN 9036956692).

Gudden, J.J.: Results of 2-D Delft-FLS calculations of extreme discharges along the lower Rhine area (unpublished)

Lammersen, R., 2004, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine), main report; (in German: ISBN 9036956382, in Dutch: ISBN 9036956390).

Mehlig, B., 2004, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine), section Retention measures in NRW and in the Netherlands; (in German: ISBN 903695665, in Dutch: ISBN 9036956706).

Veen, R. van der; Lammersen, R.; Kroekenstoel, D.F. und Brinkmann, M., 2004a, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine), section Input data for the DSS Lower Rhine and Rhine branches; (in German: ISBN 9036956668, in Dutch: ISBN 9036956714).

Veen, R. van der; Kroekenstoel, D.F. und Brinkmann, M., 2004b, Effects of extreme floods along the Niederrhein (Lower Rhine); section Results DSS Lower Rhine and Rhine branches; (in German: ISBN 9036956676, in Dutch: ISBN 9036956722).

Appendix C – Zeespiegelstijging in de buitenlandse beleidsdocumenten

De lokale zeespiegel en de gevoeligheid voor verandering van zeespiegel kunnen significant verschillen van het voorspelde wereldgemiddelde. Dat is waarom veel landen hun eigen projecties publiceren voor gebruik bij het interne proces van beleidsvorming. In tabel C1 is een kort overzicht gegeven van sommige van deze geadviseerde zeespiegelstijgingswaarden. De meeste van deze documenten gebruiken 1990 als referentiejaar.

Australië: In het laatste Climate Change in Australia - Technical Report (2007), zijn de projecties uit het IPCC AR4 (Meehl, 2007) overgenomen. Het rapport waarschuwt echter dat hogere waarden mogelijk zijn. Op basis van modelstudies zijn voor de oostkust in 2070 waarden gegeven van 10cm boven het wereldgemiddelde.

Duitsland: De Duitse Adviesraad voor globale verandering schat dat de mondiale zeespiegelstijging tegen het jaar 2300 3–5m hoog kan worden. Deze schattingen zijn gebaseerd op het uitgangspunt van een mondiale opwarming van 3°C. (WBGU, 2006, pp. 37)

Tabel C.1: Zeespiegelstijging, geadviseerde waarden van geselecteerde landen

Land	Zeespiegelstijging (m)			Bron
	2050	2100	2300	
Australië		IPCC 2007 met voorziening voor hogere waarden		Climate Change in Australia – Technical Report 2007
Duitsland			3–5	WBGU, 2006
UK	0,26 tot 0,35	0,79 tot 0,98		DEFRA, 2006
VS, langs de Mid-Atlantische kust		0,30 tot 0,90		Background Documents Supporting Climate Change Science Program, 2008
VS, Californië		0,50 tot 1,40		Delta Vision "Blue Ribbon" Task Force, 2008

UK: DEFRA geeft 'goedkeuringen' of methodologie voor de berekening van de zeespiegelstijging voor verschillende delen van het land tot 2115. Deze goedkeuringen worden gebruikt als een richtlijn voor de planning van kustwering. In de laatste update van 2006 vervangt DEFRA de enkelvoudige lineaire interpolatie die voorheen gebruikt werd door een exponentiële interpolatie. De hoogste geprojecteerde niveaus zijn voor Oost-Engeland: 35 cm voor 2050 en 98 cm voor 2100. Projecties van stormvloed en golven zijn niet meegenomen. Naar verwachting zal DEFRA tegen het einde van 2008 komen met een nieuw rapport en nieuwe projecties voor zeespiegelstijging. (DEFRA, 2006)

VS (Californië): Schattingen voor de volledige omvang voor zeespiegelstijging in 2100 liggen binnen het bereik van 50 – 140 cm. De aanbeveling werd in maart 2008 gepubliceerd door Delta Vision "Blue Ribbon" Task Force, een onafhankelijke eenheid die is aangesteld door de gouverneur en die verantwoordelijk is voor de aanbevelingen inzake toekomstige projecten voor een duurzame delta en verantwoord waterbeheer in Californië. (persoonlijke mededelingen)

Documentatie

Background Documents Supporting Climate Change Science Program Synthesis and Assessment Product 4.1: Coastal Elevations and Sensitivity to Sea Level Rise, J.G. Titus and E.M. Strange (eds.), 2008. EPA 430R07004. U.S. EPA, Washington, DC

Climate Change in Australia – Technical Report, 2007.
<http://www.climatechangeinaustralia.gov.au/resources.php>

DEFRA, 2006, Flood and Coastal Defence Appraisal Guidance, FCDPAG3

Economic Appraisal, Supplementary Note to Operating Authorities –
Climate Change Impacts, October 2006, London.

Delta Vision "Blue Ribbon" Task Force, 2008 (personal communications)

WBGU, 2006, The Future Oceans – Warming Up, Rising High, Turning Sour, Berlin, ISBN 3-936191-14-X: http://www.wbgu.de/wbgu_sn2006_en.html